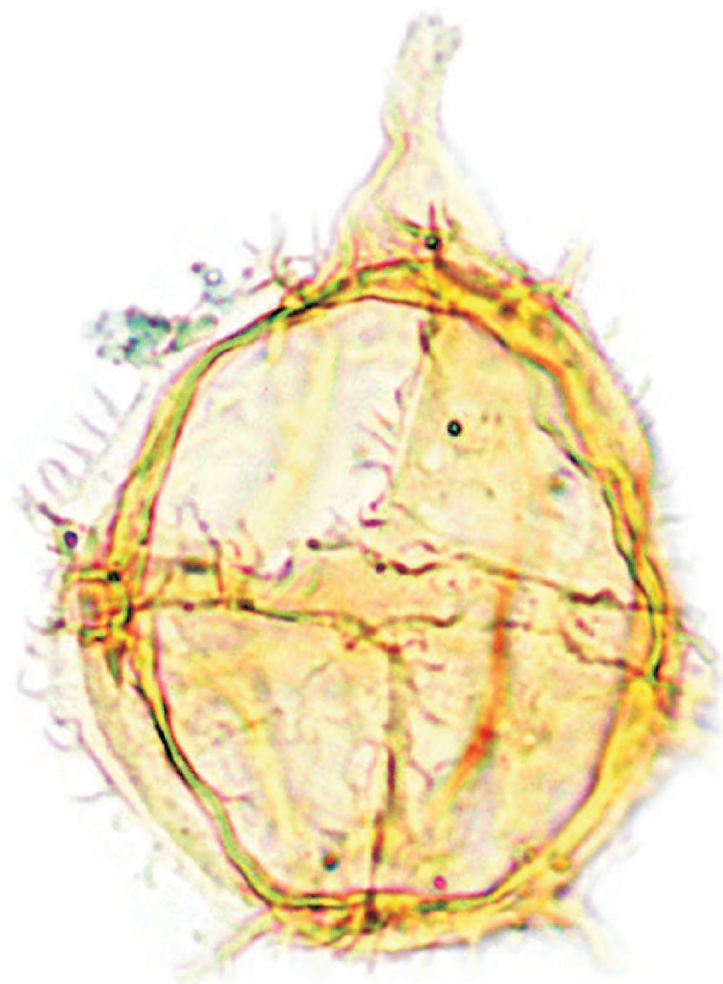


Palinostratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira

Doutoramento em Geociências
Especialidade em Geologia

Marisa Eugénia Nogueira Borges



VOLUME I - Palinostratigrafia

2012



UAIG

UNIVERSIDADE DO ALGARVE

Palinostratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira

Doutoramento em Geociências
Especialidade em Geologia

Marisa Eugénia Nogueira Borges

TESE ORIENTADA POR:

Professor Doutor Paulo Fernandes

(FCT, UAIG - Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade do Algarve)

Doutora Zélia Pereira

(LNEG - Laboratório Nacional de Energia e Geologia)

Professor Doutor Geoffrey Clayton

(Geology Dep., Trinity College Dublin, Irlanda)

Doutor Robbie Goodhue

(Geochemistry Lab., Geology Dep., Trinity College Dublin, Irlanda)

VOLUME I - Palinostratigrafia

2012

LEGENDA DA FOTOGRAFIA ILUSTRADA NA CAPA

Gonyaulacysta jurassica (Deflandre 1939) Norris & Sarjeant 1965 subesp. *adecta* Sarjeant 1982.

Praia da Baleeira, Caloviano superior, amostra BA1, lâmina 1, L43. Ampliada cerca de 1800x.

CRÉDITOS

Autoria das fotografias: Bruno Rodrigues- p. 228, p. 232 (1), p. 234 (1), p. 238 (1), p. 240, p. 244, p.246; Dr. Paulo Fernandes - p.248.

RESUMO

A biostratigrafia de dinoflagelados, do Jurássico da Bacia Algarvia e do Afloramento Mesozoico da Carrapateira, foi efetuada com base no estudo palinológico de 482 amostras, provenientes de quinze sucessões margo-calcárias da sub-bacia ocidental, sub-bacia oriental e de duas sondagens offshore da Bacia Algarvia, e da Baía das Três Angras no Afloramento Mesozoico da Carrapateira.

As amostras recolhidas do Jurássico Inferior revelaram-se pobres em palinomorfos devido, principalmente, à natureza dolomítica destas sucessões carbonatadas.

Os resíduos orgânicos das amostras pertencentes ao Jurássico Médio e Superior são, geralmente, abundantes e possuem palinomorfos bem preservados. Foram identificadas 57 espécies de quistos de dinoflagelados, 5 espécies de esporos, 9 espécies de pólenes, 1 género de acritarcas e 1 género de algas. Os novos dados palinostratigráficos, com base em quistos de dinoflagelados, são consistentes com as Cronozonas de amonites descritas para estas sucessões. As palinofloras de dinoflagelados revelam afinidades com a província do Tétis. Na Bacia Algarvia não foi registada a presença das principais formas marcadoras das biozonas do NW da Europa e as associações recuperadas revelaram-se significativamente menos diversas do que associações contemporâneas conhecidas noutros locais. Este facto estará relacionado com fatores paleogeográficos e com as condições restritas que prevaleceram na Bacia Algarvia durante o Jurássico.

A partir da análise de palinofácies verificou-se a existência de uma grande similaridade entre os ambientes deposicionais em todas as sucessões analisadas, verificando-se a existência de uma variação entre ambientes de plataforma proximal a intermédia, sempre com forte influência continental.

Os perfis quimiostratigráficos, de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, obtidos da análise de rocha total, das sucessões carbonatadas do Bajociano superior - Kimmeridgiano inferior, mostram uma tendência geral semelhante às curvas $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ globais para este intervalo, no domínio tetisiano. Excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ foram observadas em Benaçoitão e na Baía das Três Angras. No entanto, estes terão sido eventos locais, que não têm relação com a curva global $\delta^{13}\text{C}$, tendo sido interpretados como o resultado da entrada de grande quantidade de ^{12}C para a bacia, cuja origem pode estar associada à degradação e oxidação da matéria orgânica e/ou meteorização das áreas continentais em consequência de variações do nível do mar.

PALAVRAS CHAVE: Quistos de dinoflagelados; Bacia Algarvia; Afloramento Mesozoico da Carrapateira; Jurássico; Palinostratigrafia; Isótopos estáveis.

ABSTRACT

The dinoflagellate cysts biostratigraphy of Jurassic fill of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier was studied. 482 samples were collected from fifteen limestone-marl successions from the western, eastern subbasins from two of the offshore wells of the Algarve Basin, and from the Carrapateira Outlier.

Samples collected from Lower Jurassic proved extremely sparse palynologically, due probably to the intensely dolomitised nature of this carbonate succession. The organic residues from Middle and Upper Jurassic are abundant and comprise well-preserved palynomorphs. The palynological analysis allowed the identification of 57 species of dinoflagellate cyts, 5 species of spores, 9 species of pollen, 1 genus of acritarch and 1 genus of algae. The new biostratigraphical results are consistent with the ammonite Chronozones described in the same sections. The dinoflagellate palynofloras show more affinities to the Tethyan province. Many important dinoflagellate marker forms known from NW Europe were not encountered in the Algarve Basin and the dinoflagellate cyst assemblages are significantly less diverse than coeval assemblages from elsewhere. This was probably due to palaeogeographical factors and the relatively enclosed basin conditions that prevailed during the Jurassic in the Algarve Basin.

Palynofacies analysis suggests a great similarity in the depositional environments in all the selected successions, showing a variation between proximal and intermediate marine environments, always with high continental influence.

The compiled bulk rock $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ chemostratigraphy profiles from the carbonate sequences of the Upper Bajocian-Lower Kimmeridgian show a baseline trend that agrees well with the global $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ curves for this time interval of the Tethyan Realm. Negative $\delta^{13}\text{C}$ excursions were observed in the Benaçoitão and Três Angras Bay successions. However, these were local events which were not tied to the global $\delta^{13}\text{C}$ curve and are interpreted to large input of ^{12}C to the basin, either related to high weathering rates and/or decaying organic matter consequence of sea-level variations.

KEY-WORDS: Dinoflagellate cysts; Algarve Basin; Carrapateira Outlier; Jurassic; Palynostratigraphy; Stable isotopes.

Aos meus pais e às minhas irmãs
Ao Paulo

*“O começo de todas as ciências é a surpresa
de que as coisas sejam aquilo que são.”*

Aristóteles

AGRADECIMENTOS

A realização e concretização desta dissertação não teria sido possível sem o apoio de várias pessoas e instituições, a quem deixo aqui o meu expresso agradecimento.

As minhas primeiras palavras são para os meus orientadores, Prof. Doutor Paulo Fernandes, Doutora Zélia Pereira, Prof. Doutor Geoffrey Clayton e Doutor Robbie Goodhue.

Ao Prof. Doutor Paulo Fernandes, quem me propôs o tema de dissertação e me encaminhou para esta área de investigação, estou profundamente grata pela orientação e disponibilidade com que me apoiou. O auxílio no trabalho de campo, as diversas sugestões e críticas fornecidas nas diferentes fases do trabalho, a leitura atenta e paciente do texto, foram essenciais para a execução destes estudos.

À Doutora Zélia Pereira, orientadora e amiga, pelo acompanhamento do trabalho, pela disponibilidade e apoio revelados ao longo destes anos, assim como pelas correções críticas e sugestões relevantes feitas durante a orientação e pela ajuda na formatação final da dissertação. Mas, acima de tudo, pela hospitalidade com que me recebeu em sua casa, pelo seu incansável apoio moral, e pela amizade e inestimável paciência, principalmente na contenção das minhas angústias finais.

Ao Prof. Doutor Geoffrey Clayton e Doutor Robbie Goodhue, que aceitaram orientar este trabalho, pela permanente disponibilidade e pela partilha dos seus conhecimentos, que me permitiram encontrar informações e soluções que em muito contribuíram para a execução desta tese, assim como pela forma afetuosa com que me receberam no Trinity College durante as minhas estadias em Dublin.

À Universidade do Algarve, na pessoa do Magnífico Reitor Prof. Doutor João Pinto Guerreiro, agradeço o apoio técnico e facilidades concedidas na utilização dos meios indispensáveis à realização deste trabalho.

Ao Centro de Investigação Marinha e Ambiental (CIMA), na pessoa do Coordenador Geral Prof. Doutor Tomasz Boski, por todas as facilidades e apoio material que viabilizaram a concretização deste trabalho.

Ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), em especial ao Laboratório de Geologia e Minas, na pessoa do diretor Prof. Doutor Mário Rui Machado Leite, pelos meios humanos e as facilidades materiais que tornaram possível a execução deste trabalho.

Ao Doutor James Riding, com quem aprendi muito e a quem devo muito. Pela forma carinhosa como me recebeu em Nottingham, no British Geological Survey, pela disponibilidade manifestada e pelo incansável incentivo, acompanhamento e apoio nos trabalhos.

Ao Artur Sá, um verdadeiro amigo e o grande impulsionador da minha entrada no mundo da investigação. Agradeço o seu apoio incondicional, incentivo, amizade, riqueza de ideias e troca de conhecimentos, e acima de tudo, toda a confiança que depositou e deposita em mim.

Aos colegas e amigos da Unidade de Geologia e Cartografia Geológica do LNEG, em particular à Renata Santos, ao Narciso Ferreira, ao José Feliciano, ao Carlos Meireles, ao Paulo Castro, à Ana Paula, ao Rui Teixeira e à Eliane Marques, pela simpatia com que me receberam no seio desta “família” e pelo incentivo constante. Ainda uma palavra ao Dr. Bernardo Barbosa e ao Dr. Orlando Gaspar pelas palavras

simpáticas e de incentivo, com que sempre me brindaram durante as suas visitas. Ao Filipe Barreira, pela revisão gráfica da formatação do texto e capa da dissertação.

Às técnicas do Laboratório de Palinologia da Unidade de Geologia e Cartografia Geológica (UGCG) do LGM/LNEG, em Alfragide, Cátia Valente e Sandra Gomes, pelo apoio na preparação laboratorial das amostras.

À Gilda Lopes, com quem partilhei o gabinete durante estes últimos anos, pela amizade, pela convivência diária e pela leitura cuidada do texto final e valiosas sugestões.

Aos amigos e funcionários do departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro, ao Tito Azevedo, ao Márcio Silva e ao Álvaro Pereira, pelo apoio técnico dado na preparação e corte das amostras utilizadas para estudos geoquímicos e pela amizade sempre demonstrada.

Ao Nuno Vaz, pela amizade, apoio e incentivo constantes.

Aos colegas e amigos da Universidade do Algarve, à Saritta Encarnação, ao Paulo Pedro, à Selma Gabriel, à Laura Pereira, à Ana Gomes, à Francisca Rosa e à Isabel Mendes, e a todos os outros, pela alegre convivência durante a minha estadia no Algarve e pela facilidade com que me integraram nesta equipa, sempre disponível e bem-disposta. Não posso deixar de dirigir uma palavra especial à Saritta, por todo o apoio logístico, por me receber sempre de braços abertos em sua casa, bem como pelo carinho e disponibilidade demonstrados ao longo deste percurso.

À Lúcia Dias e ao Paulo Matos, pelo apoio técnico na árdua tarefa de amostrar a sucessão verticalizada da Baía das Três Angras.

Ao Bruno Rodrigues, pela amizade e muita paciência, pela sua total disponibilidade e apoio no trabalho de campo, na discussão da geologia do Algarve, pela cedência de fotografias e execução da maioria dos mapas.

Ao Vasco Matos, pela ajuda no trabalho de campo, preparação laboratorial de amostras, pela partilha e discussão de informações, principalmente no que respeita à temática das palinofácies.

À Lígia Castro, pela amizade, pela introdução ao mundo dos “Dinos”, pela valiosa ajuda em apoio bibliográfico e cedência de algumas imagens, que em muito contribuíram para a concretização deste trabalho.

À Paulinha, uma amiga de todas as horas, que no meu percurso de vida pessoal e profissional me ajudou a crescer e que nos momentos de desânimo esteve comigo, incentivando-me sempre a continuar o caminho.

À Filipa Moutinho e à Mafalda Moutinho, as pequenas que sempre me receberam com tanto carinho e que, apesar de inocentemente, me ajudaram a ultrapassar alguns momentos de isolamento e angústia.

A toda a minha família, que me tem acompanhado e apoiado incondicionalmente desde que me conheço. Em especial aos meus pais e às minhas irmãs, pela compreensão manifestadas apesar da falta de atenção e ausências, pelo entusiasmo e orgulho com que sempre reagiram aos resultados académicos da filha e irmã, e com quem sei que posso sempre contar.

À Ana Rita, pelo carinho, compreensão, incentivo e ternura sempre manifestados durante todo este período.

Ao Paulo, que sempre me incentivou a crescer científica e pessoalmente, pelas inúmeras trocas de impressões e comentários ao trabalho. Acima de tudo, pelo inestimável apoio, compreensão das minhas ausências e pela paciência reveladas ao longo destes anos. Por ser a minha âncora, e por tantas vezes me limpar as lágrimas e me mostrar que afinal é possível.

À AASP (American Association of Stratigraphic Palynologists) pelo financiamento para participar no Advanced Course in Jurassic – Cretaceous – Cenozoic Organic walled dinoflagellate cysts; Morphology, Paleoecology & Stratigraphy, realizado em Urbino, Itália.

À IFPS (International Federation of Palynological Societies) pelo financiamento para participar no Congresso IPC3, em Londres.

À Fundação para a Ciência e a Tecnologia, pela bolsa de doutoramento (SFRH/BD/40428/2007) concedida, que permitiu a realização dos estágios científicos em Dublin e Nottingham e o suporte financeiro da maior parte do trabalho laboratorial.

A todos, o meu muito obrigada!

ÍNDICE

VOLUME I - Palinostratigrafia

RESUMO/PALAVRAS CHAVE	III
ABSTRACT/KEY-WORDS	V
AGRADECIMENTOS	XI
ÍNDICE DE FIGURAS	XIX
ÍNDICE DE TABELAS	XXIII
1. INTRODUÇÃO	25
1.1. APRESENTAÇÃO	25
1.2. ESTRUTURA DA TESE	25
1.3. TRABALHOS ANTERIORES NAS ÁREAS DE ESTUDO	26
1.4. OBJETIVOS DO ESTUDO	27
2. ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS ESTUDADAS	29
2.1. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOMORFOLÓGICO	29
2.1.1. REGIÃO DO ALGARVE	29
2.1.2. AFLORAMENTO MESOZOICO DA CARRAPATEIRA	30
2.2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO	31
2.2.1. PALEOZOICO	31
2.2.2. MESOZOICO - BACIA ALGARVIA	31
2.2.2.1. TRIÁSICO - JURÁSSICO INFERIOR (Sinemuriano)	32
2.2.2.2. JURÁSSICO (Pliensbaquiano - Titoniano)	34
2.2.2.2.1. JURÁSSICO INFERIOR (Pliensbaquiano inferior - Toarciano)	34
2.2.2.2.2. JURÁSSICO MÉDIO (Aaleniano - Caloviano)	36
2.2.2.2.3. JURÁSSICO SUPERIOR (Oxfordiano - Titoniano)	38
2.2.2.3. CRETÁCICO	40
2.2.3. CENOZOICO - BACIA ALGARVIA	45
2.2.3.1. NEOGÉNICO	46
2.2.4. AFLORAMENTO MESOZOICO DA CARRAPATEIRA	47
2.2.5. SONDAGENS RUIVO E CORVINA (<i>OFFSHORE</i> DA BACIA ALGARVIA)	47
2.3. ENQUADRAMENTO PALEOGEOGRÁFICO E TECTÓNICO	50
3. METODOLOGIA	57
3.1. TRABALHOS DE CAMPO	57
3.1.1. RECONHECIMENTO GEOLÓGICO	57
3.1.2. AMOSTRAGEM	57
3.2. TRABALHOS DE LABORATÓRIO E GABINETE	59
3.2.1. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ESTUDOS PALINOLÓGICOS	59
3.2.1.1. LIMPEZA E DESAGREGAÇÃO MECÂNICA	59

3.2.1.2. DESMINERALIZAÇÃO	61
3.2.1.3. CONCENTRAÇÃO DOS PALINOMORFOS	61
3.2.1.4. MONTAGEM E ESTUDO DAS AMOSTRAS	62
3.2.2. PREPARAÇÃO DA AMOSTRAS PARA ANÁLISE GEOQUÍMICA DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL (TOC)	62
3.2.3. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ESTUDOS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS	62
3.2.3.1. ANÁLISE DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS ATRAVÉS DO ESPECTRÓMETRO DE MASSA	63
3.2.3.2. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	63
4. PALINOSTRATIGRAFIA	65
4.1. INTRODUÇÃO	65
4.2. SECÇÕES ESTUDADAS	69
4.2.1. SECTOR OCIDENTAL	69
4.2.1.1. BAÍA DE ARMAÇÃO NOVA	69
I. Descrição do Afloramento	69
II. Palinologia	71
4.2.1.2. CABO DE S. VICENTE	71
I. Descrição do Afloramento	71
II. Palinologia	72
4.2.1.3. PRAIA DA MARETA	72
I. Descrição do Afloramento	72
II. Palinologia	74
4.2.1.4. PRAIA DA BALEEIRA	82
I. Descrição do Afloramento	82
II. Palinologia	82
4.2.1.5. PRAIA DA CILHETA	86
I. Descrição do Afloramento	86
II. Palinologia	88
4.2.2. SECTOR ORIENTAL	90
4.2.2.1. TELHEIRO	92
I. Descrição do Afloramento	92
II. Palinologia	93
4.2.2.2. A22 (A22E, A22EE, A22S)	97
I. Descrição do Afloramento	97
II. Palinologia	98
4.2.2.3. FUNCHAIS	99
I. Descrição do Afloramento	99
II. Palinologia	99
4.2.2.4. CERRO DA ROCHA	101
I. Descrição do Afloramento	101
II. Palinologia	102
4.2.2.5. ESTOI - S. MIGUEL	103

I. Descrição do Afloramento	103
II. Palinologia	103
4.2.2.6. SECIL - PICOTA	105
I. Descrição do Afloramento	105
II. Palinologia	105
4.2.3. AFLORAMENTO MESOZOICO DA CARRAPATEIRA	108
4.2.3.1. BAÍA DAS TRÊS ANGRAS	108
I. Descrição do Afloramento	108
II. Palinologia	109
4.2.4. SONDAGENS (<i>OFFSHORE</i> DA BACIA ALGARVIA)	115
4.2.4.1. RUIVO-1	116
I. Descrição da sondagem	116
II. Palinologia	117
4.2.4.2. CORVINA	120
I. Descrição da sondagem	120
II. Palinologia	121
4.3. CONCLUSÃO	124
5. PALINOFÁCIES	129
5.1. INTRODUÇÃO	129
5.1.1. CLASSIFICAÇÃO DOS COMPONENTES DA MATÉRIA ORGÂNICA	129
5.1.2. DISTRIBUIÇÃO, PARÂMETROS E RAZÕES DOS PRINCIPAIS COMPONENTES DA MATÉRIA ORGÂNICA	132
5.1.2.1. PALINOMORFOS	132
5.1.2.2. FITOCLASTOS	134
5.1.2.3. MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA (MOA)	134
5.1.3. CLASSIFICAÇÃO DOS AMBIENTES MARINHOS DEPOSICIONAIS	135
5.2. RESULTADOS	135
5.2.1. TELHEIRO	137
5.2.2. PRAIA DA MARETA	141
5.2.3. PRAIA DA BALEEIRA	147
5.2.4. BAÍA DAS TRÊS ANGRAS	151
5.2.5. RUIVO-1	156
5.2.6. CORVINA	161
5.3. CONCLUSÃO	166
6. GEOQUÍMICA	169
6.1. INTRODUÇÃO	169
6.1.1. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$)	170
6.1.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE OXIGÉNIO ($\delta^{18}\text{O}$)	173
6.1.3. ALTERAÇÕES NAS ASSINATURAS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS CARBONO E OXIGÉNIO	174
6.1.4. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÉNIO NO JURÁSSICO	177

6.1.5. ANÁLISE GEOQUÍMICA – TOC (CARBONO ORGÂNICO TOTAL)	179
6.2. RESULTADOS OBTIDOS NAS SUCESSÕES ESTUDADAS DA BACIA ALGARVIA E DO AFLORAMENTO MESOZOICO DA CARRAPATEIRA	180
6.2.1. PRAIA DA MARETA	181
6.2.2. BENAÇOITÃO	184
6.2.3. BAÍA DAS TRÊS ANGRAS	187
6.3. CONCLUSÃO	191
7. CONCLUSÕES	193
BIBLIOGRAFIA	197
ESTAMPAS DE AFLORAMENTOS	219
ANEXO I	243
ANEXO II	253
ANEXO III	257
ANEXO IV	263

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 2.1. Sub-regiões morfológicas do Algarve; Serra, Barrocal e Litoral - Litoral Ocidental e Litoral Meridional: Barlavento e Sotavento (adaptado de Lopes, 2006)	29
Fig. 2.2. Localização geográfica da Baía das Três Angra (imagem obtida pelo software Google Earth™)	31
Fig. 2.3. Mapa Geológico simplificado da Bacia Algarvia (adaptado folha Sul da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000; Oliveira <i>et al.</i> , 1992)	32
Fig. 2.4. Correlação estratigráfica das unidades do Triássico - Jurássico da Bacia Algarvia (adaptado de Rocha & Rey <i>in</i> Terrinha <i>et al.</i> , 2006; Trindade, 2007)	41
Fig. 2.5. Correlação estratigráfica das unidades do Cretácico da Bacia Algarvia (adaptado de (adaptado de Rocha & Rey <i>in</i> Terrinha <i>et al.</i> , 2006; Rey, 2006)	43
Fig. 2.6. Localização das sondagens petrolíferas Corvina, Ruivo-1, Imperador, Algarve-1 e Algarve-2	48
Fig. 2.7. Colunas estratigráficas das sondagens Corvina e Ruivo-1 (adaptado de Roque & Terinha <i>in</i> Dias <i>et al.</i> 2006; Chevron, 1975; Challenger, 1976)	49
Fig. 2.8. Reconstrução paleogeográfica da posição da placa Ibérica e bacias do atlântico Norte e Central (adaptado de Wilson <i>et al.</i> , 1989)	53
Fig. 3.1. Cartograma dos mapas geológicos à escala 1:50 000, utilizados para o reconhecimento geológico das áreas de estudo (adaptado de e-Geo- Sistema Nacional de Informação Geocientífica/LNEG, 2004-2010)	57
Fig. 3.2. Representação esquemática das várias fases de preparação das amostras para estudos palinológicos	60
Fig. 4.1. Mapa geológico simplificado e localização das sucessões e sondagens estudadas (1- Afloramento Mesozoico da Carrapateira; 2- Baía de Armação Nova; 3- Cabo De S. Vicente; 4- Cilheta, 5- Mareta; 6- Baleeira; 7- Telheiro; 8- Funchais; 9- Estoi-S. Miguel; 10- Cerro da Rocha; 11- Pedreiras Secil - Picota; 12- A22 E, 13- A22 S; 14- Ruivo-1; 15- Corvina) (adaptado da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000, Oliveira <i>et al.</i> , 1992)	66
Fig. 4.2. Correlação entre as escalas zonais de amonites do Jurássico da Província Submediterrânica do domínio tetisiano e da Bacia Algarvia definidas por Rocha (1976), Dommergure <i>et al.</i> , 2011 e Marques <i>et al.</i> , 1992. As idades absolutas estão de acordo com Gradstein <i>et al.</i> , 2004	67
Fig. 4.3. Simbologia utilizada nas colunas estratigráficas apresentadas	68
Fig. 4.4. Mapa geológico simplificado da região de sagres (sub-bacia Ocidental) com a localização das sucessões estudadas em Armação Nova, Cabo de S. Vicente, praia da Mareta, praia da Baleeira e praia da Cilheta (adaptado da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000, Folha 51-B Vila do Bispo; Manuppella & Perdigão, 1972)	69
Fig. 4.5. Coluna estratigráfica do corte da Baía de Armação Nova (adaptado de Rocha, 1976) com localização das amostras estudadas	70
Fig. 4.6. Coluna estratigráfica do corte do Cabo de S. Vicente (adaptado de Rocha, 1976) com localização das amostras estudadas	71
Fig. 4.7. Coluna estratigráfica praia da Mareta com localização das amostras estudadas	73
Fig. 4.8. Coluna estratigráfica praia da Mareta e gráficos com as proporções relativas dos cinco principais grupos de dinoflagelados, expressos em percentagem relativa da associação total de palinóforos	81
Fig. 4.9. Coluna estratigráfica do corte da praia da Baleeira com localização das amostras estudadas	83
Fig. 4.10. Coluna estratigráfica do corte da praia da Baleeira e gráficos com as proporções relativas dos cinco principais grupos de dinoflagelados, expressos em percentagem relativa da associação total de palinóforos	87
Fig. 4.11. Coluna estratigráfica da praia da Cilheta (adaptado de Rocha, 1976) com localização das amostras estudadas	88

Fig. 4.12. Mapa geológico simplificado da sub-bacia Oriental com a localização das sucessões estudadas (Telheiro, Estoi - S. Miguel, Cerro da Rocha, Pedreiras Secil - Picota, A22E e A22 EE (adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala de 1/50 000; Folha 52 B- Albufeira, Rocha, 1981 e Folha 53 A- Faro, Manuppella, 1985)	91
Fig. 4.13. Coluna estratigráfica do corte do Telheiro (adaptado de Marques & Rocha, 1988a) com localização das amostras estudadas	92
Fig. 4.14. Coluna estratigráfica do corte do Telheiro e gráficos com as proporções relativas dos cinco principais grupos de dinoflagelados, expressos em percentagem relativa da associação total de palinómorfs	96
Fig. 4.15. Coluna estratigráfica do corte A22 E com localização das amostras estudadas	97
Fig. 4.16. Coluna estratigráfica do corte do A22 S com localização das amostras estudadas	98
Fig. 4.17. Colunas estratigráficas do corte dos Funchais com localização das amostras estudadas [(a) Pedreira de coordenadas 37°07'50,5"N, 7° 54'38"W; b) Pedreira de coordenadas 37°08'00,1"N, 7° 54'38"W; c) Pedreira 37°08'15,1"N, 7° 54'29,2"W; d) Pedreira 37°07'17,4"N, 7° 54'36,5"W]]	100
Fig. 4.18. Coluna estratigráfica do corte do cerro da Rocha com localização das amostras estudadas	102
Fig. 4.19. Colunas estratigráficas do corte dos Estoi - S. Miguel e posição das amostras estudadas [(a) Corte com início nas coordenadas 37°05'52,7"N, 7°50'5,0"W; b) Corte de coordenadas 37°06'23,8"N, 7°50'52,3"W]	104
Fig. 4.20. Coluna estratigráfica do corte Secil - Picota com localização das amostras estudadas	106
Fig. 4.21. Mapa Geológico simplificado do Afloramento Mesozoico da Carrapateira (adaptado Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Folha 48-D; Ribeiro, 1985)	108
Fig. 4.22. Coluna estratigráfica da sucessão da Baía das Três Angra com localização das amostras estudadas	110
Fig. 4.23. Coluna estratigráfica do corte da baía da Três Angra e gráficos com as proporções relativas do cinco principais grupos de dinoflagelados, expressos em percentagem relativa da associação total de palinómorfs	114
Fig. 4.24. Mapa geológico simplificado do sector Oriental da Bacia Algarvia e localização das sondagens Ruivo-1 e Corvina (adaptado de Oliveira, 1987-88)	115
Fig. 4.25. Coluna estratigráfica da sondagem Ruivo-1 (adaptado de Roque & Terinha <i>in</i> Dias <i>et al.</i> 2006) com localização das amostras estudadas	116
Fig. 4.26. Coluna estratigráfica da sondagem Corvina (adaptado de Roque & Terinha <i>in</i> Dias <i>et al.</i> 2006) com localização das amostras estudadas	120
Fig. 4.27. Distribuição dos principais taxa de dinoflagelados selecionados, do Bajociano superior–Kimmeridgiano. A espessura das subdivisões estratigráficas não se encontra à escala	125
Fig. 5.1. Ilustração esquemática do diagrama ternário de palinofácies Fitoclastos-MOA-Palinómorfs utilizado para a projeção de palinofácies em secções marinhas e respetivos campos de ambientes marinhos deposicionais de matéria orgânica (modificado de Tyson, 1993; 1995)	136
Fig. 5.2. Diagrama ternário para grupos totais de palinómorfs (microplâncton marinho, esporos e pólenes), com os campos de tendências transgressivas-regressivas (adaptado de Federova, 1977 e Düringer & Döbinger, 1985)	137
Fig. 5.3. Coluna estratigráfica do corte do Telheiro e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas	140
Fig. 5.4. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas do corte do Telheiro	141
Fig. 5.5. Diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas do corte do Telheiro	142

Fig. 5.6. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas do corte do Telheiro	142
Fig. 5.7. Coluna estratigráfica da praia da Mareta e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas	144
Fig. 5.8. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da praia da Mareta	145
Fig. 5.9. Diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da praia da Mareta (M1- Bajociano; M3- Batoniano; M25- Caloviano)	146
Fig. 5.10. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da praia da Mareta (M1- Bajociano; M3- Batoniano; M25- Caloviano)	146
Fig. 5.11. Coluna estratigráfica da praia da Baleeira e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas	148
Fig. 5.12. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da praia da Baleeira	149
Fig. 5.13. Diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da praia da Baleeira	150
Fig. 5.14. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da praia da Baleeira	150
Fig. 5.15. Coluna estratigráfica da Baía das Três Angras e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas	153
Fig. 5.16. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da Baía das Três Angras	154
Fig. 5.17. Diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da Baía das Três Angras	155
Fig. 5.18. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da Baía das Três Angras	155
Fig. 5.19. Coluna estratigráfica da sondagem Ruivo-1 e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas	158
Fig. 5.20. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da sondagem Ruivo-1	159
Fig. 5.21. Diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da sondagem Ruivo-1 (R15- Triásico; R13- Caloviano; R4- Cretácico; R2- Oligocénico; R1- Miocénico)	160
Fig. 5.22. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da sondagem Ruivo-1 (R15- Triásico; R13- Caloviano; R4- Cretácico; R2- Oligocénico; R1- Miocénico)	160
Fig. 5.23. Coluna estratigráfica da sondagem Corvina e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas	162
Fig. 5.24. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da sondagem Corvina	164
Fig. 5.25. Diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da sondagem Corvina (CO10- Jurássico Superior; CO1- Miocénico)	165
Fig. 5.26. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da sondagem Corvina (CO10- Jurássico Superior; CO1- Miocénico)	165

Fig. 6.1. Ciclo global do carbono com valores médios $\delta^{13}\text{C}$ do Fanerozóico (adaptado de Kump & Arthur, 1999)	170
Fig. 6.2. Ação de fatores primários e diagenéticos sobre os valores $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos (adaptado de Colombié <i>et al.</i> , 2011)	176
Fig. 6.3. Curva global $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ durante o Jurássico, para o domínio tetisiano (adaptado de Rey & Delgado, 2002).....	177
Fig. 6.4. Coluna estratigráfica da sucessão da praia da Mareta e resultados $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ obtidos nas amostras analisadas	182
Fig. 6.5. Mapa geológico simplificado da região de Benaçoitão (adaptado de Manuppella & Perdigão, 1972)	185
Fig. 6.6. Coluna estratigráfica do corte de Benaçoitão e resultados $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos nas amostras analisadas (BN 1- amostras para TOC; BN 2- amostras para $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$)	186
Fig. 6.7. Coluna estratigráfica da sucessão da Baía das Três Angra e resultados $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e TOC obtidos nas amostras analisadas (C1i- amostras para $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$; C1- amostras para TOC)	188
Fig. 6.8. Gráfico da variação lateral dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos camada selecionada da sucessão da Baía de Três Angra	191

ÍNDICE DE TABELAS

Tab. 3.1. Localização das áreas de estudo e tipo de amostragem efetuada	58
Tab. 4.1. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras da praia da Mareta. Os números representam as percentagens relativas de cada táxon	75
Tab. 4.2. Distribuição estratigráfica dos quistos de dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da praia da Mareta	79
Tab. 4.3. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras do corte da praia da Baleeira. Os números representam as percentagens relativas de cada táxon	84
Tab. 4.4. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas do corte da praia da Baleeira	85
Tab. 4.5. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras da praia da Cilheta. Os números representam as percentagens relativas de cada táxon.	89
Tab. 4.6. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da praia da Cilheta	90
Tab. 4.7. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras do corte do Telheiro. Os números representam as percentagens relativas de cada táxon	94
Tab. 4.8. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas do corte do Telheiro	95
Tab. 4.9. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras do corte Funchais. As letras representam grupos semiquantitativos, sendo: R = raro (0-15%); P = presente (15-50%); Ab = abundante (≥75%)	101
Tab. 4.10. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras do corte do Cerro da Rocha. As letras representam grupos semiquantitativos, sendo: R = raro (0-15%); P = presente (15-50%); Ab = abundante (≥75%)	103
Tab. 4.11. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras do corte Secil - Picota. As letras representam grupos semiquantitativos, sendo: R = raro (0-15%); P = presente (15-50%); C = comum (50-75%); Ab = abundante (≥75%)	107
Tab. 4.12. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras da sucessão da Baía das Três Angra. Os números representam as percentagens relativas de cada táxon	111
Tab. 4.13. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da sucessão da Baía das Três Angra	113
Tab. 4.14. Listagem das amostras recolhidas nas sondagens Ruivo-1 e Corvina e respetiva profundidade (em metros) abaixo do fundo do mar	115
Tab. 4.15. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras da sondagem Ruivo-1. As letras representam grupos semiquantitativos, sendo: R = raro (0-15%); P = presente (>15%)	118
Tab. 4.16. Distribuição estratigráfica dos quistos de dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da sondagem Ruivo-1	119
Tab. 4.17. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras da sondagem Corvina. As letras representam grupos semiquantitativos, sendo: R = raro (0-15%); P = presente (>15%)	122
Tab. 4.18. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da sondagem Corvina	123
Tab. 4.19. Síntese semiquantitativa da ocorrência de 33 taxa de quistos de dinoflagelados ao longo do Jurássico Médio-Jurássico Superior da Bacia Algarvia e sucessão da Baía das Três Angra. AB = abundante (>10%); C = comum (5-10%); P = presente (1-5%); R = raro (<1%). Os taxa e grupos com maior significado biostratigráfico estão assinalados a negrito	127

Tab. 5.1. Classificação dos principais componentes da matéria orgânica (adaptado de Tyson 1995 e Mendonça Filho <i>et al.</i> , 2002)	131
Tab. 5.2. Relação entre as percentagens relativas dos diferentes grupos componentes da matéria orgânica e as tendências proximal – distal gerais (adaptado de Tyson, 1993; Mendonça Filho, 1999 e Menezes, 2002 <i>in</i> Matos, 2009)	133
Tab. 5.3. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinómorfs e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras do corte do Telheiro. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinómorfs; Bs = biostruturados; Nbs = não-biostruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = forros internos de foraminíferos)	139
Tab. 5.4. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinómorfs e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da praia da Mareta. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinómorfs; Bs = biostruturados; Nbs = não-biostruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = forros internos de foraminíferos)	143
Tab. 5.5. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinómorfs e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da praia da Baleeira. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinómorfs; Bs = biostruturados; Nbs = não-biostruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = forros internos de foraminíferos)	147
Tab. 5.6. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinómorfs e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da Baía das Três Angra. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinómorfs; Bs = biostruturados; Nbs = não-biostruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = forros internos de foraminíferos)	152
Tab. 5.7. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinómorfs e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da sondagem Ruivo-1. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinómorfs; Bs = biostruturados; Nbs = não-biostruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = forros internos de foraminíferos)	156
Tab. 5.8. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinómorfs e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da sondagem Corvina. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinómorfs; Bs = biostruturados; Nbs = não-biostruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = forros internos de foraminíferos)	161
Tab. 6.1. Valores $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ (a) e TOC (b) obtidos nas amostras recolhidas na sucessão da praia da Mareta	183
Tab. 6.2. Valores $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e TOC obtidos nas amostras recolhidas no corte de Benaçoitão	187
Tab. 6.3. Valores $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e TOC obtidos nas amostras recolhidas na Baía das Três Angra	189

Palinostratigrafia

1. INTRODUÇÃO

1.1. APRESENTAÇÃO

O presente trabalho surge da necessidade de desenvolver estudos detalhados de carácter palinológico e estratigráfico na bacia mesozoica do Algarve, de forma a contribuir para a prospeção e pesquisa de recursos energéticos. No contexto económico atual, todo o conhecimento científico que possa contribuir para esta tarefa, assume uma grande importância.

As áreas de investigação palinostratigráfica e os estudos decorrentes da análise da matéria orgânica presente nos sedimentos e rochas sedimentares, possibilitam não só a datação rigorosa e correlação dos sedimentos, como também fornecem informações importantes para efetuar reconstruções paleogeográficas e tectónicas, constituindo ainda uma ferramenta muito útil quando aplicada a sistemas petrolíferos por indicar o grau de maturação térmica dos sedimentos.

O valor destas áreas científicas é já mundialmente reconhecido, como atestam as inúmeras publicações internacionais existentes, e bem assim, projetos de investigação levados a cabo por instituições de investigação, universidades e serviços geológicos nacionais.

No que respeita ao conhecimento das bacias sedimentares mesozoicas portuguesas o conhecimento nestas áreas científicas encontram-se ainda numa fase incipiente, para o qual este trabalho pretende ser uma contribuição.

Este estudo contribui para melhorar o conhecimento existente, da biostratigrafia da Bacia Algarvia e do Afloramento Mesozoico da Carrapateira, com base em novos dados palinostratigráficos obtidos através do estudo de dinoflagelados fósseis. Este grupo de palinóforos marinhos foi selecionado por constituir bons fósseis de idade durante

o Mesozoico, podendo, também ser utilizados em interpretações paleoambientais e paleogeográficas.

1.2. ESTRUTURA DA TESE

Para facilidade de apresentação, a presente dissertação encontra-se estruturada em dois volumes, Volume I e Volume II, sendo o primeiro constituído por sete capítulos, e o segundo por dois capítulos, como a seguir se resume:

VOLUME I

1) O presente capítulo, introdutório, onde se apresenta a temática da dissertação, se referem outros trabalhos efetuados nas áreas estudadas e se definem as finalidades e os objetivos, assim como, as linhas gerais do trabalho de investigação.

2) O capítulo 2 é dedicado ao enquadramento geográfico, geomorfológico, geológico e paleogeográfico da Bacia Algarvia e do Afloramento Mesozoico da Carrapateira, dando-se especial ênfase às unidades que constituem as formações jurássicas.

3) No capítulo 3 apresenta-se a metodologia seguida nos trabalhos de campo, principalmente os procedimentos de amostragem e descreve-se a metodologia seguida nos trabalhos de laboratório e de gabinete, nomeadamente as técnicas de preparação das amostras para estudos palinológicos e geoquímicos.

4) No capítulo 4 encontram-se apresentadas e descritas as sucessões estratigráficas amostradas e os resultados palinológicos nelas obtidos. Para cada sucessão estudada

apresenta-se a localização, descrição do afloramento e respetiva coluna litostratigráfica, seguida da descrição das associações palinológicas obtidas nas amostras analisadas, com indicação da ocorrência, distribuição e abundância dos diferentes grupos de palinómorfs, com principal realce para os quistos de dinoflagelados. Para estes últimos é discutido o seu significado biostratigráfico e paleogeográfico.

5) No capítulo 5 apresenta-se o estudo das palinofácies de secções estratigráficas seleccionadas, com base na análise da fração particulada da matéria orgânica sedimentar incluindo a identificação, classificação e determinação das proporções relativas dos elementos particulados individuais. A análise dos diferentes parâmetros e razões foram aplicadas para determinar as tendências gerais de distribuição dos diferentes grupos que constituem a matéria orgânica, com o objetivo principal de identificação e caracterização dos diferentes paleoambientes das áreas estudadas.

6) O capítulo 6 é dedicado à análise geoquímica de isótopos estáveis de carbono e de oxigénio, e de Carbono Orgânico Total (TOC), presentes nas sucessões seleccionadas e à sua relação com os registos sedimentares.

7) E finalmente, no capítulo 7, expõem-se as conclusões gerais, tentando relacionar os resultados obtidos nas diferentes linhas de investigação, apresentando-se também algumas sugestões de trabalhos futuros.

VOLUME II

1) O capítulo 1 é dedicado à terminologia e classificação dos principais grupos de palinómorfs, esporos, pólenes e acritarcas.

2) No capítulo 2 apresenta-se a descrição sistemática das espécies de palinómorfs, incluindo quistos de dinoflagelados, esporos, pólenes, acritarcas, algas e foraminíferos.

1.3. TRABALHOS ANTERIORES NAS ÁREAS DE ESTUDO

Apesar de existir um número considerável de publicações relativas à geologia das regiões estudadas, estamos longe de possuir, sobre estas, um bom conhecimento sobre as matérias de índole palinostratigráfica e geoquímica com base em isótopos estáveis.

Do ponto de vista da geologia, estratigrafia e tectónica do Mesozoico das áreas estudadas, entre os trabalhos referidos na bibliografia anexa, são de salientar, as publicações de:

Bonnet (1850), com apresentação do primeiro trabalho com uma descrição geográfica e geológica do Algarve; Choffat (1887), com trabalho pioneiro de biostratigrafia do Mesozoico da Bacia Algarvia; Pratsch (1958), sobre a estratigrafia do Jurássico e aspetos da tectónica regional; Palain (1976), com a definição das unidades do Triásico; Rocha (1971, 1976), incide sobre a estratigrafia e paleontologia do Jurássico do Algarve Ocidental; Manuppella (1988), sobre a evolução tectónica e sedimentar da Bacia durante o Jurássico; Marques & Rocha (1988a; 1988b), Marques *et al.* (1992, 1998), Terrinha & Ribeiro, (1998), Terrinha *et al.* (2002), Azerêdo *et al.* (2003) e Dommergues *et al.* (2011), sobre os depósitos do Jurássico Inferior e Médio; Ramalho (1972-1973, 1981, 1985, 1988), Marques & Rocha (1981), Marques (1985), Marques *et al.* (1992; 1998), sobre o Jurássico Superior; Rey & Ramalho (1974), Ramalho & Rey (1981), Berthou *et al.* (1983), Correia

et al. (1981, 1982), Correia & Berthou (1984), Rey (1983, 1986, 2006) e Rey *et al.* 2006 sobre a estratigrafia e evolução sedimentar do Cretácico; Terrinha *et al.*, 2006, com um trabalho de síntese da estratigrafia, tectónica e paleogeografia da Bacia Algarvia.

São ainda de salientar as teses de doutoramento de Marques (1983) sobre o Oxfordiano e Kimmeridgiano do Algarve Oriental; Correia (1989); Trincão (1990) e Cabral (1995), sobre os depósitos do Cretácico Inferior; Terrinha (1998), sobre a geologia estrutural e evolução tectónica da Bacia Algarvia; Trindade (2007), sobre geoquímica e mineralogia de argilas da Bacia Algarvia.

No que respeita à geologia do Afloramento Mesozoico da Carrapateira conhecem-se as seguintes publicações: Ramalho & Ribeiro (1985), num trabalho de síntese sobre a geologia do afloramento e a sua relação com a abertura do oceano Atlântico Norte, e Ribeiro *et al.* (1987), na notícia explicativa da carta 48-B (Bordeira).

Relativamente aos trabalhos de geoquímica de isótopos estáveis em sedimentos Mesozoicos conhece-se apenas a publicação de Heimhofer *et al.* (2003), que se reporta essencialmente ao estudo da aplicação de isótopos estáveis de carbono para efetuar correlações quimioestratigráficas entre sucessões do Cretácico Inferior.

No domínio da palinologia são apenas conhecidas as publicações de: Fechner (1989) com base em miosporos dos depósitos evaporíticos do Jurássico Inferior do diapiro de Loulé; Berthou & Leereveld (1990), Heimhofer *et al.* (2003), Heimhofer *et al.* (2007), que incidem sobre os sedimentos do Cretácico Inferior.

A estas há a acrescentar, já no âmbito do presente trabalho, as seguintes publicações:

Oliveira *et al.* (2009b); Borges *et al.* (2010a,

2010b, 2010c, 2010d, 2010e, 2010f, 2011a - Anexo IV, 2011b, 2011c, 2011d, 2011e, 2012- Anexo IV); Fernandes *et al.* (2010).

1.4. OBJETIVOS DO ESTUDO

Pretendendo efetuar um estudo biostratigráfico detalhado, definiu-se um plano de trabalhos, marcado pelos seguintes objetivos principais:

- Estabelecer a biostratigrafia dos dinoflagelados no Jurássico da Bacia Algarvia e do Afloramento Mesozóico da Carrapateira;
- Estabelecer correlações entre a biostratigrafia dos dinoflagelados e a biostratigrafia baseada noutros grupos fósseis (e.g., amonites e foraminíferos);
- Caracterizar os ambientes sedimentares das áreas estudadas com base na análise de palinofácies;
- Avaliar e caracterizar as similaridades e diferenças, entre a Bacia Algarvia e o Afloramento Mesozoico da Carrapateira;
- Investigar se a Bacia Algarvia e o Afloramento Mesozoico da Carrapateira atuaram como uma “ponte” entre os domínios sub-boreal e tetisiano, com base na distribuição dos taxa de dinoflagelados fósseis;
- Construir perfis quimioestratigráficos com base em isótopos estáveis de carbono e de oxigénio para as sucessões estratigráficas mais representativas do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira;

- Determinar as causas das variações nas assinaturas do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos presentes nas sucessões do Jurássico selecionadas e relacioná-las com o registo sedimentar regional e alterações climáticas globais.

2. ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS ESTUDADAS

2.1. ENQUADRAMENTO GEOGRÁFICO E GEOMORFOLÓGICO

2.1.1. REGIÃO DO ALGARVE

O Algarve localiza-se na região meridional de Portugal Continental, limitado a norte pelo Baixo Alentejo, a oeste e a sul, pelo oceano Atlântico e a leste pelo rio Guadiana que constitui a fronteira natural com Espanha. Apresenta uma extensão de aproximadamente 150 km de oeste a este e uma largura de cerca de 13 a 30 km, no sentido norte-sul, cobre cerca de 6% da área total de Portugal continental e tem cerca de 5400 Km².

A enorme diversidade geomorfológica e litológica, em associação com características climáticas, meteorológicas e de coberto vegetal distintas, permitiram a sua subdivisão em três grandes sub-regiões morfológicas, constituindo de norte para sul (Gouveia, 1938): a Serra (Alto Algarve), o Barrocal (Algarve Calcário) e o Litoral (Baixo Al-

garve ou Beira Mar) (Fig. 2.1).

A unidade designada por Serra, corresponde à Zona mais setentrional do Algarve e inclui os dois relevos de grande expressão no Sul de Portugal: a Serra do Caldeirão e a Serra de Monchique.

A Serra do Caldeirão, com 589 metros de altitude, é constituída essencialmente por xistos e grauvaques, de idade Carbónico, os quais constituem o Grupo de Flysch do Baixo Alentejo. A Serra de Monchique, que tem como ponto mais alto o pico da Foia, com cerca de 902 metros, é constituída principalmente pelo maciço sienito-nefelínico, que se instalou durante o Cretácico Superior. As rochas do Paleozoico são, em termos litológicos, relativamente homogéneas, pouco permeáveis e resistentes à erosão, o que se traduz numa rede hidrográfica bastante densa e hierarquizada, com vales profundos e bem marcados (Feio, 1951).

O Barrocal é constituído, principalmente, pelas formações carbonatadas do Mesozoico que definem o bordo norte da orla Meso-Cenozoica. Este

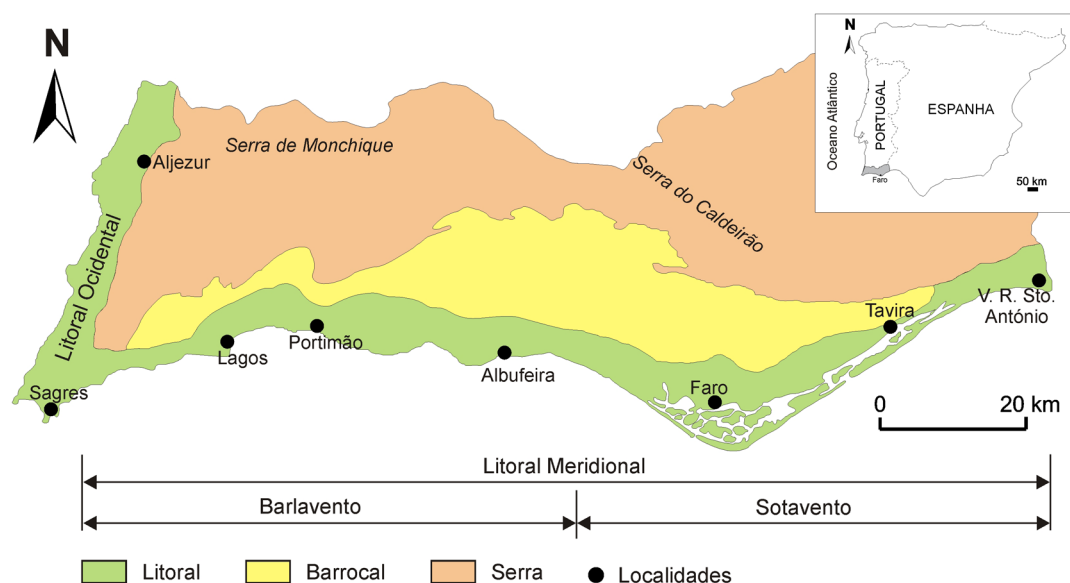


Fig. 2.1. Sub-regiões morfológicas do Algarve; Serra, Barrocal e Litoral - Litoral Ocidental e Litoral Meridional: Barlavento e Sotavento (adaptado de Lopes, 2006).

assenta em discordância angular sobre o soco Paleozoico, e cuja estrutura monoclinal apresenta inclinação para sul. Esta estrutura levou à formação de pseudomesas, de que são exemplos, a Rocha de Messines (348 m) e a Rocha da Pena (480 m), ou de costeiras, como a Gralheira (281 m), e a Rocha dos Soidos (467 m) (Feio, 1952). As características litológicas dos carbonatos dominantes e a presença de falhas com alinhamento E-W, deram origem a uma topografia cársica onde se formaram, entre outros, lapiás, poljes, dolinas e grutas. Assim, no Barrocal o escoamento subterrâneo assume grande relevância, sendo possível registar a presença de inúmeros sumidouros que alimentam importantes aquíferos.

O Litoral, localizado desde a praia de Odeceixe até à foz do Rio Guadiana, apresenta uma extensão de cerca de 210 km de linha de costa. Caracteriza-se por uma grande diversidade morfológica e litológica que permitiu a sua divisão em três sectores distintos: sector Ocidental, sector Meridional Oeste (Barlavento Algarvio) e sector Meridional Este (Sotavento Algarvio) (Moura, 1998).

No sector Ocidental, o litoral encontra-se talhado em rochas do Paleozoico. O sector Meridional Oeste desenvolve-se em formações meso-cenozoicas, com pequenas praias de reduzida extensão. Por último, o sector Meridional Este, que se caracteriza por arribas arenosas, datadas do Pliocénico e Plistocénico, onde se podem observar praias extensas constituídas por areias holocénicas. A superfície aplanada existente sobre este substrato designa-se por Planalto Litoral e possui cotas que variam entre os 150 m, no sector Ocidental, e os 50 m no sector Meridional Oeste.

A Planície Litoral, essencialmente talhada em formações detríticas pós-miocénicas, localiza-se a Este da região do Ancão, e apresenta cerca de 5 km de largura na região de Faro, sofrendo um

estreitamento para Este e um suave levantamento para norte (Moura, 1998; Moura & Boski, 1999). Nesta planície, desde o Ancão até Cacela, formou-se o sistema de ilhas-barreira da Ria Formosa, muito dinâmico, constituído por várias penínsulas e ilhas que delimitam um ambiente lagunar interior (Dias, 1988).

2.1.2. AFLORAMENTO MESOZOICO DA CARRAPATEIRA

A localidade da Carrapateira, freguesia da Bordeira, concelho de Aljezur, está inserida no Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina, que se estende por uma faixa estreita do litoral Sudoeste Português. Apresenta cerca de 110 km de extensão, e um total de 131 000 ha de área, desde S. Torpes até ao Burgau (Fig. 2.2) (ICNB, 2005).

A cerca de 1,5 km da aldeia da Carrapateira, em direção ao litoral, encontram-se, de norte para sul, a praia da Bordeira, pontal da Carrapateira (Baía das Três Angras) e a praia do Amado. A praia da Bordeira, com mais de 3 km de extensão de areal, está delimitada a norte, por rochas sedimentares detríticas avermelhadas, pertencentes ao Grés de Silves, do Triásico Superior, que assentam em discordância angular sobre o soco Paleozoico. Sobrepostas a estes, encontram-se dunas consolidadas do Quaternário.

A Baía das Três Angras corresponde a uma faixa costeira formada por arribas, que compreendem unidades litológicas depositadas durante o Jurássico Superior, com aproximadamente 70 m de espessura. A sucessão é interrompida pelo topo da arriba e pela cobertura dunar (Ramalho & Ribeiro, 1985).

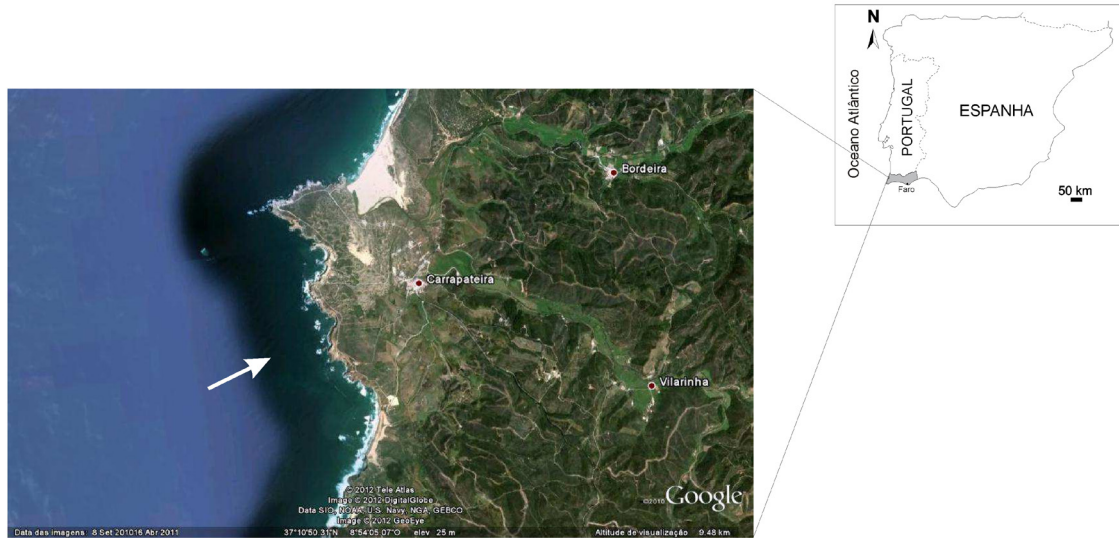


Fig. 2.2. Localização geográfica da Baía das Três Angras (imagem obtida pelo software Google Earth™).

2.2. ENQUADRAMENTO GEOLÓGICO E ESTRATIGRÁFICO

2.2.1. PALEOZOICO

A geologia da região do Algarve pode ser dividida em dois grandes grupos: o substrato Varisco, correspondente à Zona Sul Portuguesa e a bacia sedimentar Meso-Cenozoica, ou Orla Sedimentar Algarvia, que assenta em discordância sobre o primeiro (Ribeiro *et al.*, 1979).

O substrato Paleozoico, localizado no bordo Norte, é constituído por várias sequências litológicas de natureza vulcano-sedimentar, detrítica, por vezes carbonatada, de idade compreendida entre o Devónico Superior (Fameniano) e o Pensilvaniano (Carbónico Superior) (Pereira, 1999). O Sector Sudoeste (Antiformas de Aljezur e Bordeira) e o Grupo do Flysch do Baixo Alentejo, constituem os dois domínios da Zona Sul Portuguesa, representados na região do Algarve (Oliveira *et al.*, 1992).

Este substrato Varisco encontra-se tectonicamente deformado, podendo realçar-se a presença de dobras afetadas por clivagem xistenta e acidentes cavalgantes, com orientação preferencial para sudoeste. Estas deformações tectónicas estão relacionadas com movimentos orogénicos da Cadeia Varisca, que terão atingido o máximo de desenvolvimento durante o Carbónico Superior (Ribeiro *et al.*, 1979).

2.2.2. MESOZOICO - BACIA ALGARVIA

A Bacia Algarvia, localizada entre o Cabo de S. Vicente e o Rio Guadiana, é constituída por mais de 3000 metros de sedimentos, essencialmente marinhos (Fig. 2.3), acumulados durante o Mesozoico e o Cenozoico, que assentam discordantemente sobre o substrato Paleozoico da Zona Sul Portuguesa (Manuppella, 1992).

O enchimento sedimentar da Bacia Algarvia passou por várias etapas deposicionais, intensamente

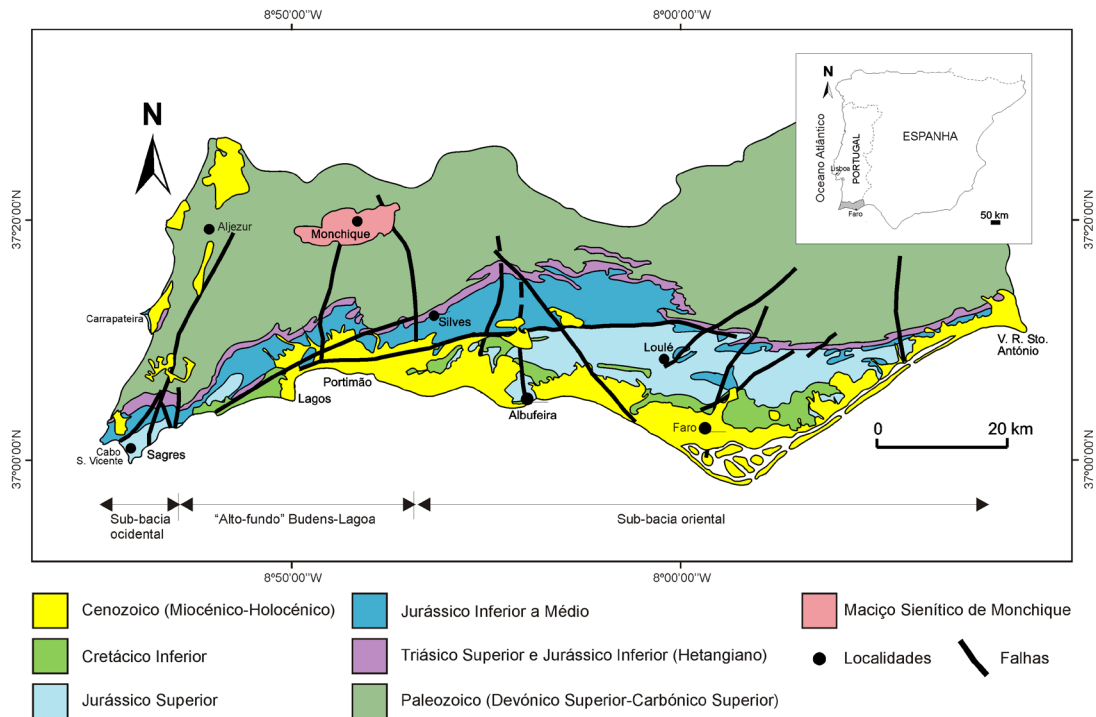


Fig. 2.3. Mapa Geológico simplificado da Bacia Algarvia (adaptado folha sul da Carta Geológica de Portugal à escala 1/500 000; Oliveira *et al.*, 1992).

relacionadas com eventos tectónicos distensivos e compressivos em associação com variações do nível do mar (Manuppella, 1992; Terrinha, 1998). Segundo Almeida & Carvalho (1983-85), existem evidências de depósitos terrígenos, pós orogénia Varisca, cuja idade foi atribuída com muitas reservas ao Pérmico, considerados como possíveis vestígios de bacias intracratónicas de idade indeterminada (Terrinha *et al.*, 2006). No entanto, considera-se que o enchimento da Bacia Algarvia teve início com a deposição da unidade detrítica designada por Grés de Silves, do Triásico Superior (Palain, 1976).

2.2.2.1. TRIÁSICO - JURÁSSICO INFERIOR (Sinemuriano)

Os primeiros sedimentos conhecidos na Bacia Al-

garvia correspondem a depósitos continentais de cor vermelha, que incluem, essencialmente, sedimentos detríticos, evaporitos e rochas eruptivas básicas. Esta primeira unidade constitui a Formação Grés de Silves (Choffat, 1987).

Esta unidade encontra-se subdividida em três membros, que representam dois importantes episódios deposicionais e um importante episódio vulcânico: Arenitos de Silves, Complexo Margo-Carbonatado de Silves (ou Complexo pelítico carbonatado evaporítico) e Complexo Vulcano-Sedimentar (Manuppella, 1988; Manuppella, 1992).

- Arenitos de Silves (Triásico Inferior? - Triásico Superior)

Esta unidade é constituída por argilas vermelhas e raros conglomerados, na base, seguidos de areni-

tos, siltitos e argilas, com tonalidades avermelhadas (Palain, 1976). A base foi atribuída ao Triásico Inferior, pela presença de ossos de *Estegocéfalos*, encontrados nos pelitos que afloram apenas no Algarve central, em S. Bartolomeu de Messines (Rocha & Rey *in* Terrinha *et al.*, 2006). No topo da sucessão foi registada a presença de associações de *Euestheria* e de fósseis vegetais, o que a permitiu datá-la do Keuper (Triásico Superior) (Rocha, 1976).

As bancadas de arenitos vermelhos apresentam estruturas sedimentares muito bem preservadas, com estratificação cruzada, granoseleção positiva e estruturas canalizadas, que sugerem tratar-se de um ambiente sedimentar fluvial, associado a inúmeros leques aluviais, provavelmente instalados numa região semi-desértica, sobre o soco Varisco (Palain, 1976).

- Complexo margo-carbonatado de Silves (Triásico Superior - Hetangiano)

Esta unidade sedimentar é formada por intercalações de pelitos de tonalidade vermelha, passando por vezes a esverdeada, calcisiltitos finamente estratificados e arenitos, que afloram continuamente ao longo de toda a bacia (Oliveira, 1992). Na sua parte superior, verifica-se a ocorrência de carbonatos dolomíticos, com carácter descontínuo ou lenticular, em bancadas centimétricas a decimétricas.

Em associação com estas litologias surgem depósitos evaporíticos de sal-gema e gesso, que assumiram, a sul da linha tectónica Sagres-Algoz-Tavira, uma grande expressão, de que é exemplo o diapiro de Loulé.

Nas bancadas mais carbonatadas, foram encontrados fósseis de lamelibrânquios e gastrópodes, que indicam a idade de Hetangiano para o topo desta

unidade (Rocha, 1976; Fechner, 1989).

- Complexo vulcano-sedimentar (Hetangiano - Sinemuriano)

Este complexo sedimentar inclui escoadas vulcânicas, diques e soleiras de doleritos, tufitos e brechas vulcânicas, em associação com margas bicolores e localmente com abundantes xenólitos de calcário dolomítico (Martins & Kerrich, 1998). As rochas magmáticas apresentam um carácter toleítico continental e estão relacionadas com o processo distensivo que levou à diferenciação de um rifte, associado ao primeiro impulso que conduziu à abertura do oceano Atlântico.

Assim, de acordo com Martins *et al.* (2008) estas rochas estão associadas com a Província Magmática do Atlântico Central (CAMP). Este episódio magmático terá sido o primeiro de uma série de 3 ciclos magmáticos mesozoicos, descritos para as bacias mesozoicas de Portugal, por Martins (1991). O rifte acabou por abortar, mas terá estado diretamente associado a um aumento de subsidência, que permitiu a sedimentação generalizada dos calcários dolomíticos no Jurássico Inferior.

- Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche (Sinemuriano)

Esta unidade apresenta grande uniformidade de litologias em todo o Algarve. A espessura dos afloramentos varia entre os 100 a 200 metros, a oeste, e os 500 m, a leste, evidenciando que a diferenciação da bacia terá tido início neste período (Rocha, 1976). É constituída por dolomitos e calcários dolomíticos, geralmente maciços, finamente cristalinos ou sacaroides. Dado o carácter extremamente resistente destas rochas, é assim possível diferenciar uma crista topográfica de direcção E-W, que

marca a morfologia do Barrocal Algarvio. Tanto os limites dolomíticos inferiores, como os níveis superiores são heterócronos ao nível da bacia (Rocha *et al.*, 1979).

2.2.2.2. JURÁSSICO (Pliensbaquiano - Titoniano)

A evolução lateral das formações jurássicas permitiram definir três domínios tectono-sedimentares, delimitados por acidentes tectónicos regionais, sobre os quais se depositaram as unidades megasequenciais separadas por descontinuidades sedimentares e tectónicas, a partir do Triásico Superior (Manuppella *et al.*, 1988; Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2002). Assim, de acordo com Manuppella *et al.* (1988), a Bacia Algarvia pode ser subdividida em três sub-bacias (Fig. 2.3):

1) Sub-bacia Ocidental, localizada a ocidente do graben da Sinceira. Corresponde a um domínio de sedimentação principalmente hemipelágico durante o Jurássico Inferior (aproximadamente 200 m de espessura) a Médio (entre 200 a 250 m), enquanto que durante o Jurássico Superior predominam as fácies de plataforma interna (200 m).

2) “Alto-fundo” Budens-Lagoa (sector central), compreendido entre as falhas de Aljezur e de Portimão. Este, apresenta características de um domínio de sedimentação confinado durante todo o Jurássico.

3) Sub-bacia Oriental, posicionada entre Lagoa e Tavira. No Jurássico Inferior, caracteriza-se por uma sedimentação hemipelágica confina-

da, acompanhada de uma grande subsidência.

O Jurássico Médio apresenta cerca de 500 m de espessura. No período correspondente ao intervalo Bajociano - Caloviano, verifica-se uma alternância de fácies sedimentares hemipelágicas e confinadas. A presença de superfícies de erosão e hard-grounds nos sedimentos do Caloviano superior evidenciam um período de emersão. Durante o Jurássico Superior (Oxfordiano superior - Kimmeridgiano inferior), as marcadas diferenças entre as fácies sedimentares tornam-se mais evidentes, em consequência da migração da bacia para sudeste. A partir do Kimmeridgiano superior verifica-se uma grande uniformidade litológica por toda a bacia.

2.2.2.2.1. JURÁSSICO INFERIOR (Pliensbaquiano inferior - Toarciano)

A sedimentação na Bacia Algarvia começou a diferenciar-se a partir do Pliensbaquiano inferior (anteriormente designado de Carixiano), tornando-se evidente a formação de duas sub-bacias: a sub-bacia Ocidental, com sedimentos de plataforma externa, e a sub-bacia Oriental, constituída por fácies sedimentares de carácter confinado.

Rocha (1976) refere a dificuldade da datação das unidades do Jurássico Inferior, devido à intensa dolomitização que afetou as formações desta idade. No entanto, estudos microscópicos indicaram que a dolomitização é secundária e que terá tido lugar imediatamente após a formação das unidades sedimentares. O mesmo autor não exclui, no entanto, a possível presença de alguma dolomitização tardia, principalmente na região de Sagres, associada a fenómenos tectónicos que culminaram com a instalação do Maciço Sienítico de Monchique.

A descrição detalhada dos sedimentos de idade Pliensbaquiano - Toarciano, datada com base em amonites, foi efetuada por Rocha (1976), em três cortes geológicos estudados na região de Sagres: Cabo de S. Vicente, praia de Belixe e Baía de Armação Nova.

- Sub-bacia Ocidental

A primeira unidade está representada pelos Calcários dolomíticos com nódulos de sílex da praia de Belixe, sendo constituída por espessas bancadas de calcários dolomíticos com nódulos de sílex, que alternam com pequenos níveis de calcário margoso que se torna finamente cristalino para o topo, num total de cerca de 50 a 55 m de espessura (Rocha, 1976). Com base no estudo do processo de formação e deformação dos nódulos de sílex na Praia de Belixe (Terrinha & Ribeiro, 1998; Ribeiro & Terrinha 2007), foi possível verificar que os episódios diagenéticos de chertificação e dolomitização terão ocorrido antes da sedimentação da unidade do Pliensbaquiano superior (Domeriano). Apesar da presença de crinoides e braquiópodes nos níveis superiores desta unidade, esta foi datada do Pliensbaquiano inferior com base na presença das amonites, *Platyleuroceras* sp., *Metaderoceras* gr. *venarense*, e *Reynesoeloceras praeincertum* (Rocha, 1976).

Seguem-se os Calcários cristalinos compactos de Belixe, com cerca de 30 m de espessura. Esta unidade é constituída, na base, por calcários finamente cristalinos que passam a margosos e arenosos para o topo. A presença de *Protogrammoceras* sp., *Fucineras* sp. e *Argutarpites* sp., permitiram atribuir esta unidade ao Pliensbaquiano superior.

A última unidade corresponde aos Calcários margosos e margas de Armação Nova, com mais de 25 m de espessura. É composta, essencial-

mente, por margas e calcários de cor amarelada, por vezes detríticos. Foi-lhe atribuída a idade de Toarciano inferior, com base na presença de *Dactyloceras semicelatum* e harpoceratídeos (Rocha, 1976).

- Sub-bacia Oriental

Os Calcários dolomíticos e dolomitos de Boavista (primeiro designada de Formação de Malhão), representam a principal unidade desta sub-bacia, com cerca de 300 m de espessura. É formada, da base para o topo, por dolomitos e calcários dolomíticos, calcários oolíticos e conglomerados e calcários e conglomerados com nódulos de sílex (Oliveira, 1992). Esta série sedimentar ocorre no núcleo de estruturas anticlinais diapíricas, como por exemplo, a noroeste de Tavira, em Boavista, sendo considerada correlativa dos dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche. No entanto, nesta região o limite superior deve atingir a base do Aaleniano, uma vez que foi identificada a presença da espécie *Lucasella cayeuxi* nos calcários sobrejacentes (Oliveira, 1992).

No sector Central, a norte de Loulé, na região compreendida entre a Ribeira de Algibre e Salir, afloram sedimentos de idade Pliensbaquiano inferior - superior (Carixiano - Domeriano), numa série carbonatada designada de Formação de Picavessa (Oliveira, 1992). É constituída por brechas dolomíticas, na base, e por espessas bancadas de dolomitos, no topo.

Segundo Manuppella (1992), é possível diferenciar uma unidade na Formação de Picavessa, os Calcários de Alte, constituída por calcários calciclásticos, com pequenas intercalações recifais e calcários oolíticos com abundantes foraminíferos bentónicos e algas dasicladáceas (*Paleodasycladus* sp.).

2.2.2.2.2. JURÁSSICO MÉDIO (Aaleniano - Caloviano)

A ausência de sedimentos do intervalo Toarciano médio - Aaleniano médio, representa uma lacuna estratigráfica importante na transição Jurássico Inferior - Jurássico Médio. Apenas a NW de Tavira, nos calcários dolomíticos e dolomitos de Boavista, se pode encontrar um registo contínuo de sedimentos com fósseis datados do Sinemuriano - Aaleniano/Bajociano (Manuppella, 1992; Oliveira, 1992).

Os primeiros sedimentos do Jurássico Médio afloram na região de Sagres e estão identificados como pertencendo ao intervalo Aaleniano - Bajociano inferior. Estes correspondem a fácies confinadas (plataforma interna), que terão resultado da erosão de bioermas (bioconstruções). Posteriormente, verificou-se uma evolução destas fácies para níveis bioconstruídos (Bajociano inferior - médio?) seguidos de margas e calciturbiditos de idade Batoniano e Caloviano, respetivamente (Rocha, 1976).

- Sub-bacia Ocidental

Os sedimentos do Jurássico Médio, do intervalo Aaleniano - Bajociano inferior, afloram na Praia da Mareta sobre a forma de biostromas carcificados, compostos essencialmente por crinóides, braquiópodes, placas e radíolas de ouriços, algas e inúmeros polípeiros.

Os Calcários oolíticos, calcários recifais, calcários pisolíticos, calcários calciclásticos, calcários dolomíticos e dolomitos de Almádena, constituem uma unidade com mais de 50 m de espessura (Rocha, 1976). Estes formam uma barreira de fácies de plataforma interna, que se estende desde Almádena até Albufeira, atravessando o alto es-

trutural de Budens - Lagoa. Segundo os autores Rocha & Rey (*in* Terrinha *et al.*, 2006), devem ser incluídos nesta unidade, os calcários de Vale de Lamas e os Conglomerados de Odiáxere, descritos por Manuppella (1992), cuja idade foi atribuída ao Jurássico Médio, com base na ocorrência de *Timidonella sarda* (Oliveira, 1984).

A recobrir a unidade de bioermas carsificados encontram-se as Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* da Mareta, apenas observáveis na Praia da Mareta, com uma espessura de cerca de 40 m. Correspondem a fácies pelágicas de plataforma externa, constituídas por margas cinzentas, calcários detríticos, brancos a amarelados, mais ou menos compactos, ricos em *Zoophycos*. Apesar do seu baixo conteúdo fossilífero, as amonites recuperadas dos sedimentos desta unidade, permitiram datá-la do Bajociano superior - Batoniano (Rocha, 1976).

A última unidade, designada por Calcários margosos e margas da Mareta, apresenta aproximadamente 110 m de espessura. É uma sequência sedimentar pelágica relativamente monótona formada, na base, por margas, tornando-se mais carbonatada e detrítica para o topo, com calcários margosos compactos, onde são visíveis diversos fenómenos de *slumping*. Foram recuperados vários grupos fósseis, dos quais se destaca a ocorrência de importantes associações de amonites, que permitiram não só associar esta unidade ao Caloviano, como possibilitou a diferenciação das Cronozonas *Macrocephalus*, *Coronatum* e *Athleta* (Rocha, 1976).

Na transição do Jurássico Médio (Caloviano) - Jurássico Superior (Oxfordiano) deu-se um importante episódio regressivo, evidenciado por uma superfície erosiva, bem marcada em todas as bacias mesozoicas ibéricas (Manuppella, 1988).

Segundo Terrinha *et al.* (2002), o diacronismo evidencia que ocorreram, por toda a bacia, movimentos verticais diferenciais, ou seja, a erosão terá tido origem num fenómeno de *uplift*. Este facto, é observável nas praias da Mareta, Cilheta, Baleeira e no Forte de Belixe, e afetou os sedimentos do Caloviano médio e superior, apresentando-se sobre a forma de um horizonte ferruginoso com amonites fosfatadas, consideradas retrabalhadas (Rocha, 1976).

- Sub-bacia Oriental

Os sedimentos do Jurássico Médio, no sector Oriental da bacia, ocorrem no núcleo de estruturas anticlinais, perto das regiões de Loulé, Guilhim (Estoi), Boavista e Tavira, recobertos por depósitos do Jurássico Superior, Cretácico e Cenozoico (Oliveira, 1992).

A primeira unidade está representada pelos Calcários de Malhão, com 170 m de espessura, que afloram no anticlinal de Guilhim e Boavista, na região de Faro e, com maior expressão, no Malhão, a norte de Tavira. Compreendem uma sucessão de calcários oolíticos, micríticos, e calciclásticos, na base, seguidos de intercalações de conglomerados monogenéticos e calcários bioclásticos micríticos com filamentos e nódulos de sílex, no topo. A presença de *Lucasella cayeuxi* e *Timidonella sarda*, entre outros, permitiu atribuir-lhe a idade de Aaleniano - Bajociano? (Oliveira, 1992).

Seguem-se as Margas de Mealhas, um total de 50 metros de espessura, onde predominam as margas e calcários margosos azul-acinzentados com amonoides, datados do intervalo Aaleniano? - Bajociano.

A unidade Calcários e margas de Guilhim, anteriormente designada de Formação de Guilhim,

apresenta uma espessura entre 150 a 200 m, formada, da base para o topo, por calcários oolíticos e calciclásticos, com intercalações conglomeráticas, seguidos de margas azul-acinzentadas com amonoides. A presença de *Protopeneroplis striata*, nos níveis inferiores e *Ebrayiceras* sp., nos níveis superiores, permitiu atribuir-lhe a idade de Batoniano inferior a médio (Manuppella, 1992; Manuppella & Rocha *in* Oliveira, 1987-88). No anticlinal de Guilhim e na margem esquerda do Rio Séqua, é possível observar os melhores afloramentos desta unidade. Segundo Manuppella (1992), os Calcários de Tavira e os Conglomerados de Alagoa, identificados entre Tavira e Cacela, são correspondentes laterais desta unidade (Rocha & Rey *in* Terrinha *et al.*, 2006).

Os Calcários margosos e margas de Telheiro (Formação de Telheiro), com 50 a 60 m de espessura, consistem numa sucessão de margas amareladas e calcários margosos com raros amonoides (Rocha & Marques, 1979). Esta unidade é considerada a equivalente lateral dos Calcários e margas da Mareta. Aflora, principalmente, na região a sul da flexura do Algibre, entre Santa Bárbara de Nexe e Estoi, estando quase sempre associada a anticlinais salíferos. Assenta sobre as unidades anteriores, em discordância angular ravinante, com maior significado na região entre S. Brás de Alportel e Tavira. Foi datada do Caloviano, pela presença das espécies *Parapatoceras* sp., *Sowerbyceras protortisulcatum*, *Macrocephalites macrocephalus*, *Hecticoceras* sp., entre outras (Manuppella & Rocha *in* Oliveira *et al.*, 1992).

A transição para os sedimentos do Oxfordiano está materializada por um nível de calcário compacto, ligeiramente conglomerático na base, que ravina as unidades do Caloviano, terminando numa superfície de descontinuidade ferruginosa (*hard-ground*) (Marques & Rocha, 1988a).

2.2.2.3. JURÁSSICO SUPERIOR (Oxfordiano - Titoniano)

As formações do Jurássico Superior (Oxfordiano - Titoniano), encontram-se representadas na sub-bacia Oriental (1600 m), no sector a este de Algoz, e na sub-bacia Ocidental (200 m), a oeste de Algoz. Nesta última, a sedimentação é caracterizada pela presença de fácies marinho litorais a lagunares, com alguns episódios de influência continental (Ramalho, 1972-1973). Na sub-bacia Oriental, geralmente associada a uma maior taxa de subsidência, desenvolveram-se pequenas sub-bacias, que apresentam grandes variações laterais de fácies, mas com evidente heterocronia entre os seus limites (Marques, 1983; Marques, 1985; Rocha & Marques *in* Oliveira, 1984).

- Sub-bacia Ocidental (sector a oeste de Algoz e elevação estrutural de Budens - Lagoa)

Esta sub-bacia tem início com a deposição da unidade composta pelos Calcários com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel, com uma espessura máxima de 2 m, que afloram ao longo da costa, na região do Cabo de S. Vicente, Sagres e Benaçoitão (Rocha, 1976). Estes calcários representam a base da sequência transgressiva do Oxfordiano médio, que assenta em ligeira discordância angular sobre os calcários margosos do Caloviano médio ou superior (Marques, 1985). Compreendem calcários margosos, com nódulos por vezes fosfatos ou ferruginosos, lateralmente conglomeráticos. Os fósseis presentes nesta unidade incluem, essencialmente, amonoides e crinoides, que surgem normalmente incompletos, muito partidos e com um aspeto mais ou menos rolado, evidenciando a marcada ocorrência de remobilização, concentração e ressedimentação. A associação faunística descrita por Rocha (1976), indica a idade de Oxfordiano médio, Cronozona

Plicatilis.

Os Calcários com crinoides da Praia de Tonel, cuja espessura pode variar entre os 25 e 30 m, constitui um conjunto de calcários compactos oolíticos (oobiomicroíticos a oobiosparíticos), esbranquiçados, com abundantes fragmentos de crinoides e alguns coraliários, lamelibrânquios e dasicladáceas indeterminadas (Ramalho *et al. in* Oliveira, 1984). Este conteúdo fossilífero permitiu datar esta unidade do Oxfordiano médio a Kimmeridgiano (Ramalho *in* Rocha *et al.*, 1979).

Segue-se a unidade Calcários margosos, margas e conglomerados de Tonel, com cerca de 23 m de espessura, constituída por calcários margosos microíticos com intraclastos, litoclastos e microfendas de dessecação, margas com “calhaus negros” e alguns níveis conglomeráticos, de elementos calcários e dolomíticos (Ramalho *et al. in* Oliveira, 1984). A microfauna presente nos calcários permitiu atribuir esta unidade ao Kimmeridgiano (Ramalho *in* Rocha *et al.*, 1979).

Os Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel, da mesma idade da unidade anterior, com uma espessura entre os 30 e os 70 m, é constituída por calcários margosos compactos, formando bancadas mais ou menos espessas, com algumas intercalações margosas e “calhaus negros”. O conteúdo fossilífero é bastante abundante, incluindo foraminíferos, estromatopórideos, ostracodos, lamelibrânquios, gastrópodes e algas (Ramalho *et al. in* Oliveira, 1984).

A unidade Calcários dolomíticos e dolomitos de Sagres, também designada por Dolomitos e calcários com *C. striata* e *C. jurassica*, por Manuppella (1992), apresenta cerca de 20 a 50 m de espessura. É composta, na base, por calcários compactos, parcialmente dolomitizados, com microfósseis datados do Kimmeridgiano, passando a dolomitos maciços e cristalinos, avermelhados,

no topo. A estes últimos foi atribuída a idade de Titoniano com base na microfauna identificada, principalmente, foraminíferos bentónicos (Rocha, 1976). Segundo Ribeiro (2005), os resultados preliminares de estudos geoquímicos efetuados sobre os dolomititos apontam para que a dolomitização seja secundária.

Os Calcários com *Anchispyrocyclus lusitanica* de Fontainhas, observáveis na Praia do Zavial, representam a última unidade do Jurássico Superior da sub-bacia Ocidental, cuja idade foi atribuída ao Titoniano (Rocha *in* Rocha *et al.*, 1980). Com mais de 25 m de espessura, é constituída por uma alternância de bancadas espessas de calcários compactos, de cor clara, frequentemente nodulares, oolíticos e intraclásticos, com calcários margosos e margas com foraminíferos, lamelibrânquios, gastrópodes, carófitas e algas. A transição Kimmeridgiano - Titoniano não é muito evidente, atendendo à intensa dolomitização que afetou esta unidade (Oliveira, 1984).

- Sub-bacia Oriental (sector a leste de Algoz)

Os sedimentos do Jurássico Superior assumem grande expressão no Algarve Central, verificando-se uma diminuição de importância para leste. Os “Calcários Hidráulicos” de Loulé constituem a primeira unidade da sub-bacia Oriental, com cerca de 60 m de espessura. Trata-se de uma unidade constituída por calcários argilosos, de grão fino, acinzentados a azulados, por vezes betuminosos, que alternam com pequenos níveis argilosos, que apresentam uma maior espessura para o topo. Segundo Rocha & Rey *in* Terrinha *et al.* (2006), esta unidade pode ser considerada o equivalente lateral dos Calcários e margas de Peral, uma vez que lhe foi atribuída a idade de Oxfordiano médio, embora com algumas reservas (Marques, 1985).

Segue-se a unidade designada por Calcários margosos e margas de Peral, com uma espessura de 100 m, formada por alternância de calcários margosos compactos e margas, ambos acinzentados, com abundantes amonites, belemnites, espongiários e alguns restos de plantas. Esta unidade repousa sobre os “Calcários Hidráulicos” de Loulé ou, diretamente, sobre o Caloviano inferior. Segundo Marques (1983), é de assinalar a presença de duas discontinuidades na sequência pelágica, marcadas por *hard-grounds*, com nódulos ferruginosos de diferentes formas, clastos de calcário, grãos de glauconite e fósseis relativamente fragmentados ou erodidos. O nível basal desta unidade foi datado do Oxfordiano médio, Cronozona Plicatilis, Subcronozona Antecedens. Dado o grande heterocronismo que se verifica no topo da unidade, a idade pode variar desde o Oxfordiano superior (Cronozona Planula), na localidade do Moinho do Cotovio, ao Kimmeridgiano inferior (Cronozona de Hypselocylum), nas regiões de Albufeira e Alfarrobeira (Marques, 1985).

Da mesma idade são os Calcários de S. Romão, uma unidade carbonatada, bastante espessa (400m), individualizada entre os Calcários margosos e margas de Peral (Ramalho, 1985). É constituída, da base para o topo por, calcários oolíticos, calcários micríticos compactos ricos em fósseis, seguidos de calcários de oncoides e abundantes nódulos de sílex.

Os Calcários com nódulos de sílex de Jordana, atingem uma espessura de 160 m, e constituem uma unidade que aflora entre Albufeira e Tavira, cujos limites são diacrónicos. Compreende um conjunto de calcários microcristalinos e calcários margosos com nódulos de sílex ou de calcário, embora mais raros (Marques, 1983). A rara macrofauna presente (espongiários, coraliários, braquiópodes, crinoides, belemnites e amonoides)

surge muito fragmentada e silificada, o que dificultou a sua classificação. No entanto, algumas associações faunísticas recolhidas permitiram datar esta unidade do Kimmeridgiano (Marques, 1985). Lateralmente, verifica-se a passagem para os Calcários com fósseis da Foupana, semelhantes aos anteriores, mas sem nódulos de sílex (Marques, 1983), e aos Arenitos e conglomerados de Moinho do Cotovio, constituídos por uma sucessão de arenitos finos ferruginosos, conglomerados e margas quartzosas (Ramalho *in* Oliveira, 1992).

A unidade seguinte, designada por Calcários Bioconstruídos do Cerro da Cabeça, com cerca de 200 m de espessura, é formada por calcários micríticos compactos, com manchas de pigmentos férricos, e bioconstruções de coraliários, com aspeto nodular (Marques, 1985). Esta unidade foi datada do Kimmeridgiano inferior e é provavelmente a equivalente lateral da unidade anterior. Na região entre Mesquita e Tavira, aflora a base desta unidade, com aspeto pseudo-conglomerático, explorada como pedra ornamental, com a designação comercial de “Brecha de Tavira”.

Os Calcários dolomíticos de Santa Bárbara de Nexe, com aproximadamente 165 m de espessura, que afloram na região de Albufeira e entre Boliqueime e Moncarapacho, correspondem a dolomitização secundária das unidades anteriores e do início da unidade seguinte. A ausência de fósseis e os limites heterócronos, não permitiram atribuir uma idade precisa a esta unidade (Marques, 1985).

A unidade dos Calcários de Escarpão, cuja espessura atinge os 480 m, é constituída por três membros, com abundante microfauna, de idade Kimmeridgiano - Titoniano (Ramalho *in* Oliveira, 1992). Esses membros, apesar da semelhança litológica apresentam associações microfossilíferas distintas. Assim, foi possível reconhecer, da base

para o topo: a) Calcários com *Alveosepta jaccardi*, constituídos por calcários margosos com oncoides e *Nerinea* que alternam com margas. Afloram na região compreendida entre a Carrapateira e praia do Tonel a Tavira. Segundo Ramalho (1985), os níveis com corais que surgem na Carrapateira, datados do Kimmeridgiano inferior, correspondem à parte inferior desta unidade; b) Calcários com “*Vaginella*” *strata* e *Clypeina jurassica*, formados por calcários compactos nodulares e margosos com uma grande componente detrítica, pontualmente com *Nerinea* e oncoides. Ocorrem na região de Tavira; c) Calcários de transição, formados por calcários margosos compactos, amarelos a acinzentados, por vez com intercalações margosas. Esta unidade é observável em Loulé, S. João da Venda e Escarpão.

A última unidade do Jurássico Superior (Titoniano) na sub-bacia Oriental é a mesma descrita anteriormente para o sector Ocidental (Calcários com *Anchispirocyclina lusitanica* de Fontainhas), mas que aqui assume um maior expressão (Rocha *in* Rocha *et al.*, 1980).

Na fig. 2.4 faz-se uma síntese e estabelece-se a correlação entre as unidades litostratigráficas do Triásico ao Jurássico Superior, nas diferentes sub-bacias da Bacia Algarvia.

2.2.2.3. CRETÁCICO

Vários foram os trabalhos publicados sobre a estratigrafia do Cretácico da Bacia Algarvia, dos quais se destacam: Choffat (1887), Rey & Ramalho (1974), Rey *et al.* (1977), Correia *et al.* (1981, 1982), Ramalho & Rey (1981), Rey (1982, 1983), Berthou *et al.* (1983), Correia & Berthou (1984), Prates (1986), Correia (1989) e Berthou

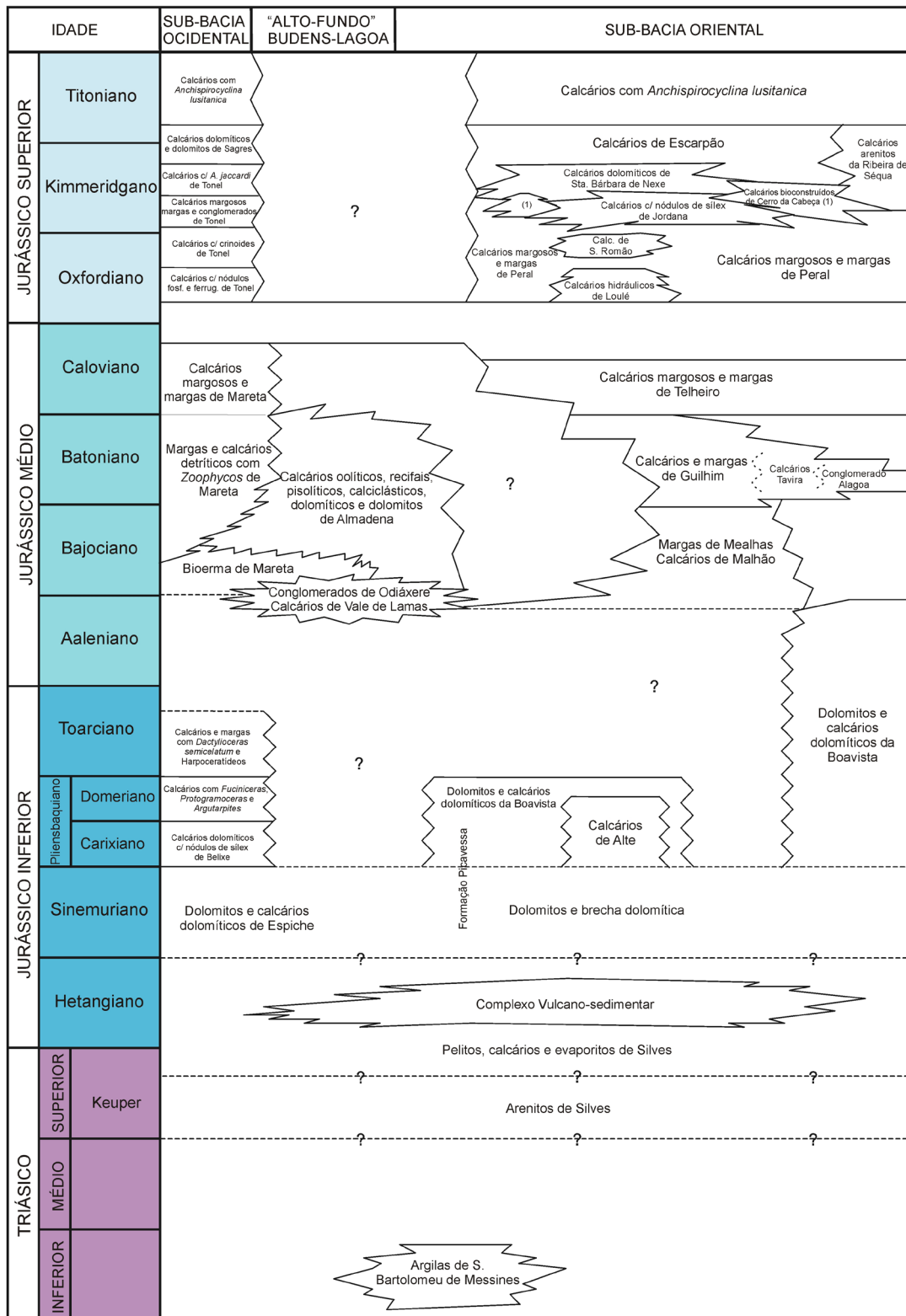


Fig. 2.4. Correlação estratigráfica das unidades do Triásico - Jurássico da Bacia Algarvia (adaptado de Rocha & Rey *in* Terrinha *et al.*, 2006; Trindade, 2007).

& Leereveld (1990). No entanto, apenas com os trabalhos de Cabral (1995) e Terrinha (1998) se começou a atingir a uniformidade necessária para melhor compreender a estratigrafia do Cretácico algarvio, com a elaboração de tabelas de correlação estratigráfica das diferentes unidades. Já no Século XXI, surgiram trabalhos de síntese da evolução e definição formal das unidades do Cretácico da Bacia Algarvia, com Rey (2006), Rey *et al.* (2006) e Rocha & Rey *in* Terrinha *et al.* (2006), de acordo com as recomendações do *INTERNATIONAL STRATIGRAPHIC GUIDE* (Murphy & Salvador, 1999).

A diferenciação em sub-bacias foi menos acentuada durante o Cretácico, no entanto, os sedimentos desta idade afloram em três áreas distintas: Algarve Ocidental, Algarve Central e Algarve Oriental. Estes depósitos evidenciam a predominância de ambientes de plataforma interna a média, lagunares e marinhos (Rey, 1983). Segundo Manuppella (1988), é evidente a variação das séries litostratigráficas de leste para oeste, apresentando um carácter mais carbonatado a leste e argilo-carbonatado a oeste. Esta variação lateral de fácies terá tido origem em movimentos orogénicos, associados por vezes à tectónica diapírica (Terrinha, 1998).

Os sedimentos do Cretácico correspondem praticamente apenas ao Cretácico Inferior, enquanto que os do Cretácico Superior estão mal representados e se restringem ao Algarve Oriental.

As unidades litostratigráficas do Cretácico do Algarve Ocidental e Central foram formalmente definidas e pormenorizadamente descritas por Rey (2006), pelo que a seguir se apresenta apenas uma descrição sumária das mesmas.

- Algarve Ocidental

No sector Ocidental do Algarve, os sedimentos

do Cretácico afloram essencialmente ao longo do litoral, entre a Ponta de Almadena e Porto de Mós, num corte praticamente contínuo (Oliveira, 1984). É constituído por oito unidades litostratigráficas (Rey, 2006), datadas com base no seu conteúdo macro e microfossilífero (principalmente foraminíferos e ostracodos).

Assim, da base para o topo, são conhecidas as seguintes unidades (Fig. 2.5):

Margo-Calcários de Fácies Purbeckien formados pela alternância de conglomerados intraformacionais, margas grumosas, calcários micríticos com “calhaus negros” e dolomitos; a Formação de Almadena, constituída por calcários maciços calciclásticos, com oólitos e intraclastos, ambos datados do Berriasiano inferior; Formação de Porches, com calcários amarelados maciços, em bancadas espessas, com oólitos, peloides, intraclastos, e bioturbação, que alternam com margas esverdeadas, de idade compreendida entre Berriasiano superior e o início do Valanginiano; Formação de Salema, composta por margas de cor clara que alternam com calcários amarelados e dolomitos, datada do intervalo Hauteveriano? - Barremiano inferior; Formação de Barrancão, constituída por margas esverdeadas, com abundantes carófitas e *Choffatella decipiens*, que alternam com calcários e dolomitos amarelados, cuja idade foi atribuída ao Barremiano superior; Formação de Burgau (Aptiano inferior), formada por calcários areníticos amarelados, com peloides e pistas verticais, em associação com uma bancada de calcário-gresoso com estratificação cruzada, rico em *Nerinea algarbiensis* e *Zeilleria tamarindus*, e arenitos finos bioturbados, de cor avermelhada. Esta unidade foi datada do Aptiano inferior; Formação de Luz, caracterizada por margas argilosas esverdeadas, violáceas ou avermelhadas, com intercalações de arenitos finos avermelhados e de calcário margoso com

IDADE	ALGARVE OCIDENTAL	ALGARVE CENTRAL	ALGARVE ORIENTAL		
			SÃO JOÃO DA VENDA	ESTÓI – PÃO BRANCO	ALFANDANGA - MARIM
CENOMANIANO	Fm. Porto de Mós	?	?	Fm. Pão Branco	
ALBANO				Fm. Ferradeira	
				Fm. Chão de Cevada	
				Fm. Calijos	
SUP.					
MÉD.					
INF.		Fm. Porto de Mós	Fm. Porto de Mós		
APTIANO	Fm. Luz				
SUP.					
INF.	Fm. Burgau				
BARREMIANO	Fm. Barrancão		Fm. Arenitos de fácies weald		
SUP.					
INF.	Fm. Salema				
HAUTERIVIANO				Fm. Costa Longa	Fm. Bias
				Fm. Estoi	Fm. Belo Romão
VALANGINIANO					
	Fm. Porches				Fm. Bias do Norte
BERRIASIANO		Fm. Sobral			
	Fm. Almadena	Fm. Almadena	Fm. Almadena		
	Fm. Calcários e margas de fácies purbeckien				

Fig. 2.5. Correlação estratigráfica das unidades do Cretácico da Bacia Algarvia (adaptado de Rocha & Rey in Terrinha *et al.*, 2006; Rey, 2006).

peloides e restos de lignite, datada do intervalo Aptiano inferior a superior. No topo, foram recuperadas abundantes associações de palinóforos, principalmente esporos e pólenes. Por último, a Formação de Porto de Mós, que corresponde a uma alternância de margas argilosas esverdeadas com ostracodos, margas cinzentas com nódulos calcários e ostreídeos, calcários margosos amarelados, intensamente bioturbados, calcários micríticos amarelados com *Nerinea* sp., naticídeos e rudistas, e calcários e margas com laminação hori-

zontal plana. Esta formação foi datada do Aptiano superior (Rey, 2006).

- Algarve central

As unidades do Cretácico, no Algarve Central, não se encontram muito bem representadas, sendo o corte melhor exposto o da região de Porches, localizado a norte e a sul do vértice geodésico de Sobral. Rey (2006) definiu oito unidades litostratigráficas pertencentes ao Cretácico Inferior,

que apresentam algumas diferenças não só litológicas como cronostratigráficas, quando comparadas com as definidas para o sector Ocidental.

Assim, segundo Rey (2006), este corte é composto pelos Margo-Calcários de Fácies Purbeckien (Berriasiano inferior), que assentam diretamente sobre os sedimentos do Titoniano, e são formados, da base para o topo, por margas, calcários margosos e dolomitos com “calhaus negros”, a que se seguem margas gipsíferas escuras e arenitos micáceos, e por último, as margas amareladas a esverdeadas, que alternam com dolomitos e pequenos níveis de calcário arenítico.

A unidade seguinte, Formação de Almadena (Berriasiano inferior a médio), corresponde a margas esverdeadas, calcários margosos micríticos, calcários maciços esbranquiçados e dolomitos alaranjados. O início e o fim da sedimentação desta unidade terá sido posterior ao da formação equivalente, no Algarve Ocidental.

Segue-se a Formação de Sobral, não identificável no Algarve Ocidental, constituída por sequências positivas de arenitos siliciosos com calhaus de quartzo, siltes ocres a violáceos, e argilas violáceas ou esverdeadas, foi datada do Berriasiano superior.

Na região entre Porches e Fonte da Matosa, aflora a Formação de Porches, formada por calcários micríticos e areníticos, acinzentados, do intervalo Berriasiano superior – Valangiano. Segue-se a Formação de Barrancão (Barremiano superior), com margas de diferentes cores, arenitos finos, dolomitos areníticos ocres e calcários margosos com fósseis de *Exogyra boussingaulti* e *E. fenestrae*.

As unidades seguintes, Formação de Burgau (Aptiano inferior), Formação de Luz (Aptiano inferior a superior) e Formação de Porto de Mós (Aptiano superior), apesar de apresentarem pequenas dife-

renças no que respeita ao conteúdo fossilífero, mostram uma grande uniformidade de fácies em toda a bacia.

- Algarve Oriental

No Algarve Oriental, os afloramentos do Cretácico encontram-se representados na região entre Albufeira e Tavira, ocorrendo em pequenos afloramentos limitados pelos sedimentos neogénicos (Rey, 1983).

Enquanto que no sector Ocidental e Central, a primeira unidade do Cretácico (Berriasiano), corresponde às Margas e calcários de Fácies Purbeckien, no sector Oriental, verifica-se a ocorrência de uma lacuna sedimentar.

Segundo Rey (1982), a grande variação de fácies distintas que se verifica de norte para sul, possibilita a diferenciação em três sectores: São João da Venda, Estoi - Pão branco e Alfandanga Marim – Pão Branco. Neste último, foram individualizadas doze formações de idade compreendida entre o Cretácico Inferior e a base do Cretácico Superior, que a seguir se descrevem resumidamente.

A primeira unidade do Cretácico, Formação de Almadena, apresenta neste sector as mesmas características descritas para os outros sectores.

Segue-se a Formação de Bias do Norte, constituída por calcários amarelos, com intraclastos, oncólitos e peloides, que alternam com leitos de margas verdes. Esta unidade foi datada do Berriasiano superior - Valangiano, por Durang-Delga & Rey (1982), com base na presença de calpionelídeos.

De acordo com Rey *et al.* (2006), as unidades seguintes, estão representadas pelas Formação de Belo Romão (em Alfandanga - Marim) e Formação de Estoi (em Estoi – Pão Branco). A primeira é constituída por margas que alternam com cal-

cários margosos ou areníticos, com abundantes lamelibrânquios e raras amonites, e a segunda, embora geralmente idêntica à primeira, apresenta a passagem a um conglomerado poligénico, com elementos do Jurássico Superior e das unidades do Cretácico subjacentes. Foi-lhes atribuída a idade de Hauteveriano inferior.

As Formações de Bias e de Costa Longa, afloram nos sectores Alfandanga – Marim e Estoi-Pão Branco, respetivamente. Formadas por calcários cristalinos compactos, dolomitizados, com oncólitos e madreporários, que passam a uma série predominantemente dolomítica e arenítica, com intercalações de calcário arenítico, argilas e siltitos. Foram datadas do Hauteveriano, com base em amonites (Rey *et al.*, 2006).

Na região de São João da Venda, depositada diretamente sobre a Formação de Almadena (Berriasiano inferior a médio) encontra-se a unidade Argilas e Arenitos de Fácies Weald (Barremiano superior?) que corresponde a uma formação de fácies detrítica, constituída essencialmente por conglomerados, arenitos de cor clara e argilas versicolores (Rey, 1982).

Seguem-se as Formação de Burgau (Aptiano inferior), Formação de Luz (Aptiano inferior a superior) e Formação de Porto de Mós (Aptiano superior), que assentam diretamente sobre as fácies detríticas anteriores, com características semelhantes às descritas para o Algarve Ocidental e Central.

Embora no Algarve Ocidental, Central e no sector de São João da Venda, a sedimentação cretácica termine no Aptiano, nos sectores de Alfandanga – Marim e Estoi - Pão Branco, é possível registar a presença de uma sedimentação quase contínua até ao Cretácico Superior (Cenomaniano). Nestes sectores a última unidade do Cretácico Inferior, está materializada pela Formação de Caliços,

constituída por calcários nodulosos, micríticos, com intraclastos, oólitos e peloides, que sofreram uma intensa dolomitização secundária, bem visível no topo da unidade, onde esta se torna mais maciça. A presença de importantes associações de microfósseis, como por exemplo, espongiários, rudistas e briozoários, permitiram datá-la do Albiano (Manuppella, 1992).

Segue-se a Formação de Chão de Cevada, constituída por dolomititos cristalinos maciços que passam a calcários rosados no topo, ricos em rudistas e *Orbitulina* gr. *concava*, do Cenomaniano. Da mesma idade é a Formação de Ferradeira (Cenomaniano?), formada por margas verdes ou violáceas com pequenas intercalações de calcário pulverulento, micrítico.

Por último, também do Cenomaniano?, a Formação de Pão Branco, constituída por calcários amarelados ou rosados, recristalizados, com vestígios de intraclastos, peloides, madreporários e orbitolinas.

Ainda durante o Cretácico Superior, ocorreram diversos fenómenos magmáticos dos quais se destaca, a intrusão do Maciço intrusivo alcalino de Monchique, que aflora no Algarve Ocidental (Rock, 1978). Este é constituído, essencialmente, por sienitos nefelínicos e foi datado do Campaniano (72 Ma) (Rock, 1982; Miranda *et al.*, 2009). É, também, possível observar a presença de várias estruturas vulcânicas como, por exemplo, chaminés vulcânicas, pequenas escoadas, soleiras, diques e formações brechoides, presentes um pouco por toda a bacia, associadas a este vulcanismo Cretácico (Martins, 1991).

2.2.3. CENOZOICO - BACIA ALGARVIA

Os sedimentos do Cenozoico cobrem uma vasta

área da região emersa da Bacia Algarvia, sendo predominantes no sector Central e Oriental. O seu estudo teve início no séc. XIX, com Bonnet (1850) e Costa (1866, 1867), tendo-se retomado quase um século depois por Zbysewski (1958). Os trabalhos de cartografia geológica, paleontologia, e geoquímica, levados a cabo nas décadas seguintes, produziram importantes publicações, que contribuíram para o melhor conhecimento do Cenozoico algarvio (e.g., Pais, 1982; Antunes & Pais, 1992, 1993; Cachão & Silva, 1992; Cachão, 1995; Boski *et al.*, 1995; Antunes *et al.*, 1997, 2000; Moura, 1998; Moura & Boski, 1999).

A transição do Mesozoico para o Cenozoico está bem marcada por uma discordância que traduz uma erosão subaérea, ocorrida no seguimento de importantes movimentos epirogénicos positivos (Dias, 2001). Segundo Manuppella (1988), o Paleogénico Superior está apenas representado na região da Guia pela unidade Conglomerados e Argilas da Guia, constituída por níveis conglomeráticos com calhaus rolados de calcário, ligados por uma matriz argilosa avermelhada. No entanto, a idade desta formação é muito controversa, dada a ausência de grupos fósseis, tendo-lhe sido atribuída diversas idades desde o Cretácico ao Miocénico, por vários autores (Marques & Rocha, 1981; Antunes & Pais, 1992; Cachão, 1995).

Assim, considera-se que o Cenozoico da Bacia Algarvia, está praticamente limitado a sedimentos do Neogénico, incluindo depósitos do Miocénico, Pliocénico e Quaternário, apresentando, em conjunto, uma espessura sempre superior a 300 m (Terrinha, 1998).

2.2.3.1. NEOGÉNICO

Segundo Cachão & Silva *in* Terrinha *et al.* (2006),

os sedimentos do Neogénico podem ser agrupados em dois grandes grupos litológicos, que traduzem duas sequências sedimentares, separadas por um hiato temporal associados a eventos tectónicos e fatores paleogeográficos. A primeira sequência, designada por 1ª Sequência Sedimentar Neogénica ou Sequência Carbonatada, que aflora essencialmente no Algarve Ocidental, é constituída por calcários litificados, fossilíferos, e rochas carbonatadas, com macrofósseis. Assenta diretamente sobre os sedimentos do Paleozoico e do Cretácico. A segunda, a 2ª Sequência Sedimentar Neogénica ou Sequência Arenítica, está bem representada no sector Oriental, embora também aflore no sector Central, é formada por arenitos finos, com poucos fósseis, e arenitos grosseiros, brancos a avermelhados. Geralmente assenta sobre a série carbonatada do Neogénico mas, por vezes, surge a contactar diretamente com o Paleozoico ou o Mesozoico.

Estas sequências estão materializadas nas diferentes formações do Neogénico, que foram detalhadamente descritas por Cachão *et al.* (1998), aquando da proposta de reformulação e articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve. Assim, enumeram-se de seguida essas unidades, da base para o topo:

- Formação de Lagos - Portimão (Miocénico), que inclui: Membro “Biocalcarenito de Lagos”, Membro “Calcários e Margas de Côrte do Bispo” e Membro “Arenito carbonatado dos Olhos de Água”;
- Formação de Cacela (Miocénico), composta pelos Membros: “Conglomerados e areolas fossilíferas de Ribeira de Cacela”, “Areolas e argilitos de Cacela Fábrica” e “Areolas e arenitos grosseiros de Galé-Oura”;
- Formação de Ludo (Plio-Plistocénico), formada pelos Membros: “Areias fossilíferas de Monte Negro - Praia da Falésia”, “Areias de Faro - Quarteira”

e “Areias e cascalheiras de Gambelas”.

O Holocénico está representado por areias dunares de praia atuais e antigas, terraços fluviais, tufos calcários, cascalheiras e areias de duna consolidada. As ilhas barreira da Ria Formosa são consideradas as mais importantes estruturas geológicas do Holocénico, formadas por um cordão arenoso, que se estende desde Ancão até Cacela (Moura & Rebelo *in* Terrinha *et al.*, 2006). A instalação deste sistema de ilhas barreira terá ocorrido à 6,25 Ka (Boski *et al.*, 2002) e terá estado relacionada com a saliência da paleo-linha de costa a sudeste de Quarteira, associado ao abrandamento da subida do nível médio do mar e abundantes sedimentos transportados pela deriva litoral (Moura & Rebelo *in* Terrinha *et al.*, 2006).

2.2.4. AFLORAMENTO MESOZOICO DA CARRAPATEIRA

A área do Afloramento Mesozoico da Carrapateira, localizada a 20 km a norte da Bacia Algarvia, compreende uma sucessão que revela grandes similaridades com as sucessões estratigráficas da sub-bacia de Sagres e assenta discordantemente sobre as unidades deformadas e erodidas do Paleozoico Superior.

A base desta sucessão aflora a norte da praia do Amado e é constituída por depósitos fluviais vermelhos, principalmente arenitos e pelitos (formação dos Grés de Silves), passando a margas, calcários e dolomitos (Complexo Margo-Carbonatado de Silves), do Triásico superior - Hetangiano (Ribeiro *et al.*, 1987).

As unidades seguintes, com algumas dezenas de metros de espessura, encontram-se intensamente dolomitizadas, tendo sido atribuídas ao Jurássico Inferior? a Médio - Superior, com base na

sua posição estratigráfica e fácies (Ramalho & Ribeiro, 1985).

Seguem-se os Calcários e dolomias da Zimbreirinha constituídos, essencialmente por dolomitos, calcários compactos e pelitos vermelhos, datados do Kimmeridgiano inferior.

A parte superior desta sucessão, observável na Baía das Três Angras, com uma espessura de aproximadamente 50 m, é constituída essencialmente por calcários bioclásticos e conglomerados, na base, passando a intercalações de calcários e margas, para o topo. Os níveis calcários superiores são ricos em microfósseis, incluindo, corais em posição de vida, gastrópodes, lamelibrânquios e equinodermes, que permitiram datá-los do Kimmeridgiano inferior (Ribeiro *et al.*, 1987).

A sul da Baía das Três Angras, na enseada do Castelo, aflora uma unidade vulcano-sedimentar, constituída por dolomitos, conglomerados grosseiros, calcários amarelos, tufos e aglomerados vulcânicos. Foi datada do Kimmeridgiano, com base no conteúdo microfossilífero dos níveis calcários, embora com algumas reservas, uma vez que esta unidade foi afetada por uma grande deformação tectónica (Ramalho & Ribeiro, 1985).

O topo da arriba, com cerca de 30 m de espessura, está coberta parcialmente por cascalheiras de um nível de praia quaternária e por dunas consolidadas atuais.

2.2.5. SONDAGENS RUIVO E CORVINA (OFFSHORE DA BACIA ALGARVIA)

A estratigrafia do Meso - Cenozoico da região imersa da Bacia Algarvia não se encontra muito bem estudada. O conhecimento que possuímos é fornecido principalmente através de estudos de

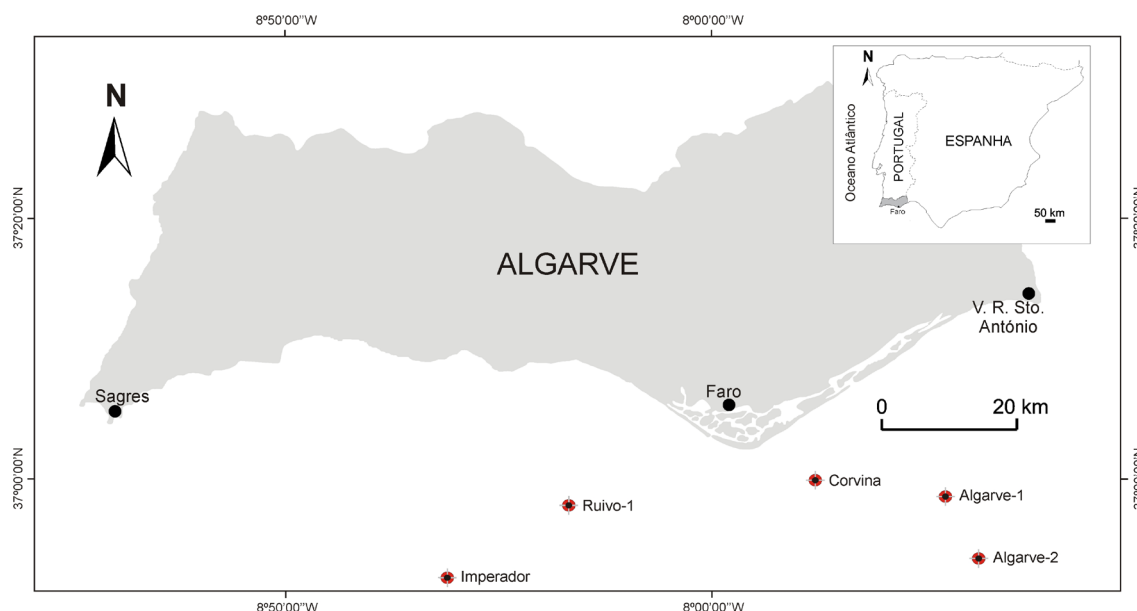


Fig. 2.6. Localização das sondagens petrolíferas Corvina, Ruivo-1, Imperador, Algarve-1 e Algarve-2.

reflexão sísmica e sondagens de prospeção.

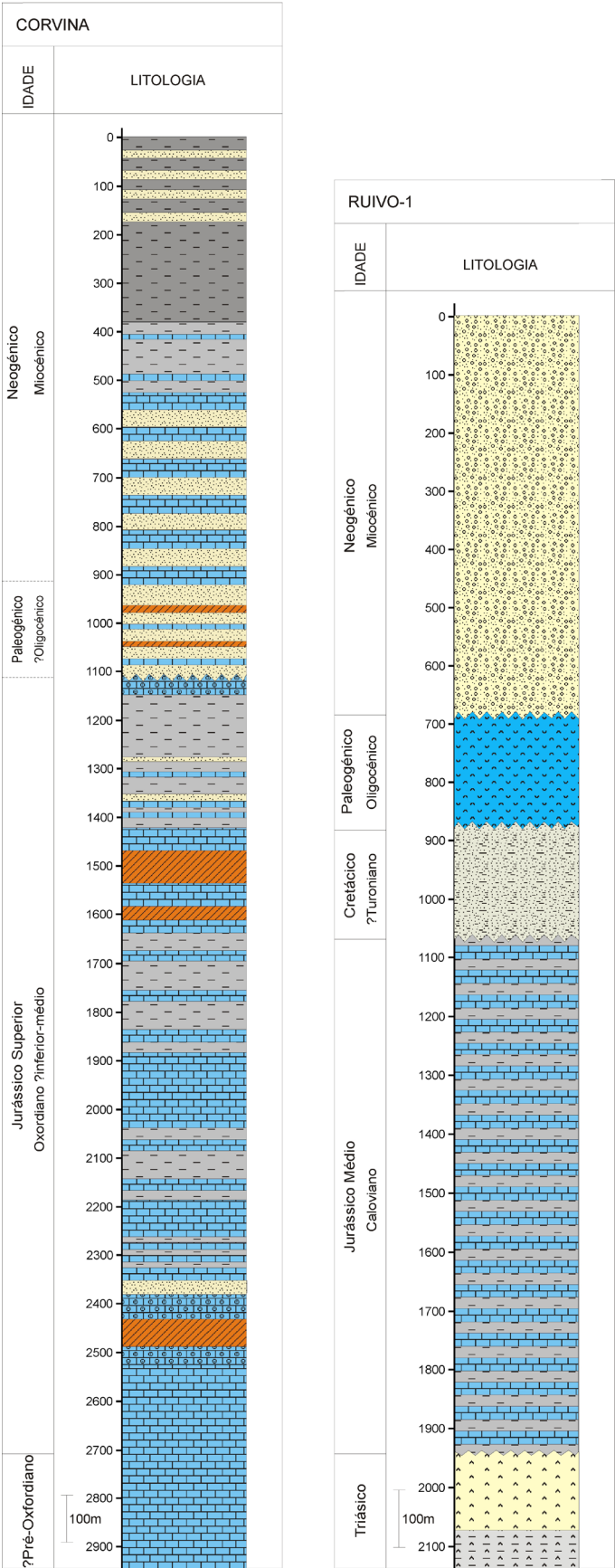
Durante as décadas de 70 e 80 do Séc. XX, foram efetuadas várias campanhas de prospeção petrolífera, que resultaram na execução de cinco sondagens denominadas por Corvina, Ruivo, Imperador, Algarve-1 e Algarve-2 (Fig. 2.6), e obtenção de linhas sísmicas multicanal, com especial destaque para o sector Oriental da área submersa da Bacia Algarvia, conhecidas por linhas Chevron, Challenger e Esso (Roque & Terrinha *in* Terrinha *et al.*, 2006). As sondagens efetuadas permitiram a obtenção de informação correspondente a um grande intervalo de tempo, desde o início do Mesozoico até ao Plio-Quaternário, tendo atravessado diversas litologias como, calcários dolomitos, margas e arenitos.

Os dados obtidos por estas companhias têm sido, durante os últimos anos, alvo de vários estudos, na tentativa de melhorar o conhecimento da estratigrafia do *Offshore* da Bacia Algarvia (Terrinha,

1998; Lopes, 2002; Matias, 2007; Roque, 2007).

As sondagens Ruivo e Corvina foram realizadas na plataforma continental do Algarve nos anos de 1975 e 1976, respetivamente. A descrição geológica destas sondagens encontra-se efetuada nos relatórios elaborados pelas empresas responsáveis pela execução da sondagem (Chevron, 1975; Challenger, 1976), pelo que se apresenta seguidamente uma breve descrição das mesmas (Fig. 2.7).

A sondagem Ruivo atingiu uma profundidade total de 2134 m. Os primeiros 876 m são de sedimentos cenozoicos e os restantes 1258 m de sedimentos mesozoicos. A datação das diferentes unidades foi efetuada, principalmente, com base em nanofósseis calcários e foraminíferos. No intervalo dos 0 aos 659 m de profundidade os sedimentos cenozoicos são essencialmente clásticos e constituídos por arenitos e siltitos argilosos cuja idade foi atribuída ao Miocénico. Entre os 659 e 876 m de



profundidade predominam litologias carbonatadas, datadas do Oligocénico. Dos 876 aos 1087 m de profundidade foram intercetados arenitos, siltitos e argilitos, cuja idade foi atribuída, com reservas, ao Cretácico Superior (Turoniano), colocando em evidência a existência de um grande hiato entre o Cretácico e o Oligocénico. No intervalo entre os 1087 e os 1909 m as litologias predominantes são calcários margosos, intercalados com margas e argilitos de idade Jurássico Médio (Caloviano). Os últimos 225 m desta sondagem intercetaram depósitos evaporíticos constituídos por anidrite e halite. Estes tipos de sedimentos, na parte emersa da Bacia Algarvia, são atribuídos ao intervalo Triásico Superior - Jurássico Inferior (Hetangiano).

A sondagem Corvina tem uma espessura total de 2894 m. Os sedimentos atravessados revelaram uma maior diversidade microfossilífera, em comparação com a sondagem descrita anteriormente. Desde o fundo do mar até à profundidade de 1015 m foram intercetados arenitos, siltitos, argilitos e calcários atribuídos ao Miocénico - Oligocénico(?). Entre os 1015 m e os 2020 m de profundidade predominam margas, dolomitos e calcários, cuja idade foi atribuída ao Cretácico Inferior. Registando-se assim, um hiato ou discordância, entre o Cretácico Inferior e o Paleogénico. Dos 2020 aos 2421 m, intersectaram-se calcários que se intercalam com margas datados do Oxfordiano inferior-médio. Por fim, no intervalo entre os 2421 m e o final da sondagem, foram atravessadas litologias carbonatadas sem formas fósseis diagnósticas de idade pelo que foram consideradas como sedimentos pré-Oxfordianos.

2.3. ENQUADRAMENTO PALEOGEOGRÁFICO E TECTÓNICO

O preenchimento sedimentar da Bacia Algarvia

foi afetado por várias fases tectónicas distensivas e compressivas em associação com variações eustáticas do nível do mar (Manuppella, 1988; Terrinha, 1998). Ficaram registados, também, de forma bastante acentuada não só os movimentos da orogenia Alpina como importantes movimentos relacionados com a halocinese (Kullberg *et al.*, 1992).

Esta bacia sedimentar 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 Algarvia 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).

A principal evidência da influência do Tétis encontra-se principalmente na presença de faunas de amonites das províncias sub-mediterrânicas, desde o Pliensbaquiano superior ao Titoniano, identificadas por Rocha (1976).

A sedimentação na Bacia Algarvia teve início no Triásico Superior, com a deposição da “Formação do Grés de Silves” que assenta discordantemente sobre os estratos do Paleozoico Superior (Palain, 1976). Estes são depósitos aluvionares de cor vermelha e terão sido formados em climas semiáridos, com alternância de períodos de chuva intensa com períodos secos e prolongados, que permitiram a formação de depósitos evaporíticos (Palain, 1976). A ausência quase total do Pérmico e grande parte do Triásico, tem sido explicada pela existência de um importante levantamento regional seguido de intensa erosão que, de acordo com Palain *in* Mougenot *et al.* (1979), terá tido origem nos movimentos associados à formação da Cadeia Hercínica.

A diferenciação da bacia durante o Triásico está diretamente relacionada com movimentos distensivos ao longo de grandes fraturas tardi-variscas de orientação NE-SW e N-S. Os depósitos do Triásico estão cobertos por rochas vulcânicas do Jurássico Inferior (Hetangiano), associadas à Província Magmática Atlântico Central (CAMP) (Marzoli *et al.*, 1999; Martins *et al.*, 2008). Depois deste importante evento magmático, a sedimentação marinha carbonatada tornou-se predominante em toda a bacia, durante o Sinemuriano - Titoniano, tendo sido condicionada pelo regime distensivo, com orientação aproximadamente N-S, que se manteve até ao Cretácico Inferior (Fig. 2.8) (Ribeiro *et al.*, 1979).

No Jurássico Inferior a sedimentação carbonatada dolomítica, sugere uma grande influência marinha, tendo-se verificado a transição entre um ambiente hemipelágico de plataforma interna, no sector Ocidental, a um ambiente de plataforma interna confinada no sector Oriental (Manuppella, 1992). Segundo Rocha & Rey *in* Terrinha *et al.* (2006), a presença contínua destes depósitos dolomíticos durante, praticamente, todo o Jurássico Inferior, sugere uma grande uniformidade paleogeográfica por toda a Bacia Algarvia durante este período.

A continuação da subsidência permitiu uma influência marinha cada vez mais acentuada, tendo possibilitado a migração das primeiras amonites durante o Pliensbaquiano inferior. Estas formas, pertencentes à província sub-mediterrânica do domínio tetisiano, diferem das recuperadas dos sedimentos das mesmas idades, na Bacia Lusitânica, que apresentam afinidades com o domínio Boreal (Rocha, 1976; Dommergues *et al.*, 2011).

O registo da presença de foraminíferos bentónicos do Sinemuriano superior, com afinidades tetisianas, representa mais uma evidência de que a Bacia

Algarvia terá feito parte do domínio tetisiano durante o Jurássico Inferior (Azerêdo *et al.*, 2003).

Durante o Pliensbaquiano inferior, ao largo da Meseta Ibérica, terão existido dois mares epicontinentais, um mais a sul, com fauna do Tétis e outro, a norte, com fauna Boreal (Rocha, 1976). A existência de relevos entre estes mares terá impedido a comunicação entre as faunas boreais e as tetisianas, facto que só veio a ocorrer durante o Pliensbaquiano superior, com a migração de associações de amonites tetisianas, para norte, e a entrada de amonites boreais na Bacia Algarvia (Rocha, 1976).

Em suma, durante o Jurássico Inferior a Bacia Algarvia pertencia à província sub-mediterrânica do domínio tetisiano, enquanto que a Bacia Lusitânica se enquadrava num domínio mais complexo, uma vez que apresentava misturas de formas sub-boreais e tetisianas (Rocha & Rey *in* Terrinha *et al.*, 2006).

Segundo Rocha (1976), o topo do Jurássico Inferior corresponde a sedimentos calcário-margosos e biodetríticos, do Toarciano inferior, indicativos de uma transgressão mais ou menos generalizada da linha de costa, a que se segue uma lacuna do Toarciano médio - superior e de parte do Aaleniano. Esta transgressão, terá tido origem 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 e oolíticos, do Aaleniano - Bajociano, com elementos de proveniência recifal. A reduzida espessura apresentada por estes primeiros depósitos, em associação com a presença de algumas lacunas, traduzem a ocorrência de perturbações na sedimentação, tendo esta fase sido designada por “Crise Aaleniana”, por Mousterde (1971).

Assim, até ao início do Bajociano terá estado instalado, na região de Sagres, um cordão recifal que separou um domínio interno, de fácies lagunar, onde se depositaram calcários e dolomitos, de um domínio externo, pelágico de água profundas, onde se formaram margas e calcários margosos. Rocha (1976) sugere que esta barreira recifal terá sido contemporânea das cúpulas recifais da praia da Mareta, cuja carsificação sugere elevação continental com emersão do recife, a que se seguiu uma transgressão e deposição dos sedimentos do Bajociano superior.

As associações faunísticas do Bajociano superior - Batoniano, apresentam afinidades com o domínio tetisiano, embora também tenha sido registada a ocorrência de algumas formas boreais (Rocha, 1976)

Durante o Caloviano verificou-se uma grande uniformidade na sedimentação, sendo, regra geral, caracterizada por margas na base (Caloviano inferior) tornando-se mais calcária para o topo (Caloviano superior). No entanto, segundo Terrinha (1998), existem algumas variações pontuais na evolução de fácies ao longo da bacia, que terão tido origem em variações eustáticas e/ou tectónicas.

De acordo com alguns autores (Pavia & Sturani, 1968; Rocha, 1971, 1976; Oliveira, 1984), a deposição dos sedimentos de fácies transrecifal, do Batoniano superior ao Caloviano médio, terá ocorrido num ambiente pouco oxigenado, como atestam as faunas planctónicas e nectónicas piritizadas, aí recuperadas, em associação com nódulos limonitizados e gesso. Estas evidências, sugerem que a bacia estaria mais ou menos isolada, sem circulação de fundo, ou numa área de grande concentração de matéria orgânica, com origem em correntes de *upwelling*, correspondendo à zona infralitoral do domínio nerítico.

Na sub-bacia Oriental, ficaram registadas variações nos ambientes sedimentares, tendo estes variado de plataforma interna confinada (Bajociano - Batoniano inferior) a hemipelágicos (Batoniano médio a Caloviano).

Os movimentos tectónicos associados às flexuras do Alibre e de Santo Estevão-Monte Figo, assumiram grande importância na estruturação da bacia, tendo contribuído para o início da instalação dos depósitos diapíricos e pelo aumento de profundidade das formações mezo-cenozoicas em direção a sul (Manuppella, 1988).

Os estudos paleogeográficos das unidades de idade Jurássico Médio, levados a cabo por Rocha (1976), demonstraram que durante este intervalo de tempo, a Bacia Algarvia continuou a pertencer à província sub-mediterrânica do domínio tetisiano. Este autor refere ainda, a presença de algumas espécies sub-boreais embora em número reduzido.

A partir do Caloviano médio teve início uma importante regressão que ficou registada um pouco por toda a Península Ibérica, marcando a transição Jurássico Médio – Jurássico Superior (Rocha, 1976; Manuppella, 1988). Este evento está representado por uma superfície de erosão, que corta obliquamente as unidades do Caloviano inferior, no sector Oriental, e do Caloviano médio e superior, no sector Ocidental da bacia (Rocha & Rey *in* Terrinha 2006). Esta superfície erosiva está representada por um nível ferruginoso e fosfatado com amonites remobilizadas, verificando-se a ausência de sedimentos continentais, o que sugere a permanência de um regime marinho durante a regressão (Rocha, 1976).

Apesar de os domínios faunísticos se terem revelado relativamente estáveis durante o Caloviano - Oxfordiano, Rocha (1976) salienta o facto de terem ocorrido migrações de espécies boreais

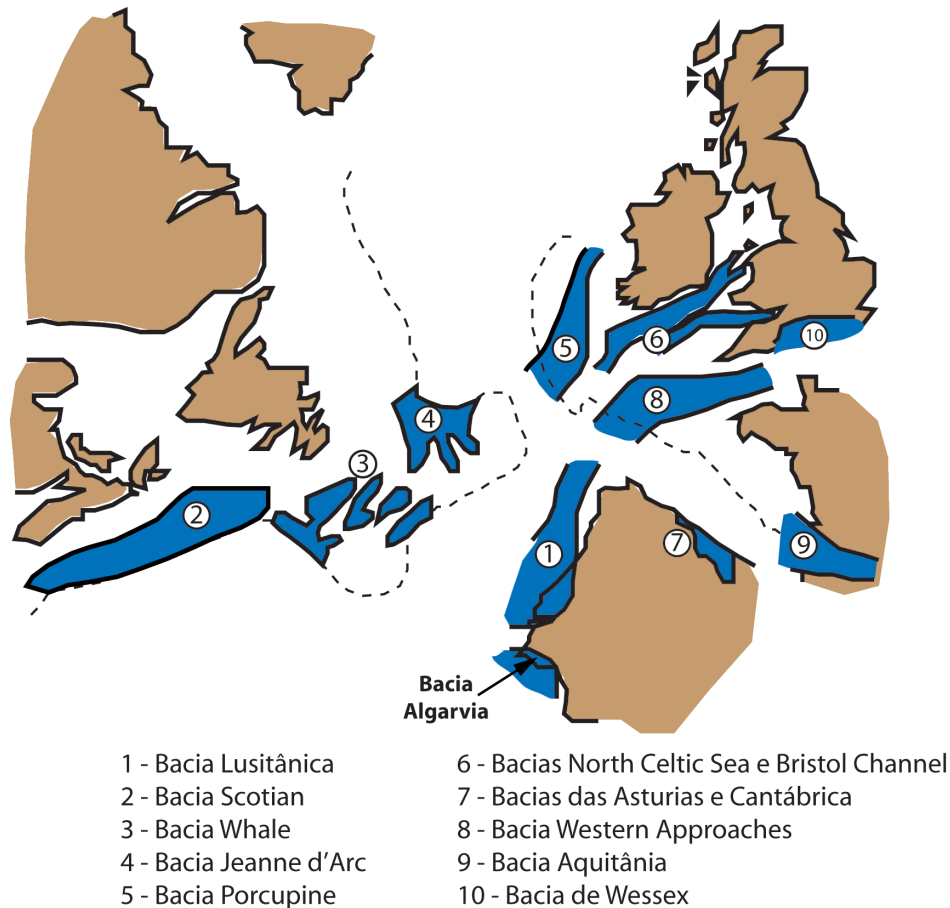


Fig. 2.8. Reconstrução paleogeográfica da posição da Placa Ibérica e bacias do Atlântico Norte e Central (adaptado de Wilson *et al.*, 1989).

para a Bacia Algarvia, o que indica a existência de um proto-atlântico, situado a ocidente da Ibéria, que permitiu a comunicação entre os domínios tetisiano e boreal.

O início da sedimentação do Jurássico Superior foi diretamente afetado por movimentos tectónicos, que evidenciaram a separação em sub-bacias, e que levaram à existência de diferenças litostratigráficas, entre o sector a oeste e a leste de Algezira (Manuppella, 1988).

Segundo Terrinha (1998), o ciclo sedimentar geral do Jurássico Superior foi transgressivo, do Oxfordiano médio – superior ao Kimmeridgiano mé-

dio, tendo sido atingido o pico máximo durante o Oxfordiano superior (Ramalho, 1981), a que se seguiu um episódio regressivo que terá permanecido, pelo menos, até ao Berriasiano, mas que teve o máximo de regressão na transição Titoniano - Cretácico. Ramalho (1985) refere que, em termos globais, esta sucessão corresponde a uma megassequência formada numa área da plataforma tetisiana, sobre a influência de um ciclo eustático de 2ª ordem do Jurássico Superior.

Enquanto que no Algarve Ocidental se manteve o regime sedimentar de plataforma interna carbonatada, com formações bioconstruídas de or-

ganismos recifais, que terão sido posteriormente afetados por dolomitização secundária, no Algarve Oriental formou-se um golfo, de baixa profundidade, caracterizado por fácies pelágicas bem desenvolvidas (Rocha & Rey *in* Terrinha, 2006). Este golfo atingiu o máximo de extensão no Oxfordiano superior, durante o qual se depositou a formação dos Calcários e Margas do Peral, num regime de plataforma externa de mar aberto. Posteriormente, verificou-se uma diminuição gradual da profundidade, com deposição de fácies mais litorais.

Durante o Kimmeridgiano superior - Titoniano, dá-se a instalação de um regime de plataforma interna, de baixa energia, pontualmente confinada, com influências continentais (Ramalho *in* Oliveira *et al.* 1984).

Para além de faunas amonites, foi também registada a presença de faunas de espongiários do Oxfordiano superior e Kimmeridgiano, que apresentam afinidades tetisianas, de águas quentes e pouco profundas (Termier *et al.*, 1985). Assim, a presença de várias faunas tetisianas e a quase ausência de formas boreais durante o Jurássico, indicam que a Bacia Algarvia se encontrava inserida na província sub-mediterrânica do Domínio Tétis (Rocha, 1976; Marques & Rocha, 1988b; Azerêdo *et al.*, 2003).

Movimentos orogénicos ocorridos na transição Jurássico - Cretácico terão estado não só, na origem de importantes variações laterais de fácies e diversas descontinuidades sedimentares, como também terão sido responsáveis pela individualização de um domínio de sedimentação no Algarve Oriental, com fácies marinhas, de grande profundidade e de outro no Algarve Central e Ocidental, com fácies lagunares, menos profundas (Rey, 1983).

As correlações litostratigráficas e sedimentológicas, entre as regiões Ocidental, Central e Orien-

tal, efetuadas por Rey (1983), evidenciaram três ciclos megassequenciais, regressivos na base e transgressivos no topo: o primeiro, do Berriasiano ao Valanginiano inferior; o segundo, do Hauteriviiano inferior ao Barremiano; e o terceiro, do Aptiano superior ao Albiano. Estes ciclos encontram-se separados por duas descontinuidades principais, a descontinuidade do Valanginiano, marcada por importantes lacunas sedimentares, e a descontinuidade do Aptiano superior, materializada por uma transgressão marinha generalizada.

No Cretácico Inferior decorreu a abertura do oceano Atlântico, através de um terceiro *rifting*, correspondente à Fase Neocimérica (Manuppella, 1988). Este evento ficou representado por uma mistura de rochas clásticas, a que se seguem carbonatos, depositados em ambientes proximais ou sob influência continental (Rey, 2006).

A partir do Aptiano inferior, registou-se um evento transgressivo, que afetou toda a bacia, dando origem à deposição de calcários ricos em fósseis marinhos, associado provavelmente a uma rápida subida eustática.

Esta tendência transgressiva ter-se-á mantido até ao final do Cretácico, ainda que se tenha verificado uma pequena regressão durante o Cenomaniano.

Os últimos sedimentos do Cretácico localizam-se no sector Oriental, e constituem unidades muito espessas de calcários recifais, recristalizados e parcialmente dolomitizados. Segundo alguns autores, estes depósitos comprovam a ocorrência de um aumento da subsidência, por detumescência térmica, associada ao fim da fase distensiva da bacia, com a separação total da Península Ibérica da América (Vanney & Mougénot, 1981; Mougénot, 1989).

Durante o Cretácico Superior ocorreu um grande evento de inversão em toda a Bacia Algarvia, re-

lacionado com a Orogenia Alpina. A abertura do Golfo de Gasconha, poderá ter estado na origem da instalação do Maciço Sienítico de Monchique (ca. 72 Ma) (Terrinha *et al.*, 2002; Miranda *et al.*, 2009). Consequentemente, não existem sucessões do Cretácico Superior em toda a Bacia Algarvia. Provavelmente, em simultâneo com o Maciço Sienítico de Monchique, deu-se a instalação dos filões e chaminés vulcânicas que cortam os sedimentos do Jurássico Superior e do Cretácico (Ribeiro *et al.*, 1979).

Após uma grande lacuna sedimentar, desde o Cretácico superior ao Paleogénico, a sedimentação na Bacia Algarvia reiniciou-se durante o Miocénico, com calcários bioclásticos de fácies carbonatadas, depositados em ambientes litorais, que assentam discordantemente sobre as sucessões do Jurássico e do Cretácico Inferior (Pais *in* Manuppella, 1992).

Segundo Cachão *et al.* (1998), a evolução de fácies e a ocorrência de descontinuidades sedimentares permitiu enquadrar a estratigrafia do Neogénico numa estratigrafia sequencial, sendo possível diferenciar duas grandes sequências sedimentares globais.

A primeira sequência (Langhiano - Serravaliano inferior) corresponde a um conjunto essencialmente carbonatado, depositado em águas marinhas relativamente quentes. Enquanto que a segunda (Tortoniano superior - Plistocénico), representada por uma sequência detrítica, terá tido início num ambiente de deposição marinho, de águas pouco profundas (Antunes *et al.*, 1981). Estas sequências sedimentaram em fossas, cuja formação esteve associada a movimentos tectónicos sinsedimentares que ocorreram ao longo de falhas

de orientação N-S (Manuppella & Pais, 1986).

Os primeiros sedimentos do Quaternário terão sido depositados num período em que se verificou um grande arrefecimento global, em associação com descida do nível do mar por variações glacio-eustáticas, pelo que correspondem essencialmente a depósitos continentais (Moura *in* Terrinha *et al.*, 2006).

O Holocénico corresponde a um período interglaciário, com uma temperatura média elevada, apesar das constantes oscilações climáticas verificadas, que terá estado associado aos ajustamentos do padrão de circulação do Atlântico Norte (Broecker, 2000). Assim, em consequência do aquecimento global que se seguiu ao Último Máximo Glacial, o nível do mar subiu rapidamente, provocando uma migração rápida da linha de costa para o continente (Boski *et al.*, 2002). O aumento da sedimentação fluvial traduz a estabilização do nível médio do mar nos estuários do Algarve.

Segundo Moura *et al.* (2006), a sobreposição dos depósitos argilosos, do Holocénico inferior, sobre os sedimentos arenosos provenientes da plataforma continental adjacente, poderá estar associada a um aumento da precipitação, relacionado com a transição do episódio climático Boreal para o Atlântico, e consequente subida do nível do mar. Este facto é testemunhado pela ocorrência de aeolianitos ou dunas transgressivas, presentes na Baía de Armação de Pêra.

Durante a transgressão holocénica verificou-se um retrabalhamento das arribas do litoral atual e deposição de aluviões, dunas e areias de praia, com principal destaque para a formação das ilhas-barreira da Ria Formosa.

3. METODOLOGIA

3.1. TRABALHOS DE CAMPO

3.1.1. RECONHECIMENTO GEOLÓGICO

Após pesquisa bibliográfica de trabalhos publicados e de relatórios não publicados, efetuou-se o reconhecimento da área de estudo, a fim de identificar as formações litostratigráficas da Bacia Algarvia e do Afloramento Mesozoico da Carrapateira, mais representativas da geologia destas regiões.

Para o reconhecimento geológico foram consultados os trabalhos de cartografia geológica efetuados por Rocha (1976), Mapa Geológico do Algarve Ocidental, bem como as folhas 48-D Borda (Feio *et al.*, 1985), 51-B Vila do Bispo (Manuppella & Perdigão, 1972), 52-B Albufeira (Rocha *et al.*, 1989) e 53-A Faro (Manuppella, 1985), da Carta Geológica de Portugal, na escala 1/50 000 (Fig. 3.1), dos Serviços Geológicos de Portugal, atual Laboratório Nacional de Geologia

e Energia (LNEG). A área de estudo contempla, principalmente, o sector Ocidental e Oriental da Bacia Algarvia, uma vez que aí se encontram bem representadas as formações do Jurássico.

3.1.2. AMOSTRAGEM

Uma vez selecionadas as sucessões, estas foram amostradas para estudos palinológico e geoquímicos, tendo-se optado por amostrar apenas as litologias que aparentavam ser as mais promissoras para a realização destes estudos.

Aquando da seleção dos cortes a amostrar, foi tido em linha de conta a existência de controlo estratigráfico, normalmente efetuado com base em diversos grupos fósseis, principalmente com base em macrofósseis como, por exemplo, amonites.

A amostragem incidiu sobre as sucessões aflorantes na Baía de Armação Nova, Cabo de S. Vicente,

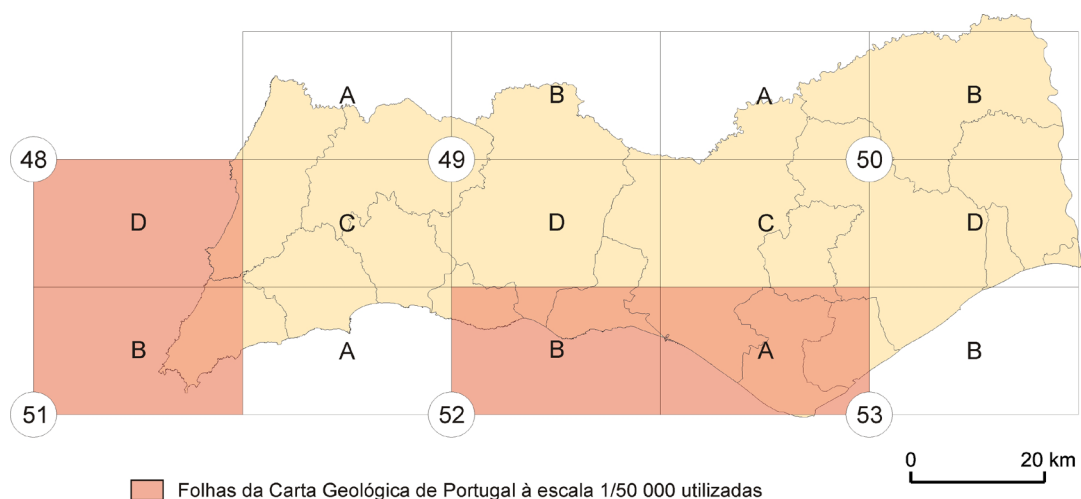


Fig. 3.1. Cartograma dos mapas geológicos à escala 1:50 000, utilizados para o reconhecimento geológico das áreas de estudo (adaptado de e-Geo - Sistema Nacional de Informação Geocientífica/LNEG, 2004-2012).

praia da Mareta, praia da Baleeira, praia de Cilheta e Benaçoitão, na região de Sagres, na Baía das Três Angras, no Afloramento Mesozoico da Carrapateira e nos cortes do Telheiro, Funchais, Estoi - S. Miguel, Cerro da Rocha, Pedreiras Secil e A22E, A22EE e A22S, no sector Oriental da Bacia Algarvia. Foram também recolhidas amostras das sondagens Corvina e Ruivo-1, efetuadas no *offshore* da Bacia Algarvia, existentes na litoteca do LNEG.

As amostras recolhidas para os estudos palinológicos (palinostratigrafia e palinofácies) incluíram margas e calcários margosos, de cor escura e granulometria fina, enquanto que para os estudos geoquímicos, foram preferencialmente amostrados calcários micríticos, com baixo conteúdo fossilífero. Para estes últimos, apesar da amostragem

exploratória efetuada em vários afloramentos (Baía de Armação Nova, Cabo de S. Vicente, praia da Cilheta, praia do Tonel e praia da Baleeira) apenas se consideraram os resultados obtidos das amostras recolhidas na Baía das Três Angras, praia da Mareta e Benaçoitão, uma vez que nestas foi possível efetuar uma amostragem de maior resolução. Na tab. 3.1 encontram-se representadas as áreas de estudo e respetiva amostragem (ver Anexo I).

Uma vez selecionados os níveis sedimentares com características favoráveis para os estudos pretendidos, procedeu-se à limpeza da superfície exposta, seguindo-se a recolha das amostras, cerca de 200 g, que foram colocadas em sacos individuais devidamente identificados. Sempre que a espessura e litologia das camadas o permitiu, recolheram-se

Tab. 3.1. Localização das áreas de estudo e tipo de amostragem efetuada.

Localização	Idades	Nº de amostras	
		Estudos palinológicos	Estudos geoquímicos
Baía de Armação Nova	Jurássico Inferior	18	6
Cabo de S. Vicente	Jurássico Inferior	6	2
Praia da Cilheta	Jurássico Médio/Superior	15	5
Praia do Tonel	Jurássico Médio/Superior	-	3
Praia da Mareta	Jurássico Médio	78	65
Praia da Baleeira	Jurássico Médio/Superior	31	8
Benaçoitão	Jurássico Médio/Superior	8	26
Estoi - S. Miguel	Jurássico Superior	42	-
Telheiro	Jurássico Médio	31	-
Funchais	Jurássico Superior	85	-
Cerro da Rocha	Jurássico Superior	37	-
Secil - Picota	Jurássico Superior	24	-
A22 E	Jurássico Médio	22	-
A22 EE	Jurássico Superior	4	-
A22 S	Jurássico Superior	12	-
Baía das Três Angras	Jurássico Superior	38	65
Corvina	Jurássico Médio/Pliocénico	16	-
Ruivo-1	Triásico/Miocénico	15	-
Total		482	180

várias amostras, tentando-se amostrar a base, o meio e o topo de cada camada, por forma a obter-se uma amostragem bastante representativa. A localização, posição estratigráfica e características de cada amostra foram anotadas. Em simultâneo com a amostragem, foram levantados diversos perfis sedimentológicos nas áreas seleccionadas na Bacia Algarvia e no Afloramento Mesozoico da Carrapateira. Para a construção desses perfis, as sucessões estratigráficas foram medidas, tendo-se registado as características litológicas e estruturas sedimentares presentes em cada camada.

No que respeita às sondagens Ruivo-1 e Corvina, apenas foram recolhidas amostras para estudos palinológicos e de maturação orgânica, tendo-se dado especial preferência a argilitos, margas e calcários margosos. No entanto, não foi possível recolher amostras em todas as camadas atravessadas pelas sondagens, uma vez que as litologias não eram as mais indicadas ou porque já não havia material em quantidade suficiente, existindo por isso grandes intervalos dos quais não foi possível obter qualquer informação.

3.2. TRABALHOS DE LABORATÓRIO E GABINETE

3.2.1. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ESTUDOS PALINOLÓGICOS

A adoção de procedimentos laboratoriais adequados é essencial para a obtenção de um bom resultado quer em termos quantitativos, quer paleoecológicos, taxonómicos e biostratigráficos. No entanto, como é referido por Traverse (2007), tem que ser sempre tido em atenção que, amostras diferentes apresentam comportamentos diferentes mesmo que sujeitas ao mesmo tratamento.

Assim, a metodologia a aplicar está dependente não só do tipo de resultados que se pretende obter, como também do tipo de amostras a utilizar, devendo ser sempre modificada e adaptada às circunstâncias presentes.

Inicialmente foram testadas algumas metodologias para a preparação palinológica das amostras, que não implicam a utilização de ácidos, como as descritas por Riding & Kyffing-Hughes (2004) e por Riding *et al.* (2007), (ver Anexo II), mas dada a natureza carbonatada das amostras utilizadas, estas não se revelaram suficientemente expeditas.

Assim, optou-se pela utilização de técnicas laboratoriais padrão, descritas por vários autores (*e.g.*, Gray, 1965; Doher, 1980; Batten & Morrison, 1983; Wood *et al.*, 1996; Green, 2001; Brown, 2008), que incluem tratamentos consecutivos com os ácidos clorídrico (HCl) e fluorídrico (HF) para eliminar os carbonatos e silicatos, respetivamente. Todas as metodologias referidas têm como finalidade a destruição da fase mineral e concentração dos palinomorfs, para posterior observação e estudo microscópico (Traverse, 2007).

Na fig. 3.2 encontram-se esquematizadas as diferentes etapas do processamento laboratorial das amostras, realçando-se três etapas principais: limpeza e desagregação mecânica das amostras; desmineralização por tratamento químico; e concentração dos palinomorfs para montagem das amostras.

3.2.1.1. LIMPEZA E DESAGREGAÇÃO MECÂNICA

A primeira etapa do tratamento das amostras consistiu na limpeza destas, tendo sido removidas não só a capa exterior como também todas as partes com evidência de alteração, precedida de uma lavagem com água corrente.

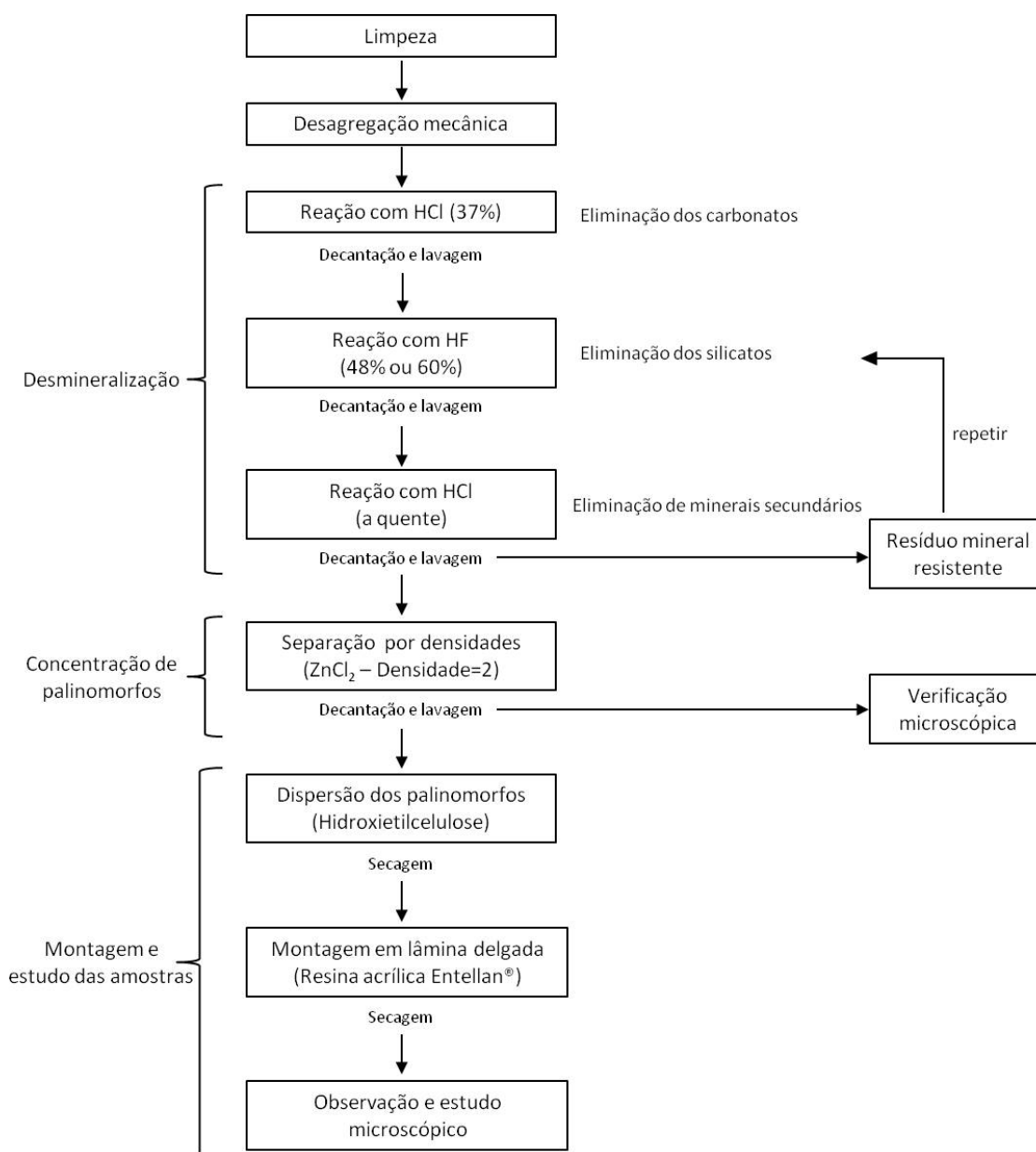


Fig. 3.2. Representação esquemática das várias fases de preparação das amostras para estudos palinológicos.

A desagregação das amostras foi efetuada manualmente, tendo sido utilizado, sempre que necessário, um martelo. Foram utilizados cerca de 100 g de amostra, fragmentada em pedaços com aproximadamente 1 cm de diâmetro, colocados posteriormente em frascos de Teflon® devidamente identificados. Uma vez que a quantidade de amostra recolhida foi sempre superior à necessária, o remanescente de cada amostra utilizada foi colocado em pequenos sacos identificados e posteriormente arquivados

3.2.1.2. DESMINERALIZAÇÃO

Todas as amostras foram sujeitas a tratamentos consecutivos com ácidos, para remoção da fração mineral.

O primeiro tratamento químico foi efetuado com HCl (37%) para eliminar os carbonatos. Foi adicionado ácido às amostras até se verificar uma diminuição da efervescência. A duração desta etapa, bem como das consequentes, esteve dependente das características de cada amostra. Por vezes, foi necessário utilizar ácido diluído para que a reação não fosse tão violenta, dada a natureza carbonatada da maioria das amostras. Seguiu-se a neutralização, decantação e lavagem do resíduo, com água corrente. Para isso optou-se pela utilização de um crivo de 15 μm , uma vez que este é apontado como sendo o mais indicado para evitar a perda de palinórfos durante as lavagens (Lignum *et al.*, 2008).

Posteriormente, adicionou-se ao resíduo HF, para eliminar os silicatos. Para tornar a reação mais efetiva, os frascos foram colocados num banho-maria (60°C) e agitados duas vezes por dia. Sempre que necessário foi adicionado mais ácido. Quando o

resíduo se encontrava completamente desagregado, procedeu-se à sua neutralização e lavagem por decantações sucessivas. À semelhança do que aconteceu na etapa anterior, seguiu-se a filtração (crivo de 15 μm) e lavagem do resíduo.

Durante este tratamento químico, pode ocorrer a formação de minerais secundários como silicatos ou fluoretos. Quando isto se verificou, os resíduos foram sujeitos a um ataque de HCl a quente, durante 5 a 10 min.

Se após observação do resíduo palinológico, se verificou a permanência de uma fração mineral significativa, foram repetidas as etapas anteriores.

Em algumas amostras, foi necessário proceder à coloração com o corante vermelho Safranina O, por forma a aumentar o contraste óptico dos palinórfos. Para isso, antes da montagem das amostras, colocou-se uma ou duas gotas do corante, no resíduo orgânico, tendo-se posteriormente efetuado a lavagem com água corrente.

3.2.1.3. CONCENTRAÇÃO DOS PALINÓRFOS

Esta fase tem como principal objetivo a limpeza final das amostras, eliminando a matéria orgânica solúvel e partículas minerais de pequena dimensão que resistiram aos ataques dos ácidos, para obter uma maior concentração de palinórfos. Para este efeito foi utilizada a separação por densidades, com recurso a uma solução aquosa de Cloreto de Zinco (ZnCl_2), com densidade 2.

Para além desta técnica, foi também utilizado um procedimento mecânico, para eliminar os minerais mais pesados que permanecem no resíduo, descrito por Oliveira *et al.* (2004). Este consistiu na colocação do resíduo num vidro de relógio com

água, seguindo-se a execução de movimentos circulares. Assim, enquanto que a fração mineral se deposita rapidamente no centro do vidro do relógio, as partículas orgânicas ficam em suspensão na água, sendo facilmente retiradas com o auxílio de uma pipeta.

3.2.1.4. MONTAGEM E ESTUDO DAS AMOSTRAS

Após a obtenção do resíduo, procedeu-se à montagem das preparações palinológicas para posterior observação e estudo microscópico detalhado. Na estufa, dispuseram-se as lamelas devidamente identificadas, colocaram-se umas gotas do resíduo palinológico e uma gota de hidroxietilcelulose (Celucite), que atua como dispersante, impedindo a aglomeração das partículas o que facilita a observação. Uma vez secas, as amostras foram montadas numa lâmina delgada, onde se colocou uma gota da resina acrílica Entellan®. O resíduo não utilizado foi guardado e arquivado, em frascos devidamente identificados, aos quais se adicionaram umas gotas de HCl diluído, para evitar o desenvolvimento de fungos. Foram preparadas duas lâminas de cada amostra a estudar.

As preparações palinológicas foram analisadas com recurso ao microscópio óptico Olympus CX 41, equipado com uma câmara digital SC20. Foram estudadas detalhadamente cerca de 482 amostras. Para além da identificação dos quistos de dinoflagelados, esporos e pólenes, efetuou-se, em simultâneo, a quantificação do conteúdo palinológico das amostras, num total de 300 partículas por lâmina, de forma a obter os dados necessários ao estudo de palinofácies.

A preparação laboratorial das amostras foi efetuada no Laboratório de Palinologia da Unidade de Geologia e Cartografia Geológica (UGCG) do LGM/LNEG, em Alfragide, Lisboa. As lâminas del-

gadas e resíduos orgânicos estudados encontram-se arquivados na UGCG do LGM/LNEG em S. Mamede de Infesta. Na Universidade do Algarve, encontram-se armazenadas as amostras e réplica dos resíduos orgânicos das amostras estudadas.

3.2.2. PREPARAÇÃO DA AMOSTRAS PARA ANÁLISE GEOQUÍMICA DE CARBONO ORGÂNICO TOTAL (TOC)

Os valores de TOC foram obtidos através da análise do resíduo orgânico de 42 amostras, recolhidas ao longo das sucessões da praia da Mareta, Benaçoitão e da Baía das Três Angra. O resíduo orgânico foi obtido pela aplicação do processamento palinológico acima descrito.

Para quantificar o conteúdo de TOC das amostras foi utilizado um analisador de carbono orgânico total TOC 5050 Shimadzu. Este estudo foi efetuado no laboratório do Instituto de Ciências da Terra, da Universidade de Heidelberg (Alemanha).

3.2.3. PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS PARA ESTUDOS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS

A preparação inicial das amostras para estudos geoquímicos envolveu duas etapas distintas, a limpeza das amostras e a recolha do material (pó) a analisar.

Inicialmente, as amostras foram cortadas de forma a obter uma superfície limpa, a que se seguiu uma lavagem cuidada com o auxílio de uma escova e água destilada, para remover toda a sujidade que poderia estar presente.

Após a secagem, numa estufa a cerca de 30°C, cada amostra foi cuidadosamente examinada, sob uma lupa binocular, para que fosse possível determinar

o local representativo do cimento da amostra para efetuar a recolha do pó, evitando os bioclastos, veios de calcite e halos de alteração. Procedeu-se depois à perfuração dos locais selecionados, tendo sido utilizado para o efeito, um “mini-drill” equipado com uma broca de ponta diamantada de 1 a 3 mm de diâmetro. O pó produzido (1 a 2 gramas) foi recolhido para uma folha de papel limpa e colocado em *eppendorfs*, devidamente identificados e selados.

Entre a execução de cada amostra, a broca foi lavada e colocada num banho de ultrassons, durante cerca de 2 minutos, e a bancada de trabalho limpa com álcool etílico para evitar possíveis contaminações.

3.2.3.1. ANÁLISE DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS ATRAVÉS DO ESPECTRÓMETRO DE MASSA

Os trabalhos analíticos de geoquímica de isótopos estáveis foram efetuados no Laboratório de Geoquímica do Departamento de Geologia da Universidade de Dublin, Trinity College, Irlanda.

Inicialmente, procedeu-se à pesagem das amostras e dos padrões Cranford dolomite (padrão interno) e IAEA CO-1 (Padrão de referência da Agência Internacional de Energia Atômica), numa balança de precisão Sartorius MC5. De cada amostra foram pesados entre 0,55 a 0,7 mg, do padrão Cranford dolomite, entre 0,55-0,7 mg, e do padrão IAEA CO-1, entre 0,5 a 0,6 mg, que foram colocados em tubos de ensaio limpos e selados.

A medição de isótopos estáveis de carbono e oxigénio, em amostras de carbonatos é feita através da análise do gás CO₂, que é produzido pela reação com ácido fosfórico a 100% (H₃PO₄) a 25 °C (McCrea, 1950). Assim, os dados da razão

isotópica $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ foram obtidos através do Espectrómetro de Massa, Thermo Deltaplus de fluxo contínuo da razão isotópica (CF-IRMS), ligado a “Thermo GasBench II” e equipado com “CTC Analytics CombiPal Autosampler”, com termóstato e “FMI acid pump” (Révész & Landwehr, 2002).

Os valores de CO₂ de referência foram calibrados usando os padrões de referência da Agência Internacional de Energia Atômica (IAEA-CO-1, IAEA-CO-8 e IAEA-CO-9), tendo-se obtido uma precisão de +0.09‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ e +0.07‰ para o $\delta^{13}\text{C}$.

3.2.3.2. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X

Com o objetivo de verificar a qualidade das amostras em estudo, especialmente na identificação de carbonatos, suscetíveis de alterar a qualidade dos resultados obtidos, optou-se por fazer a determinação da composição mineralógica das amostras utilizadas antes da análise de isótopos estáveis.

O pó de cada amostra a analisar foi colocado num porta-amostras metálico, preenchendo toda a cavidade. Com o auxílio de uma lâmina de vidro, a superfície da amostra foi prensada e alisada. Uma vez preparadas, as amostras foram inseridas de forma ordenada numa coluna metálica e colocadas no difratómetro de Raios-X.

Para o efeito, utilizou-se um equipamento Philips PW1720, equipado com um difratómetro Phillips PW1050/25 e um ánodo CuK α Phillips PW3313/20, que opera em condições padrão de 40kV e 20mA. Todas as medições foram efetuadas no intervalo 2° - 35° (2 θ), a cada 0,02 graus/segundo. Os difratogramas de Raios-X foram interpretados com recurso ao software Traces 5.20 e à tabela 2 θ (Cu) de minerais comuns, publicada

pelo Departamento de Geologia da Universidade de Carleton.

Como o principal mineral identificado em todas as amostras analisadas foi a calcite, os resultados obtidos para os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ não foram afetados por processos diagenéticos de dolomitização, pelo que podem ser considerados como muito próximos dos valores reais.

4. PALINOSTRATIGRAFIA

4.1. INTRODUÇÃO

O primeiro estudo palinológico publicado sobre o Mesozoico da Bacia Algarvia, com base em mio-sporos (inclui esporos e pólenes, segundo Guen-nel, 1952), reporta-se ao trabalho realizado por Fechner (1989) nos depósitos evaporíticos do Ju-rássico Inferior do diapiro de Loulé. Os estudos palinológicos posteriormente publicados incidi-ram principalmente sobre os sedimentos do Cre-tácico Inferior (e.g., Berthou & Leereveld, 1990; Heimhofer *et al.*, 2003; 2007). Recentemente, no âmbito da presente investigação foram publicados alguns trabalhos que incluem novos dados pal-inológicos, com recurso a estudos de dinoflagela-dos e palinomorfos do Jurássico da Bacia Algarvia (e.g., Oliveira *et al.*, 2009b; Borges *et al.*, 2011a; 2012).

Neste capítulo são descritas e interpretadas as palinofloras do Jurássico Inferior (Pliensbaquia-no inferior - médio), Jurássico Médio (Bajociano superior, Batoniano e Caloviano), e do Jurássico Superior (Oxfordiano - Titoniano), de quinze sucessões seleccionadas na Bacia Algarvia (Fig. 4.1). Pretende-se explicar o seu significado bio-stratigráfico, paleoambiental e paleogeográfico e efetuar comparações com associações do Jurás-sico já descritas no noutros locais, dos domínios boreal e tetisiano.

As áreas estudadas estão organizadas em quatro principais sectores: sector Ocidental (Armação Nova, Cabo de S. Vicente, praia da Mareta, praia da Baleeira e praia da Cilheta); sector Oriental (Telheiro, Funchais, Estoi - S. Miguel, Cerro da Rocha, Pedreiras Secil, A22 E, A22 EE, A22 S); Afloramento Mesozoico da Carrapateira (Baía das Três Angras); sondagens na região imersa da Ba-cia Algarvia (Ruivo-1 e Corvina) (Fig. 4.1).

Descrevem-se aqui as sucessões estratigráficas amostradas e os resultados palinológicos nelas ob-tidos. Para cada afloramento estudado apresenta-se a respetiva coluna litostratigráfica menciona-ndo, sempre que possível, as cronozonas definidas com base em amonites e as associações macro-faunísticas presentes nas diferentes unidades.

A designação das “zonas” de amonites do Jurás-sico não tem sido consensual (Gradstein *et al.*, 2004). Alguns autores, defendem que as zonas de amonites devem ser designadas de Cronozonas e não de Biozonas (e.g., Page, 2002; Page, 2003; Benchley & Rawson, 2006).

Por definição, cronozona corresponde à duração de uma unidade estratigráfica (biostratigráfica, litostratigráfica ou magnetostratigráfica), à qual se atribui um valor cronostratigráfico universal. Mesmo que uma cronozona esteja desprovida dos fósseis índice, pode ser identificável pela presença de outros critérios, como por exemplo, conjunto específico de estratos, posição geométrica, ou pre-sença de associações faunísticas, sem menosprezar o interesse das espécies índice. Tal como referido por Gradstein *et al.* (2004), esta confusão de ter-mos, pode estar associada ao facto de as amonites terem apresentado uma rápida evolução, não existindo nenhuma diferença prática entre as zonas definidas com base na biostratigrafia das amonites e a cronostratigrafia. No entanto, ambos os sistemas apresentam defensores e críticos. As-sim, no presente trabalho, as zonas de amonites serão referidas como Cronozonas ou Subcronozo-nas. As subzonas podem ainda surgir divididas em unidades de maior resolução, os “horizontes” (Fig. 4.2) (e.g., Page, 1995).

Na fig. 4.3 estão ilustradas as simbologias utiliza-das nas colunas estratigráficas apresentadas ao longo do presente capítulo.

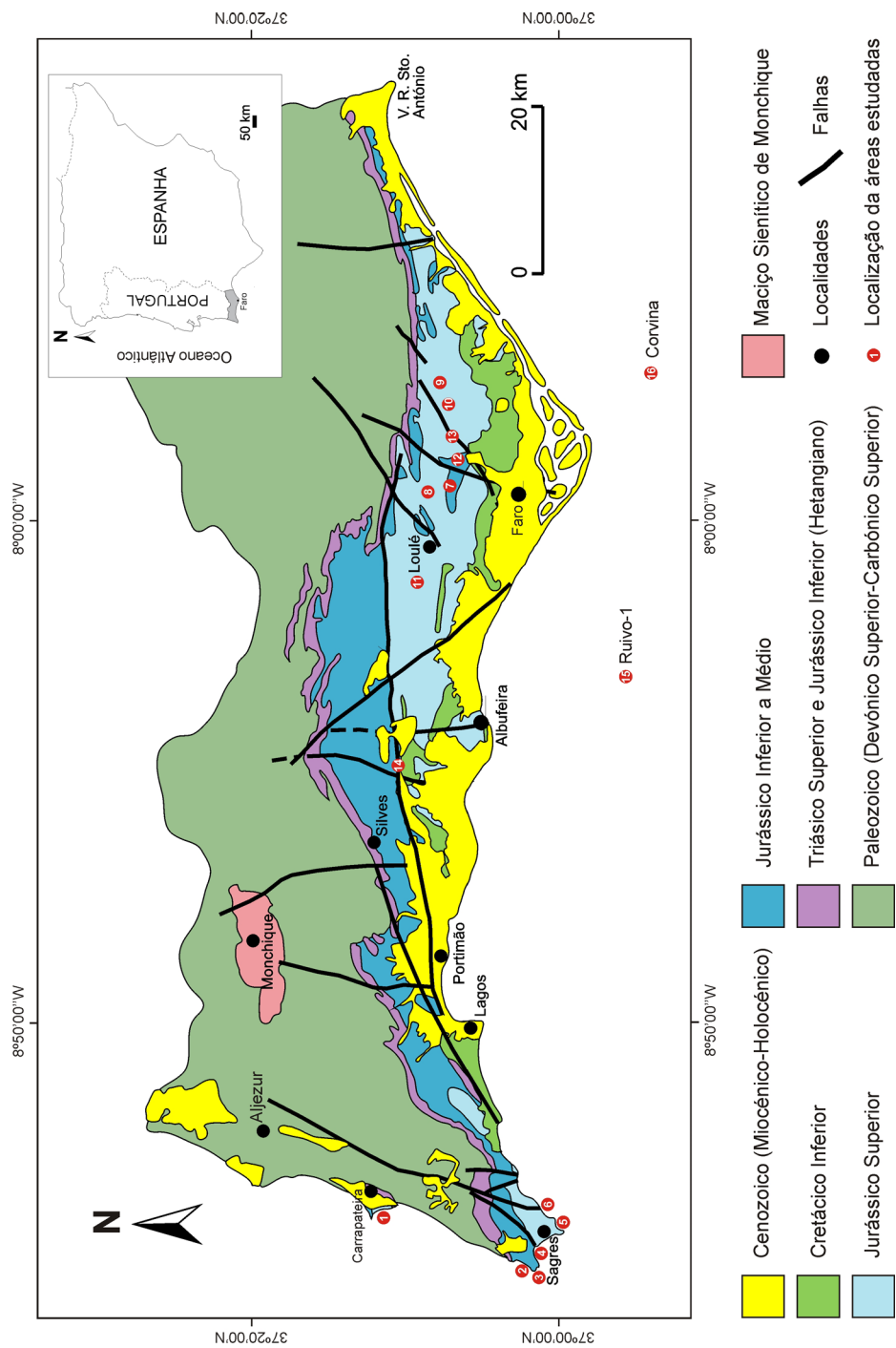


Fig. 4.1. Mapa geológico simplificado do Algarve e localização das sucessões e sondagens estudadas (1- Afloramento Mesozoico da Carrapateira; 2- Baía de Armação Nova; 3- Cabo de S. Vicente; 4- Cilha; 5- Mareta; 6- Baleeira; 7- Telheiro; 8- Funchais; 9- Estoi-S. Miguel; 10- Cerro da Rocha; 11- Pedreiras Secil - Picota; 12- A22 E; 13- A22 EE; 14- A22 S; 15- Ruivo-1; 16- Corvina) (adaptado da Carta Geológica de Portugal, à escala 1:500 000, Oliveira *et al.*, 1992)

Sistema	Série	Andar/Subandar	Idade (Ma)	Província Submediterrânica (Gradstein <i>et al.</i> , 2004)	Bacia Algarvia (Rocha, 1976; Marques <i>et al.</i> , 1992; Dommergues, <i>et al.</i> 2011)			
				Cronozonas	Cronozonas	Subcronozonas		
Jurássico	Superior	Titoniano	sup.	145.5±4.0	Durangites			
				Microcanthum				
				Ponti				
				Admirandum				
				Richteri				
				Semiforme				
			inf.		150.8±4.0	Darwini		
			Hybonotum					
		Kimmeridgiano	sup.		Beckeri			
				Eudoxus				
				Acanthium				
				Divisium				
			inf.		Hypeslocyclum		Guilherandense	
		Oxfordiano	sup.	154.5±4.0	Platynota	Platynota	Desmoides	
				Planula	Planula	Polygyratus		
				Bimammatum	Bimammatum	Galar		
				Bifurcatus	Bifurcatus			
			med.		Transversarium	Transversarium		
			Plicatilis	Plicatilis				
		inf.		Cordatum	Cordatum			
				Mariae	Mariae			
	Médio	Caloviano	sup.	161.2±4.0	Lamberti	Lamberti		
				Athleta	Athleta	Trezeense		
				Coronatum	Coronatum			
			med.		Anceps			
				Gracilis	?			
				inf.	Bullatus	Bullatus		
		Batoniano	sup.	164.7±4.0	Discus			
				Retrocostatum	Retrocostatum			
				Bremen				
				Subcontractus	Subcontractus			
			inf.		Progracilis			
				Aurigerus				
		Bajociano	sup.	167.7±3.5	Zigzag	Zigzag		
				Parkinsoni				
				Garantiana	?			
				Niortense	Niortense			
				Humphriesianum				
				Propinquans				
		Aaleniano	sup.	171.6±3.0	Laeviuscula			
			Concavum					
			Murchisonae					
			Opalinum					
med.								
			inf.					
Inferior	Toarciano	sup.	175.6±2.0	Aalensis				
			Pseudoradiosa					
			Dispersum					
			Thouarsense					
			Variabilis					
			Bifrons					
		inf.		Serpentinum	Serpentinum			
	Pliensbaquiano	sup.	183.0±1.5	Tenuicostatum	Tenuicostatum	Semicelatum		
			Spinatum	Spinatum				
			Margaritatus	Margaritatus	Stokesi			
			Davoei	?				
			inf.	Ibex	Ibex	Luridum		
			Jamesoni	Jamesoni				
	Sinemuriano	sup.	189.6±1.5	Raricostatum				
			Oxnotum					
			Obtusum					
			Turneri					
			inf.	Semicostatum				
		Bucklandi						
Hetangiano		196.5±1.0	Angulata					
			Liasicus					
		199.6±0.6	Planorbis					

Fig. 4.2. Correlação entre as escalas zonais de amonites do Jurássico da Província Submediterrânica do domínio tetisiano e da Bacia Algarvia definidas por Rocha (1976), Dommergues *et al.* (2011) e Marques *et al.* (1992). As idades absolutas estão de acordo com Gradstein *et al.* (2004).

Na localização referem-se as coordenadas geográficas do Sistema de Referência Terrestre Convencional WGS84. As associações de palinomorfos são expostas em tabelas de proporções relativas e percentuais. A quantificação dos palinomorfos foi efetuada pela contagem de 250 espécimes, por cada amostra estudada. Em média foram observadas de forma sistemática duas lâminas por amostra.

Sempre que as associações recuperadas o permitiram, foram efetuados quadros representativos da distribuição estratigráfica dos quistos de dinoflagelados e variação percentual de cinco principais

grupos de quistos dinoflagelados (quistos de dinoflagelados com arqueópilo apical, quistos corados, quistos com arqueópilo epitrectal, quistos com arqueópilo pré-cingular e o grupo *Pareodinia* spp.) ao longo das sucessões.

As espécies de quistos de dinoflagelados mencionadas (Anexo III), serão devidamente descritas e ilustradas no volume II, dedicado à palinologia sistemática.

Por questões de simplificação de linguagem, a partir deste ponto, sempre que for feita referência a dinoflagelados, estará subentendido que nos estamos a referir a quistos de dinoflagelados.



Fig. 4.3. Simbologia utilizada nas colunas estratigráficas apresentadas.

4.2. SECÇÕES ESTUDADAS

4.2.1. SECTOR OCIDENTAL

Os cortes efetuados no sector Ocidental (sub-bacia Ocidental) da Bacia Algarvia (Fig. 4.4), baseiam-se essencialmente nos levantamentos e estudos efetuados por Rocha (1976), pelo que se optou por seguir os limites estratigráficos propostos por este autor, permitindo assim uma melhor aferição da interpretação da biostratigrafia dos dinoflagelados nos diferentes níveis estudados.

4.2.1.1. BAÍA DE ARMAÇÃO NOVA

I. Descrição do Afloramento

A primeira secção descrita corresponde a estratos do Jurássico Inferior aflorantes na Baía de Armação Nova (Estampa 1), a cerca de 1 km a NE do Cabo de S. Vicente (Fig. 4.4), com as coordenadas 37°1'48,86"N; 8°59'15,42"W. Corresponde a uma sucessão com aproximadamente 35 metros de espessura, com idade compreendida entre o Pliensbaquiano superior e o Toarciano inferior (Rocha, 1976).

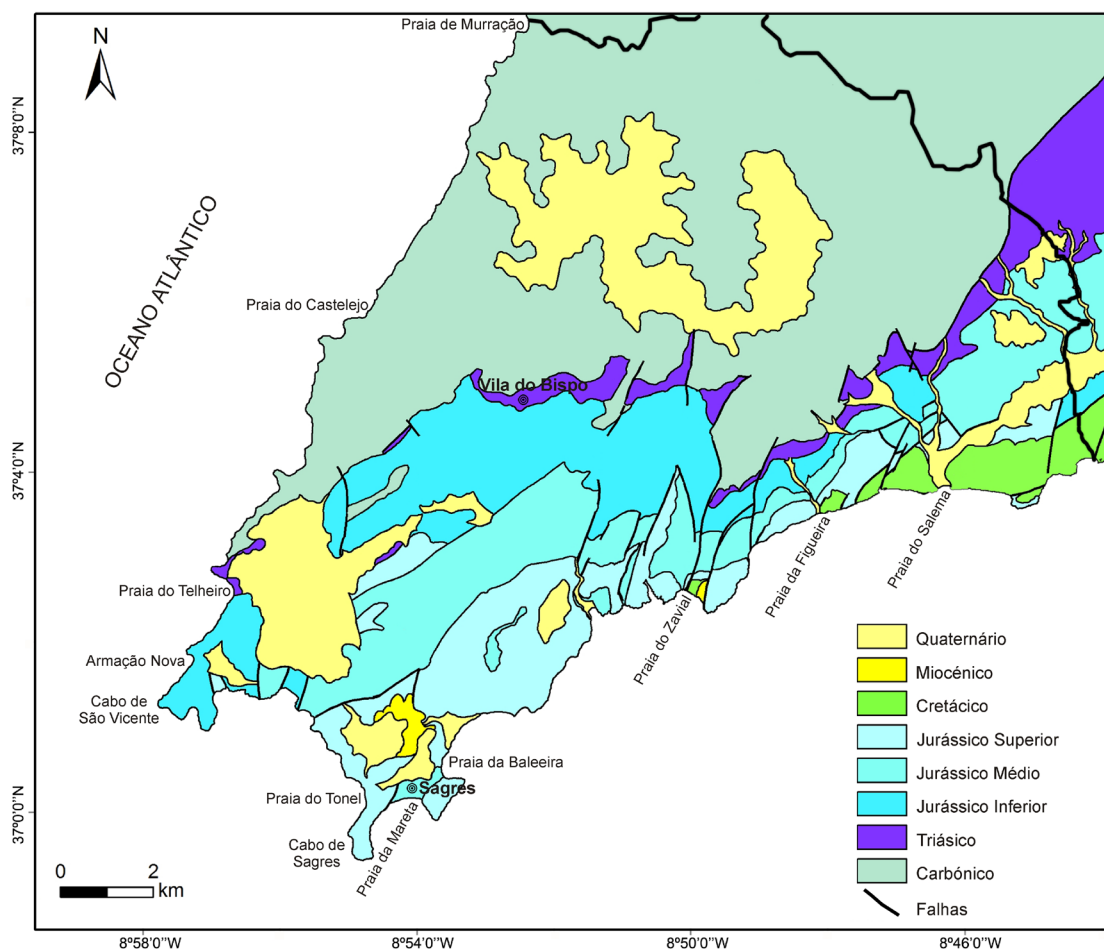


Fig. 4.4. Mapa geológico simplificado da região de Sagres (sub-bacia Ocidental) com a localização das sucessões estudadas em Armação Nova, Cabo de S. Vicente, praia da Mareta, praia da Baleeira e praia da Cilheta (adaptado da Carta Geológica de Portugal, na escala de 1/50 000, Folha 51-B Vila do Bispo; Manuppella & Perdigão, 1972). A linha a negro representa o limite do concelho de Vila do Bispo.

Foi estudado o corte descrito por Rocha (1976), com início a partir da península Papa Frades, a sul da Baía (Fig. 4.5).

A base da sucessão, atribuída ao Pliensbaquiano superior, é constituída por cerca de 12 metros de calcários dolomíticos compactos, observáveis na zona de entre marés. Segundo Rocha (1976), estas camadas podem ser consideradas como equivalentes à unidade litostratigráfica dos Dolomitos e Calcários Dolomíticos de Espiche.

Seguem-se as camadas correspondentes à unidade litostratigráfica dos Calcários Margosos e Margas de Armação Nova, composta essencialmente por margas e calcários, de cor amarelada, por vezes detríticos a bioclásticos, formando uma sucessão com cerca de 25 m de espessura. A base desta apresenta alternâncias de margas e calcários margosos amarelados com abundantes pistas de *Zoophycos*. Segue-se uma camada de calcário margoso esbranquiçado, com cerca de 30 cm, que exhibe granoseleção positiva, na base são frequentes marcas de erosão longitudinais, de arraste e marcas do tipo *flute*, estando presentes no topo da camada abundantes pistas de *Zoophycos*. A presença das marcas de erosão na base das camadas, o carácter bioclástico dos calcários e a granoseleção positiva sugerem deposição por ação de correntes de turbidez (calciturbiditos), no entanto a evidência de bioturbação é um ponto que não se coaduna com esta interpretação (Borges *et al.*, 2011a).

Os últimos 22 m da sucessão correspondem a intercalações de margas e calcários margosos amarelados com abundante microfauna, que passam a calcários margosos amarelados, muito fraturados e alterados. Segundo Rocha (1976), a segunda metade da sucessão corresponde à Cronozona de amonites *Tenuicostatum*, principalmente à Sub-cronozona *Semicelatum*, datada do Toarciano

inferior, tendo ainda sido individualizados o Horizonte de Pseudo-comune e o Horizonte de *Semicelatum*.

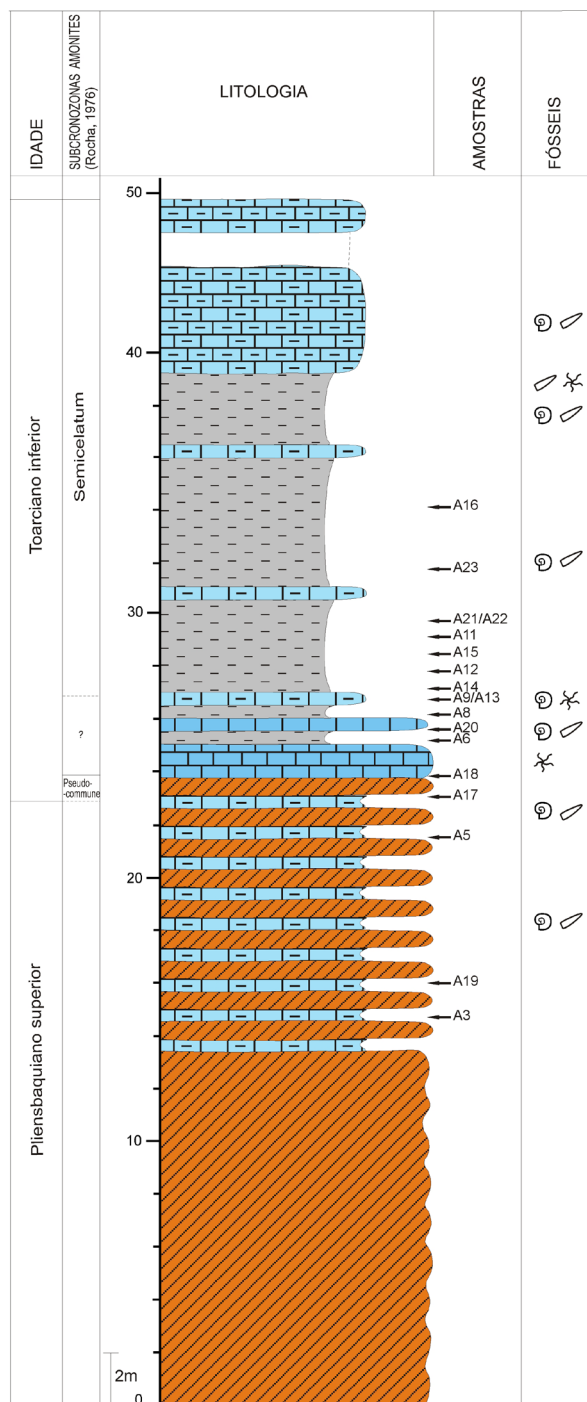


Fig. 4.5. Coluna estratigráfica do corte da Baía de Armação Nova (adaptado de Rocha, 1976) com localização das amostras estudadas..

II. Palinologia

Dezoito amostras foram recolhidas ao longo da sucessão da Baía de Armação Nova (Fig. 4.5), cinco amostras (A3 - A18) do Pliensbaquiano superior e treze (A6 - A16) do Toarciano inferior, Cronozona *Tenuicostatum* (Subcronozona *Semichelatum*).

As amostras estudadas revelaram-se pouco produtivas quanto à presença de palinomorfos. Apenas foi registada a presença de alguns acritarcas (*Microhystridium* spp.) e miosporos em proporções extremamente baixas. Os resíduos orgânicos são dominados por partículas de natureza mineral muito resistentes, fragmentos de madeira negra e matéria orgânica amorfa. Não foram observados dinoflagelados nestas amostras, o que impossibilita o estabelecimento de correlações com as associações do Pliensbaquiano superior, já conhecidas na Bacia Lusitânica (Oliveira *et al.*, 2007).

4.2.1.2. CABO DE S. VICENTE

I. Descrição do Afloramento

O Cabo de S. Vicente (Estampa 2) está localizado a cerca de 4 km a oeste da Ponta de Sagres, de coordenadas 37°1'29,45"N; 8°59'35,95"W (Fig. 4.4). Junto ao farol, a sul e a norte, é possível observar um afloramento de idade ?Sinemuriano - Pliensbaquiano inferior, representado por dolomitos e calcários dolomíticos compactos, na base, a que se seguem calcários dolomíticos com nódulos de sílex, para o topo (Fig. 4.6).

A partir do nível do mar, é possível observar camadas de dolomitos compactos, com cerca de 25 metros de espessura, que formam uma falésia escarpada, muito verticalizada e por isso inacessível. Seguem-se intercalações de calcários margosos e calcários dolomíticos com nódulos de

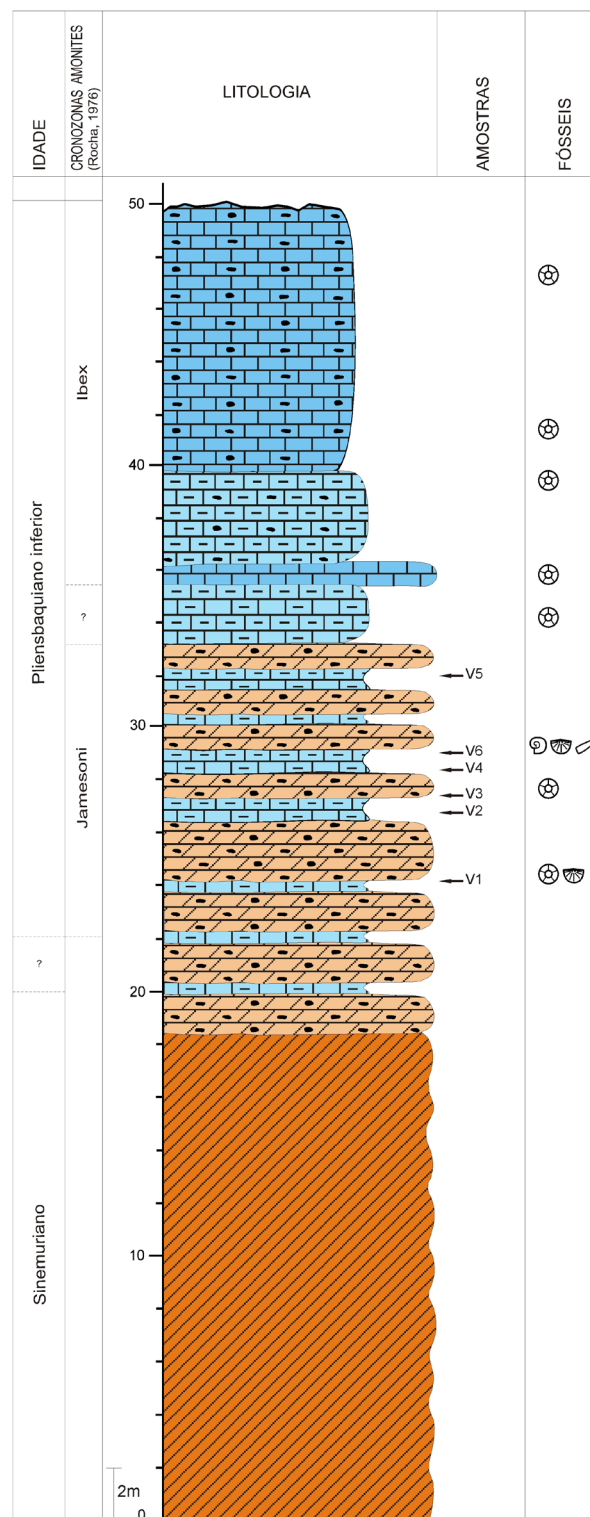


Fig. 4.6. Coluna estratigráfica do corte do Cabo de S. Vicente (adaptado de Rocha, 1976) com localização das amostras estudadas.

sílex, observáveis a partir de uma pequena plataforma, utilizada por pescadores, constituindo uma sequência com cerca de 15 a 20 m de espessura.

De acordo com Rocha (1976), estas primeiras camadas correspondem ao limite superior da unidade dos Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche, de idade ?Sinemuriano - Pliensbaquiano inferior (Carixiano inferior). A presença de amonites *Platyleuroceras* sp. permitiu definir a Cronozona Jamesoni, para o topo desta unidade (Rocha, 1976).

Este corte termina com níveis de calcário margoso amarelado com abundantes crinoides, a que se sobrepõem calcários brancos com nódulos de sílex, também ricos em crinoides, perfazendo um total de cerca de 16 m de espessura. A associação de amonites recuperada nestes níveis, permitiu datá-lo do Pliensbaquiano inferior (Carixiano médio), correspondendo à Cronozona Ibex (Rocha, 1976).

Recentemente, estudos pormenorizados levados a cabo por Dommergues *et al.* (2011), permitiram identificar a Subcronozona Luridum numa camada muito fossilífera, localizada a cerca de 5 m do topo da sucessão. Os mesmos autores descrevem ainda a presença de uma nova espécie de amonites, *Reynesocoeloceras elmii* nov. sp., provavelmente uma espécie endêmica, que em associação com espécies que apresentaram uma grande distribuição geográfica, com afinidades tetisianas, sugere que a Bacia Algarvia pode ter sido parcialmente isolada durante a Cronozona Ibex (Subcronozona Luridum).

II. Palinologia

No Cabo de São Vicente foram recolhidas seis amostras dos níveis de calcários margosos, correspondentes à camada 2 de Rocha (1976), pertencentes à Cronozona Jamesoni (Fig. 4.6). Os

resíduos orgânicos revelaram-se extremamente pobres em matéria orgânica, não tendo sido registada a ocorrência de palinórmorfos. Este facto pode estar diretamente relacionado com a intensa dolomitização que afetou toda a sucessão.

4.2.1.3. PRAIA DA MARETA

I. Descrição do Afloramento

A praia da Mareta (37°0'16,7"N; 8°56'33,2"W), (Estampa 3), localizada imediatamente a sul de Sagres (Fig. 4.4), exhibe a sucessão estratigráfica mais completa do Jurássico Médio da Bacia Algarvia. A sucessão compreende calcários e margas, num total de cerca de 140 m de espessura, abrangendo as idades compreendidas entre o Bajociano superior e o Oxfordiano superior/Kimmeridgiano (Rocha, 1976).

A base da sucessão é formada por um biostroma (Estampa 4, 1) com aproximadamente 2 m de espessura, constituído essencialmente por inúmeros polípeiros em posição de vida, radíolas de ouriços, lamelibrânquios e braquiópodes (Fig. 4.7). A parte superior de edifício recifal apresenta fortes evidências de uma paleocarcificação.

Apesar de não existirem fósseis que permitam estabelecer com precisão a idade do recife, as cavidades cársicas encontram-se preenchidas e cobertas por calcários bioclásticos do Bajociano superior e margas do Batoniano médio. Este facto indica que a carsificação terá ocorrido antes do Bajociano superior e que portanto, o recife é de idade Aaleniano a Bajociano inferior (Rocha, 1976).

Ao nível de praia pode ser observado um conglomerado, que recobre as cúpulas recifais. Este

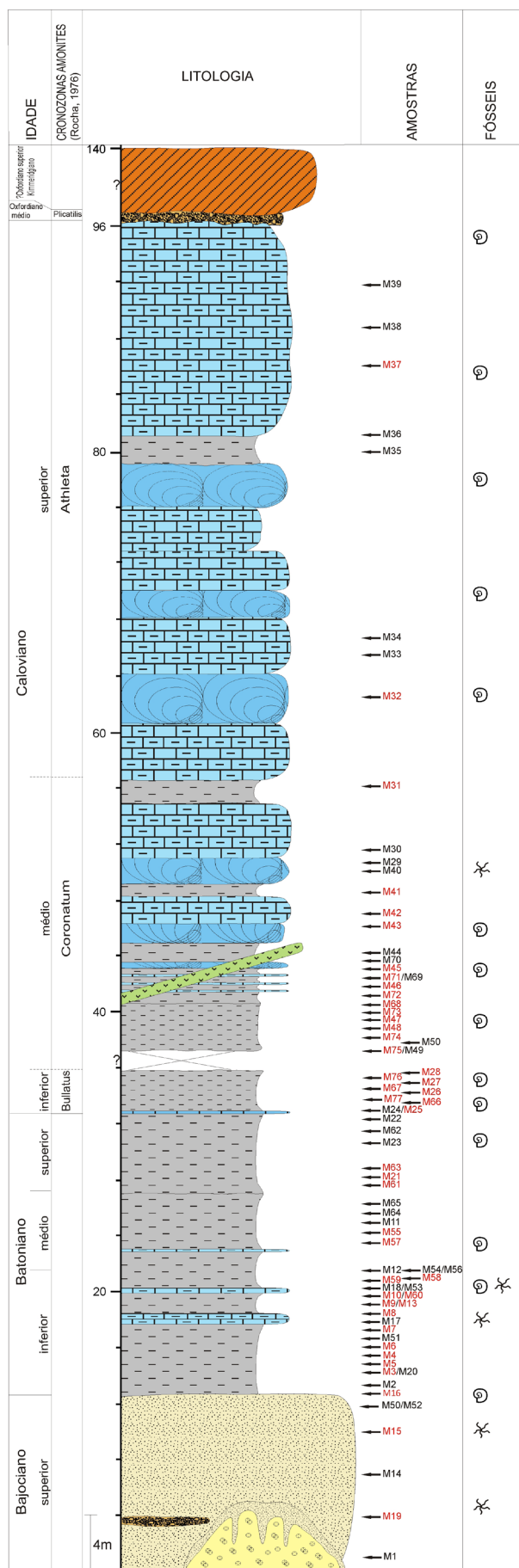


Fig. 4.7. Coluna estratigráfica praia da Mareta com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

é dominado por clastos calcários e alguns constituídos por elementos recifais. Este conglomerado pode ser contemporâneo do evento de paleocarbonificação e exibe variações laterais de espessura.

Sobrejacente ao conglomerado 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 passam, para o topo da sucessão, a calcários margosos com várias camadas afetadas por escorregamentos gravitacionais de tipo *slumping* (Estampa 4, 2). Uma intrusão máfica de pequena possança, está intruída nas camadas de margas da parte inferior desta sucessão (Fig. 4.7). 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 corte 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. Palinologia

Neste corte foram recolhidas setenta e oito amostras, das quais, trinta e oito permitiram a obtenção de abundantes associações de palinomorfos incluindo miosporos (esporos e pólenes), dinoflagelados, acritarcas e forros internos de foraminíferos (Tab. 4.1). Nos resíduos orgânicos que se revelaram produtivos, para além da presença de palinomorfos moderadamente bem

preservados, verificou-se também a ocorrência de abundantes fitoclastos.

Ao longo de toda a sucessão, os pólenes e esporos são consistentemente o grupo de palinomorfos mais dominante e incluem, entre outros, pólenes bissacados (*Alisporites*), *Callialasporites dampieri*, *Callialasporites turbatus*, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides*, *Exesipollenites* spp., *Cyathidites* spp., *Ischyosporites variegatus*, *Leptolepidites* spp., *Perinopollenites elatoides* e *Sestrosporites pseudoalveolatus*.

Por forma a simplificar a apresentação das associações de dinoflagelados obtidas nesta sucessão, apresentam-se de seguida os resultados organizados de acordo com a idade das camadas estudadas.

Bajociano superior

Foram estudadas seis amostras da base da sucessão, dos níveis correspondentes ao Bajociano superior. Apenas as amostras M19 e M15 permitiram a recuperação de palinomorfos (Tab. 4.1). Os dinoflagelados observados incluem *Ctenidodinium cornigerum*, o grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium* spp., *Korystocysta gochtii*, *Korystocysta pachyderma*, o grupo *Meiourogonya* *caytonensis*, *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Valensiella ovulum* e *Valensiella* spp. (Tab. 4.2). Esta associação de baixa diversidade é dominada por formas de arqueópilo epittractal. Não foram observadas espécies características do Bajociano, como por exemplo, *Cribroperidinium crispum*, *Endoscrinium asymmetricum* e *Meiourogonya* *valensii* (Woollam & Riding, 1983; Feist-Burkhardt & Wille, 1992; Riding & Thomas, 1992; Feist-Burkhardt & Monteil, 1997).

Embora a associação de dinoflagelados do Bajociano superior recuperada nesta sucessão, não possibilite a atribuição de uma idade precisa, a

Tab. 4.1. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras da praia da Mareta. Os números representam as percentagens relativas de cada táxon.

[illegible]

ocorrência de espécies como *Ctenidodinium cornigerum* e *Korystocysta pachyderma*, é consistente com o intervalo Bajociano superior - Batoniano (Fenton *et al.*, 1980; Prauss, 1989; Riding & Thomas, 1992).

Apesar da diversidade desta associação ser relativamente baixa, o seu conteúdo taxonómico é semelhante a outras palinofloras marinhas do Bajociano superior da Europa Ocidental (e.g., Prauss, 1989; Feist-Burkhardt & Monteil, 1997).

Batoniano

Treze amostras das trinta e três estudadas, das camadas pertencentes ao Batoniano, forneceram palinofloras relativamente abundantes.

As amostras de maior diversidade foram recolhidas dos níveis margosos que recobrem os calcarenitos do Bajociano superior. Estas margas foram atribuídas ao Batoniano inferior por Rocha (1976). A associação de dinoflagelados recuperada contém *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Batiacasphaera* spp., *Ctenidodinium combazii*, *Ctenidodinium continuum*, *Ctenidodinium cornigerum*, o grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium ornatum*, *Ctenidodinium* spp., *Ellipsoidictyum/Valensiella* grupo, *Epipliosphaera gochtii*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Korystocysta gochtii*, *Korystocysta pachyderma*, *Korystocysta* spp., o grupo *Meiourogoniaulax caytonensis*, *Meiourogoniaulax* spp., *Mendicodinium groenlandicum*, *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Systematophora areolata*, *Tubotuberella dangeardii* e *Valensiella ovulum* (Tab. 4.1). As formas com arqueópilo epi-tractal são as mais abundantes nesta associação pouco diversa.

De um modo geral, a associação recuperada está de acordo com as associações do Batoniano já descritas na Europa (Riding *et al.*, 1985; 1991;

1999), existindo no entanto uma grande semelhança entre esta e as descritas por Davies (1985) e por Smelror *et al.* (1991), na Bacia Lusitânica.

As espécies *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Mendicodinium groenlandicum* e *Tubotuberella dangeardii*, têm como base de ocorrência o Batoniano inferior (Riding *et al.*, 1985; Prauss, 1989; Feist-Burkhardt & Wille, 1992), enquanto que a espécie *Ctenidodinium cornigerum* tem como topo de ocorrência o Batoniano superior (Riding & Thomas, 1992).

Assim, a presença das espécies *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Ctenidodinium cornigerum*, o grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium* spp., grupo *Ellipsoidictyum/Valensiella*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Korystocysta* spp. e *Valensiella ovulum*, confirmam a idade Batoniano para esta parte da sucessão (e.g., Gocht, 1970; Sarjeant, 1976; Fenton *et al.*, 1980; Taugourdeau-Lantz & Lachkar, 1984; Riding *et al.*, 1985; Prauss, 1989; Riding & Thomas, 1992).

Salienta-se ainda, a ausência de algumas espécies exclusivas do Batoniano, como *Hapsidaulax margarethae*, *Jansonina manifesta* e *Meiourogoniaulax reticulata* (Riding *et al.*, 1991; Riding & Thomas, 1992), o que impossibilitou a obtenção de uma maior resolução bioestratigráfica.

A presença da espécie *Systematophora areolata* foi pela primeira vez aqui registada em sedimentos do Batoniano, desde o trabalho publicado nos anos setenta, por Bujak & Williams (1977). Embora já tenha sido referida a ocorrência deste género em sedimentos do Caloviano (e.g., Huber *et al.*, 1987; Prauss, 1989), a idade da primeira ocorrência desta espécie e de formas semelhantes é, geralmente, atribuída ao intervalo Oxfordiano inferior a médio (e.g., Kunz, 1990; Riding & Thomas, 1997; Riding, 2005).

A espécie *Ctenidodinium combazii* apenas registrada na amostra M58, é muito abundante no Bato-niano do Sul de Inglaterra mas não terá tido uma distribuição geográfica muito ampla (Riding *et al.*, 1985). De acordo com Riding *et al.* (1985), esta espécie muito ornamentada, tinha preferência por ambientes marinhos abertos estáveis e não era muito tolerante a flutuações ambientais. Por outro lado, formas menos ornamentadas como *Ctenidodinium sellwoodii* e *Korystocysta* spp. apresentaram uma grande dispersão geográfica e, consequentemente, uma maior tolerância a alterações ambientais. A distribuição da espécie *Ctenidodinium combazii* parece ter sido, pelo menos parcialmente, controlada pela latitude, sendo que a sua ocorrência fora do domínio Boreal é extremamente rara (Conway, 1978; 1990; Davies, 1983). No entanto, Smelror *et al.* (1991), registaram a presença de *Ctenidodinium combazii* no Caloviano inferior (Cronozona Bullatus) da Bacia Lusitânica.

Como referido anteriormente, a associação de dinoflagelados recuperada dos sedimentos do Bato-niano da praia da Mareta é semelhante às microfioras contemporâneas descritas no Noroeste Europeu. Riding *et al.* (1999) caracterizou o Bato-niano como sendo preferencialmente uma época de significativo provincialismo, em particular no hemisfério Norte. Assim, formas boreais como *Evansia perireticulata*, *Lacrymodinium warrenii*, *Paragonyaulacysta* spp. e *Valvaeodinium thereseae* não foram recuperadas nas amostras estudadas. Este último taxa foi incluído nas formas que manifestavam preferência por ambientes extremamente frios, semelhantes a climas polares (Bailey & Partington, 1991; Smelror & Below, 1992; Riding *et al.*, 1999).

Caloviano

Na sucessão do Caloviano, aflorante na praia da

Mareta, foram recolhidas no total trinta e nove amostras. Destas, quinze não forneceram palinomorfos, enquanto que as restantes vinte e três permitiram a obtenção de associações palinológicas relativamente abundantes. As amostras produtivas pertencem maioritariamente ao Caloviano inferior e médio, tendo as amostras do Caloviano superior se revelado desprovidas de palinomorfos (Fig. 4.7; Tab. 4.1).

As amostras M25 a M28 (Fig. 4.7), foram recolhidas de uma camada margosa, de idade Caloviano inferior, onde foi identificada a Cronozona de amonites Bullatus, por Rocha (1976). Os níveis formados por intercalações de calcários e margas, suprajacentes à quebra estratigráfica, entre os 37 e os 57 m da sucessão, foram datados do Caloviano médio e atribuídos à Cronozona de amonites Coronatum (Rocha, 1976).

Os dinoflagelados identificados compreendem essencialmente *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Batiacasphaera* spp., *Chytroeisphaeridia chytroeides*, *Ctenidodinium cornigerum*, *Ctenododinium ornatum*, o grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium* spp., o grupo *Ellipsoidictyum/Valensiella*, *Endoscrinium acroferum*, *Epiplosphaera gochtii*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Gonyaulacysta* spp., *Impletosphaeridium* spp., *Korystocysta gochtii*, *Korystocysta* spp., o grupo *Meiourogoniaulax caytonensis*, *Meiourogoniaulax* spp., *Mendicodinium groenlandicum*, *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Surculosphaeridium ?vestitum*, *Systematophora areolata*, *Systematophora penicillata*, *Systematophora* spp., *Tubotuberella dangeardii*, *Tubotuberella* spp., *Valensiella ovulum* e *Valensiella* spp. Desta associação, as formas mais abundantes incluem o grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium* spp., *Korystocysta gochtii*, o grupo *Meiourogoniaulax caytonense* e quistos corados indeterminados (Tab. 4.1).

A presença mais ou menos consistente das espécies *Ctenidodinium continuum*, o grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Korystocysta gochtii*, grupo *Meiourogonaulax caytonensis*, *Meiourogonaulax* spp., *Mendicodinium groenlandicum* e *Tubotuberella dangeardii*, é indicadora de uma associação típica do Caloviano (e.g., Prauss, 1989; Riding & Thomas, 1997; 1992; Riding, 2005). Além disso, a base da ocorrência de *Ctenidodinium ornatum*, *Gonyaulacysta eisenackii*, *Korystocysta pachyderma*, *Liesbergia liesbergensis*, *Mendicodinium groenlandicum* e *Surculosphaeridium? vestitum*, e o último aparecimento de *Endoscrinium acroferum* nesta sucessão, confirmam a idade Caloviano por comparação com outros locais na Europa (Berger, 1986; Riding & Thomas, 1997).

A microflora encontrada é muito semelhante à descrita por Smelror *et al.*, (1991) no Cabo Mondego da Bacia Lusitânica, onde a espécie *Ctenidodinium sellwoodii* é bastante abundante.

Nas amostras recolhidas dos níveis pertencentes ao Caloviano inferior (Cronozona Bullatus), não foram recuperadas espécies marcadoras desta idade, como por exemplo, *Chytroeisphaeridia hyalina*, *Ctenidodinium combazii* e *Impletosphaeridium varispinosum*, conhecidas no Norte europeu. Espécies do género *Systematophora* foram também identificadas, embora a sua base de ocorrência seja normalmente considerada intra-Oxfordiano (ver discussão acima). Da mesma forma, a espécie *?Leptodinium* spp., presente na amostra M25, está normalmente presente em sedimentos de idade Oxfordiano ou mais recentes (Riding & Thomas, 1992).

A ocorrência da espécie corada, *Impletosphaeridium varispinosum*, nas amostras M25 a M72 (Tab. 4.2), desde o Caloviano inferior ao Caloviano médio, reveste-se de especial importância, uma

vez que corresponde ao primeiro registo da sua presença no Sul da Europa (Borges *et al.*, 2011a). Embora seja um táxon típico do Caloviano inferior (Riley & Fenton, 1982; Riding, 1987; 2005; Riding & Thomas, 1997), a sua presença também já foi registada em sedimentos do Caloviano superior, na Rússia (Riding *et al.*, 1999).

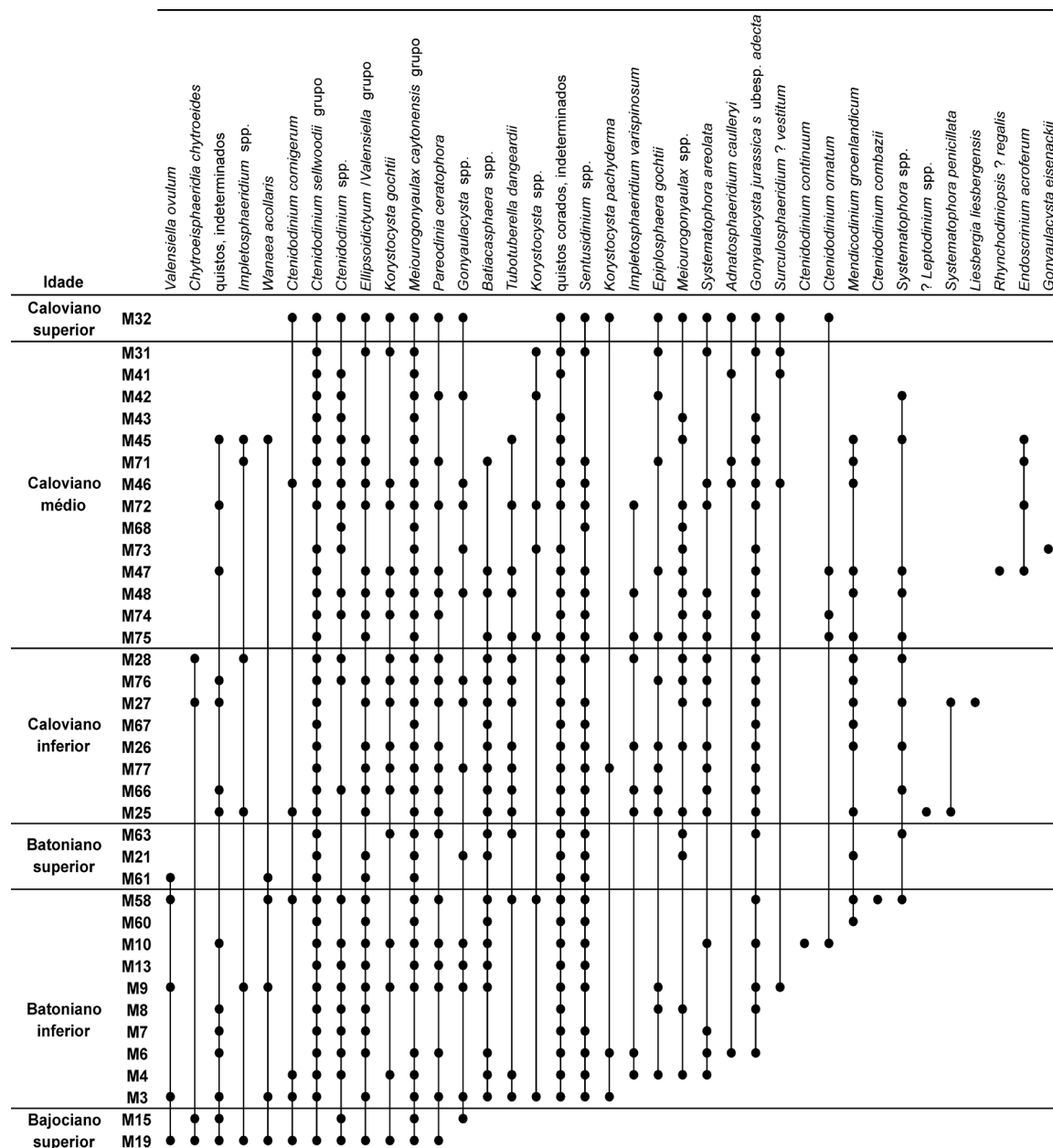
A espécie *Liesbergia liesbergensis*, tipicamente presente desde o Caloviano médio ao Oxfordiano inferior, foi recuperada na amostra M27 (Tab. 4.2), pertencente ao Caloviano inferior.

A presença de *Ctenidodinium ornatum*, na base, do Caloviano médio (amostra M75), está em conformidade com os dados já conhecidos no Norte da Europa, onde tipicamente ocorre no intervalo Caloviano médio a superior (Berger, 1986). No entanto, uma vez que se trata de uma espécie rara, o seu intervalo de ocorrência pode ainda não estar totalmente conhecido.

Endoscrinium acroferum foi identificado nas amostras M47, M45, M71 e M72 pertencentes ao Caloviano médio (Tab. 4.2). Esta espécie é considerada típica do intervalo Caloviano inferior a médio, tendo também já sido referida a sua presença no Batoniano superior (Prauss, 1989; Riding, 1987; 2005; Riding *et al.*, 1985; Riding & Thomas, 1997). Na amostra M47 (Caloviano médio) foi registada, embora em reduzidas proporções, a presença da espécie *Rhynchodiniopsis? regalis* (Tab. 4.2). Esta forma distinta é típica do Bajociano superior e Batoniano no Norte da Europa (e.g., Riding *et al.*, 1985; Prauss, 1989; Feist-Burkhardt & Wille, 1992), pelo que se considera a possibilidade de serem espécimes remobilizados.

A presença de *Gonyaulacysta eisenackii* está limitada à amostra M73, no Caloviano médio. Este dado é consistente com a idade da primeira ocorrência desta espécie no Norte europeu (Berger, 1986; Riding & Thomas, 1997; Riding, 2005).

Tab. 4.2. Distribuição estratigráfica dos quistos de dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da praia da Marea.



A única ocorrência do género *Wanaea* nas amostras analisadas, reporta-se à espécie *Wanaea acollaris*, presente, por exemplo, na amostra M45. Esta espécie, apesar de ser muito comum no Caloviano (Riding & Thomas, 1992; Riding, 2005), pode igualmente surgir no Bajociano e Batoniano (Riding & Helby, 2001).

A espécie *Ctenidodinium cornigerum* foi recuperada nas amostras M46 e M32, pertencentes ao Caloviano médio e superior, respetivamente. Esta espécie, foi já descrita nesta sucessão, nas amostras recolhidas das camadas pertencentes ao Batoniano inferior. Jan du Chêne *et al.* (1985), referem a sua presença em sedimentos de idade Bajociano e Batoniano, considerando-a uma espécie de afinidade tetisiana.

Apesar da ausência de marcadores característicos do Caloviano, a ocorrência das espécies *Ctenidodinium ornatum* (amostra M47), *Impleto-sphaeridium varispinosum* (M48) e *Wanaea acollaris* (M45), é consistente com a idade Caloviano médio, Cronozona de amonites Coronatum.

Das amostras estudadas na parte da sucessão correspondente ao Caloviano superior, apenas uma (M32) revelou uma associação passível de ser estudada, de diversidade reduzida e muito semelhante às descritas para as unidades do Caloviano subjacentes. O facto de a maioria das amostras recolhidas no topo desta sequência estratigráfica, se terem revelado negativas quanto à presença de palinomorfos, pode estar diretamente relacionado com a natureza mais calcária dos sedimentos que aí afloram.

As microfloras de dinoflagelados do Caloviano do Norte da Europa apresentam normalmente uma diversidade significativamente superior às recuperadas na secção da praia da Mareta.

No Noroeste europeu, o Caloviano foi uma época

caracterizada por um rápido aumento de diversidade, com muitas espécies a aparecerem pela primeira vez no Caloviano médio e superior (e.g., Riding, 2005). Muitas dessas formas, bem como espécies índice intra-Caloviano, não foram encontradas na Bacia Algarvia, e incluem, por exemplo, *Chytroeisphaeridia cerastes*, *Clathroctenocystis asaphes*, *Endoscrinium galeritum*, *Fromea tornatilis*, *Kalyptea stegasta*, *Limbodinium absidatum*, *Sirmiodiniopsis orbis*, *Stephanelytron* spp., *Trichodinium scarburghense* e *Wanaea thysanota* (Riley & Fenton, 1982; Feist-Burkhardt & Wille, 1992; Riding & Thomas, 1992).

A relativamente baixa diversidade das associações de dinoflagelados anteriormente descritas, deve-se provavelmente a um conjunto de vários fatores. A sucessão da praia da Mareta, no intervalo Batoniano-Caloviano, terá sido depositado em águas relativamente profundas, com fácies calcárias recifais, no interior de uma bacia extremamente fechada. Segundo Rocha (1976), a sedimentação terá ocorrido num ambiente marinho restrito, em condições de mar aberto, num domínio pelágico, possivelmente com água estratificada e com ocasionais eventos de *upwelling*. No entanto, esta interpretação não está de acordo com os últimos dados obtidos pela análise de palinofácies, que não é típica de fácies orgânicas anóxicas e ainda pela evidência da presença de faunas bentónicas, como por exemplo, equinodermes, foraminíferos, gastrópodes, ostracodos e os icnofósseis *Zoophycos*.

A natureza relativamente restrita da bacia sedimentar, presente neste local, provavelmente terá impedido a migração de dinoflagelados, que nessa altura seriam abundantes no Norte da Europa, o que poderá explicar a reduzida diversidade das floras previamente mencionadas (Smelror & Below, 1992; Riding *et al.*, 1999).

Na fig. 4.8 estão representados os gráficos quantitativos de cinco grupos principais de dinoflagelados, recuperados ao longo da sucessão, incluindo quistos de dinoflagelados com arqueópilo apical,

quistos corados, quistos com arqueópilo epitrac-tal, quistos com arqueópilo pré-cingular e o grupo *Pareodinia* spp. Da análise da abundância relativa destes grupos, ressalta uma oscilação acentuada

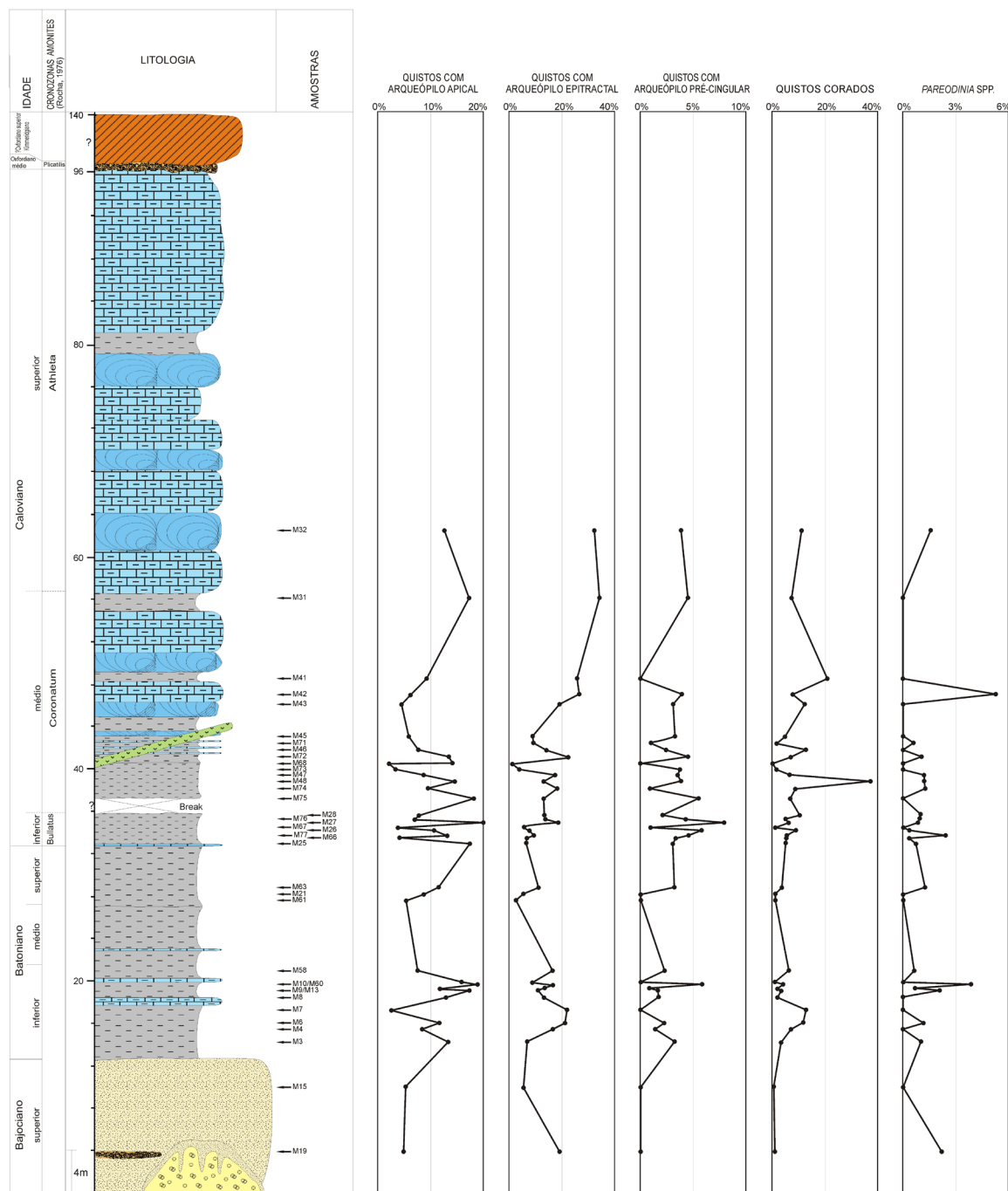


Fig. 4.8. Coluna estratigráfica da praia da Mareta e gráficos com as proporções relativas dos cinco principais grupos de dinoflagelados, expressos em percentagem relativa da associação total de palinóforos.

dos valores, nas amostras do Caloviano inferior e médio, a meio da sucessão. A percentagem de dinoflagelados corados, atinge um pico máximo nas amostras M48 e M45, o que pode ser indicador de um ambiente marinho proximal (Sluijs *et al.*, 2005). No grupo *Pareodinia* spp. destaca-se a presença de um pico máximo na amostra M42. Quanto aos outros grupos representados, verifica-se um ligeiro aumento das proporções relativas para o topo da sucessão, não existindo no entanto uma distinção acentuada nas tendências gerais.

4.2.1.4. PRAIA DA BALEEIRA

I. Descrição do Afloramento

O corte da praia da Baleeira (Estampa 5, 1) está exposto nas falésias do Porto de Sagres (37°0'35,2"N; 8°55'50,3"W), a leste da vila de Sagres (Fig. 4.4). Compreende uma sucessão com cerca de 90 m de espessura, constituída essencialmente, por intercalações de margas e calcários (Fig. 4.9).

A partir da curva da estrada que chega até ao porto, podem ser observadas intercalações de calcários margosos compactos amarelados, com margas escuras (Estampa 5, 2), que são contemporâneas das camadas do Caloviano da praia da Mareta (Rocha, 1976).

Também aqui podem ser observados alguns fenómenos de *slumping*, embora não assumam uma expressão tão significativa como na praia da Mareta. Estas camadas terminam com uma superfície ondulada que limita obliquamente as camadas suprajacentes, marcando a discordância angular entre o Caloviano superior e Oxfordiano superior - Kimmeridgiano.

O topo deste corte é marcado pela ocorrência de uma espessa camada de calcário margoso compacto, com abundantes fragmentos de crinoides e nódulos fosfatados, a que se seguem calcários dolomíticos. Estes últimos são equivalentes dos níveis superiores do corte da praia da Mareta.

II. Palinologia

Todas as amostras estudadas foram recolhidas da parte da sucessão atribuída ao Caloviano superior, Cronozona Athleta por Rocha (1976). Foram estudadas trinta e uma amostras, das quais vinte e três permitiram a obtenção de associações de palinó-morfos relativamente abundantes (Fig. 4.9, Tab. 4.3).

Na grande maioria das amostras verifica-se uma predominância de dinoflagelados, apesar de estarem também presentes alguns esporos, pólenes, acritarcas, forros internos de foraminíferos e prasinófitas (algas).

As associações de miosporos recuperadas são de reduzida diversidade, incluindo essencialmente as espécies *Callialasporites dampieri*, *Callialasporites turbatus*, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides*, *Exesipollenites* spp., *Perinopollenites elatoides*, pólenes bissacados (*Alisporites*), *Cyathidites* spp. e *Ischyosporites variegatus*.

Os dinoflagelados reconhecidos incluem, para além de quistos corados, as espécies *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Batiacasphaera* spp., *Ctenidodinium continuum*, *Ctenidodinium cornigerum*, *Ctenidodinium ornatum*, o grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium* spp., *Ellipsoidictyum* spp., grupo *Ellipsoidictyum/Valensiella*, *Epipliosphaera gochti*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Gonyaulacysta* spp., *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta* variedade *longicornis*,

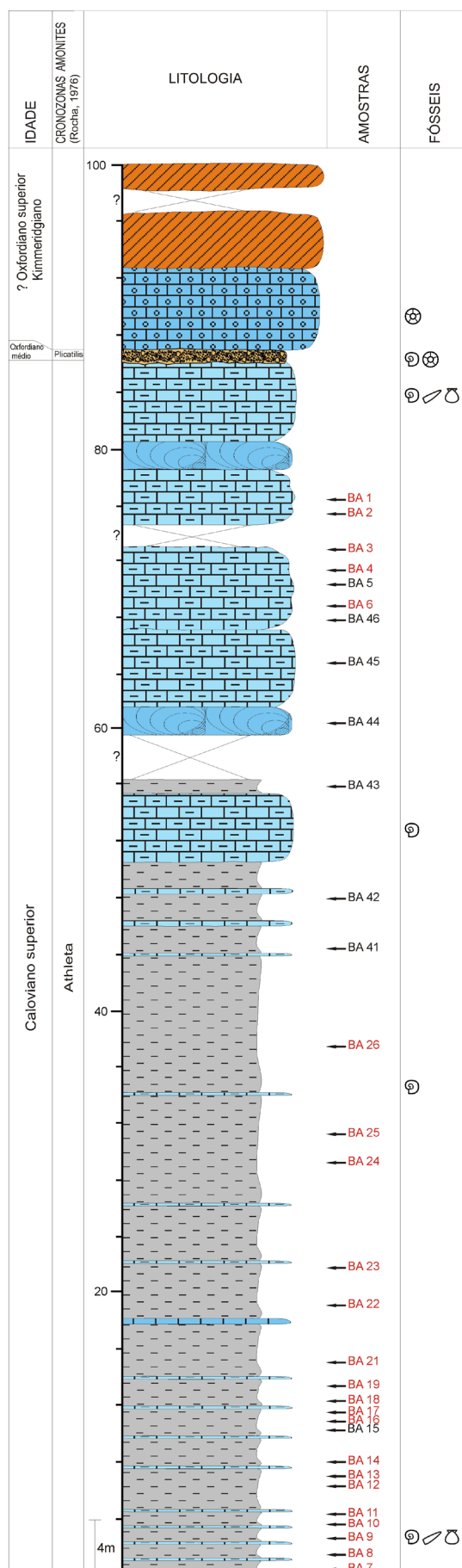


Fig. 4.9. Coluna estratigráfica do corte da praia da Baleeira com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

Tab. 4.3. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras do corte da praia da Baleira. Os números representam as percentagens relativas de cada táxon.

		Quistos de dinoflagelados															Pras.		Acs.		Pólenes					Esporos		Var.																																																
Idade	Amostras	<i>Adnatosphaeridium caulleryi</i>	<i>Balticasphaera</i> spp.	<i>Ctenidodinium continuum</i>	<i>Ctenidodinium cornigerum</i>	<i>Ctenidodinium ornatum</i>	<i>Ctenidodinium selwoodii</i> group	<i>Ctenidodinium</i> spp.	<i>Ellipsodictyum/Valensella</i> grupo	<i>Epilophosphaera gochitii</i>	<i>Gonyaulacysta centriconnata</i>	<i>Gonyaulacysta jurassica</i> subesp. <i>adecta</i>	<i>Gonyaulacysta</i> spp.	<i>Gonyaulacysta jurassica</i> subesp.	<i>adecta</i> var. <i>longicornis</i>	<i>Impletosphaeridium</i> spp.	<i>Korystocysta gochitii</i>	<i>Korystocysta pachyderma</i>	<i>Korystocysta</i> spp.	<i>Meiurogonyaulax</i> grupo	<i>Meiurogonyaulax caytonensis</i>	<i>Pareodinia ceratophora</i>	quistos, indeterminados	quistos corados, indeterminados	<i>Rigaudella</i> spp.	<i>Sentusidium</i> spp.	<i>Surculosphaeridium?</i> <i>vestitum</i>	<i>Systematophora areolata</i>	<i>Tubobubarella dangeardii</i>	<i>Wanaea acollaris</i>	<i>Tasmanites</i> spp.	acritarcas, indeterminados	<i>Michrystidium</i> spp.	<i>Callialasporites dampieri</i>	<i>Callialasporites turbatus</i>	<i>Callialasporites</i> spp.	<i>Classopollis classoides</i>	<i>Exesipollenites</i> spp.	<i>Perinopollenites elatoides</i>	pólenes bissacados (Alisporites)	<i>Cyathidites</i> spp.	<i>Ischyosporites variegatus</i>	foraminíferos																																	
Caloviano superior	BA1							10,2				0,9	3,6							2,7	2,7	0,9	1,8	4,0					0,9	0,9				0,5	1,3	3,1	2,7	6,7	7,1	2,2	3,6	1,3	1,3	36,0																																
	BA2							8,3	12,1	1,0		7,3			0,6		1,6	0,3		2,9	1,9	2,9	2,9	11,2	0,6	1,9	1,0	1,0	1,3				0,6		4,2	5,4	1,3	1,9	2,9	1,6	1,6	19,8																																		
	BA3							0,3	5,0	0,6	15,2	11,5	1,5	0,9			1,5	2,8	0,6	3,7	0,9	2,8	0,9	5,6	0,9	2,5	0,6	0,6	1,5	0,9	0,3	0,6	1,5			0,6		6,2	1,2		1,9	0,6	23,8																																	
	BA4							0,9	2,9		14,2	17,7	0,3				1,2	2,3		2,0	2,3	3,5	7,0	1,4	4,9	2,0	0,6	0,6							0,9	0,6	2,3	3,2		0,9	0,9	21,2																																		
	BA6							1,0	1,0	7,0	17,1				1,5					0,5	2,0	2,5	6,5	1,5	7,0											3,5	4,5		1,0		1,5	1,0	21,6																																	
	BA26							2,4	1,2	12,6	11,7	0,6					9,0	1,5	0,9	5,1	0,9	0,3	1,5	6,0										0,6	0,9	4,2	0,6	2,1	2,1	4,2	0,9	0,9	0,6	14,7																																
	BA25							1,9		6,3	8,2	2,2					16,4	3,6	2,7	3,0	0,8	1,1	0,5	2,5											5,8	1,4	2,5	1,9	9,9	2,2	1,6	0,5	17,8																																	
	BA24							0,8		2,7	2,3	2,3					0,8	1,2	0,8	3,5	0,8														0,4	1,9	3,5	22,6	8,6	8,2	8,9	3,5	1,2	17,1																																
	BA23							3,8	0,9	5,7	15,1	1,4					9,9	2,4	9,0	3,8	1,4	1,9													0,9	1,9	2,4	4,2	2,4	1,9	2,8	2,4	1,4	17,9																																
	BA22	0,8						1,3	8,3	7,0	0,7						3,7	0,7		4,0	0,7	1,0	3,0												1,6	1,6	9,2	4,9	6,5	6,4	10,3	4,9	2,7	1,6	25,5																															
	BA21	1,1						1,1		4,3	4,9	1,1					0,4	0,8	0,8	2,9	2,1																						5,3	4,9	14,4	15,2	14,0	1,2	3,3	0,8	26,3																									
	BA19																5,7			4,6	4,6	9,2	1,1	3,4	4,6																			1,1	1,1	14,9																														
	BA18								8,0	16,1							1,7																													9,2	4,1	12,6	11,3	9,9	3,1	1,0	1,0	27,3																						
	BA16							1,7	5,1	3,4							1,7			1,4	0,7																												1,2	1,2	27,5																									
	BA17							3,6		11,6	5,1	1,5					4,2			1,8	5,4	2,4	0,3	4,8	0,6	2,1																					6,1	4,3	13,0	9,5	6,1	7,8	5,2	2,6	13,9																					
	BA14								0,9	5,2	4,3	2,6					1,7			2,6	3,5	2,6	1,7																											2,9	1,7	5,7	15,4	17,1	9,1	1,1	2,9	2,3	20,0																	
	BA13							1,1		0,6	4,0	2,3	2,3																																									1,9	7,1	2,6	3,9	6,5	4,5	1,3	3,2	34,2														
	BA12									8,4	13,5						1,9			3,9	1,3																																	3,2		2,0	1,5	1,5	0,6	0,3	19,9															
	BA11	0,9						4,7	1,8	16,4	8,8	1,5					5,8			3,5	2,9	0,9	5,8	0,6	3,2	4,4	3,2	0,6																												2,6	1,7	1,3	2,6	3,5	2,2	0,9	1,3	23,8												
	BA10	0,9						4,6		14,7	6,9	0,9					5,2			4,8	2,2	2,6	3,5	3,0	2,2	1,7	0,9																															2,5		1,8	13,4	13,8	9,1	1,1	0,7	33,7										
	BA9								4,3	0,7	3,6		0,4	0,7			0,4	4,7			1,4	2,2	1,8	0,4	1,8	0,7	0,7																														4,8	4,1	6,2	7,6	6,2	1,4	3,4	1,4	24,5											
	BA8								2,8	0,7	4,8	8,3																																																							2,5	0,7	3,3	2,5	1,7	2,2	1,8	1,1	1,4	38,0
	BA7	0,7	1,6	2,9	4,7	0,4	6,9	7,2	1,4								6,2			0,7	2,5	3,6	1,4	0,7																																																				

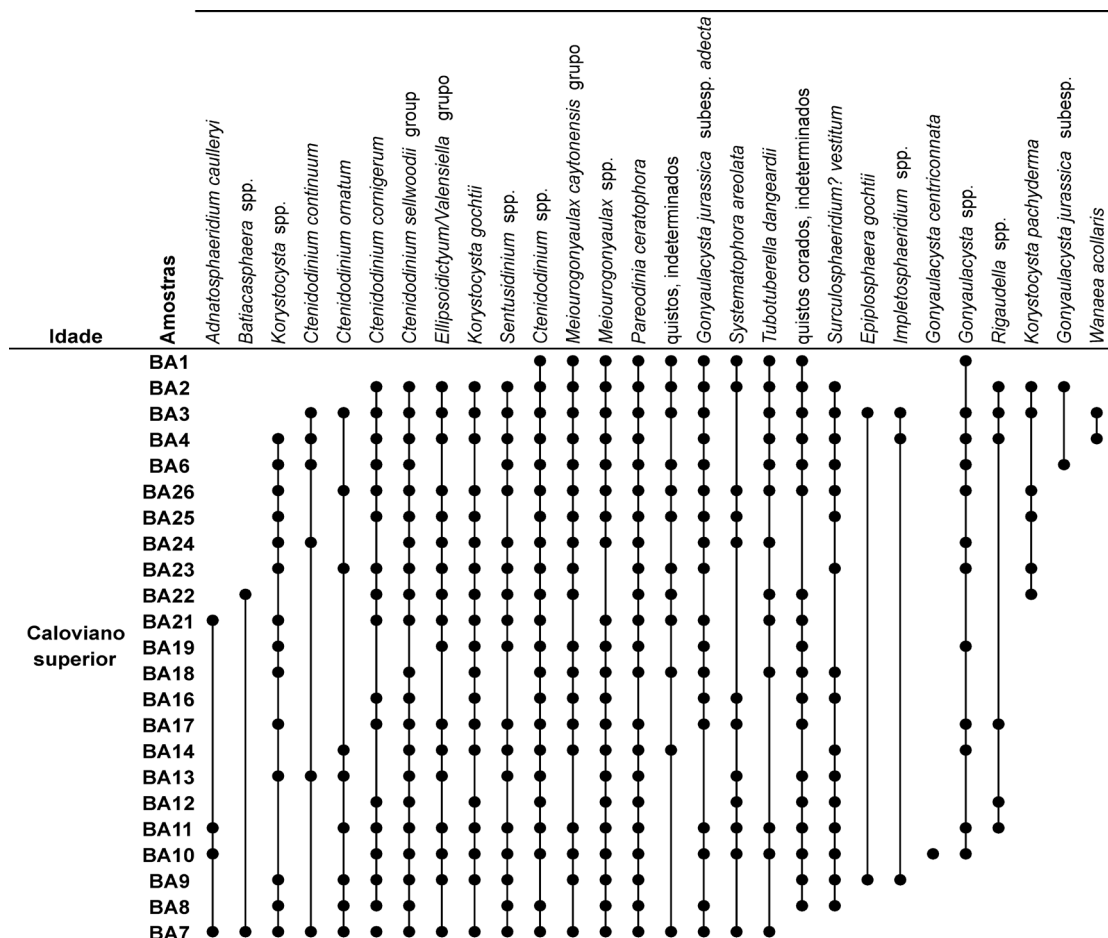
Impletosphaeridium spp., *Korystocysta gochtii*, *Korystocysta pachyderma*, *Korystocysta* spp., o grupo *Meiourogonyaux caytonensis*, *Meiourogonyaux* spp., *Pareodinia ceratophora*, *Rigaudella* spp, *Sentusidinium* spp., *Surculosphaeridium* spp., *Surculosphaeridium?* *vestitum*, *Systematophora areolata*, *Tubotuberella dangeardii*, *Tubotuberella* spp. e *Wanaea acollaris*.

Algumas espécies como o grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium* spp., *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Korystocysta gochtii*,

Meiourogonyaux spp., o grupo *Meiourogonyaux* *caytonensis*, e quistos corados ocorreram de uma forma bastante consistente ao longo de toda a secção estudada.

A presença de *Ctenidodinium ornatum*, *Korystocysta pachyderma* e *Rigaudella* spp. está de acordo com a idade Caloviano superior por comparação com outros locais na Europa (e.g., Riding & Thomas, 1997). No entanto, os principais bioeventos correspondem à presença de *Gonyaulacysta centriconnata*, na amostra BA10, e de *Ctenidodinium continuum*, na amostra BA3 (Tab. 4.4).

Tab. 4.4. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas do corte da praia da Baleeira.



A primeira ocorrência de *Gonyaulacysta centricornata* terá ocorrido na transição Caloviano médio a superior (Riding, 1983; 1987; 2005; Riding & Thomas, 1997). A última ocorrência de *Ctenidodinium continuum*, foi registada no Caloviano superior no Norte da Europa (Woollam, 1980; Riding, 1987; Riding *et al.*, 1999).

Ao longo de toda a sucessão foi registada a presença da espécie *Ctenidodinium cornigerum*, tal como referido anteriormente, corresponde a uma forma tetisiana (Jan du Chêne *et al.*, 1985).

Apesar do Caloviano superior corresponder a uma época em que se verificou um aumento extremamente rápido da diversidade de dinoflagelados, as associações palinológicas recuperadas no corte da praia da Baleeira, apresentam uma diversidade relativamente baixa, quando comparadas com as suas homólogas do Noroeste europeu. Muitas das espécies típicas do Caloviano superior, não foram encontradas nas amostras estudadas.

As proporções relativas dos cinco grupos de dinoflagelados, representados na figura 4.10, demonstram ser muito variáveis nos primeiros dezasseis metros da sucessão, entre as amostras BA7 e BA21. A espécie *Ctenidodinium* spp. e os quistos corados, são muito abundantes nas amostras BA10 e BA11.

Valores semelhantes da abundância relativa de todos os grupos de dinoflagelados representados, são observáveis nas amostras BA7, BA18, BA23, BA25 e BA6. Acima da amostra BA21 verifica-se uma menor variabilidade, provavelmente como reflexo do espaçamento que existe entre as amostras. No entanto, destaca-se ainda a presença de valores máximos de quistos com arqueópilo pré-cingular e *Pareodinia* spp. presentes na amostra BA6.

4.2.1.5. PRAIA DA CILHETA

I. Descrição do Afloramento

A baía da praia da Cilheta (37°0'28,95"N; 8°56'55,43"W), (Estampa 6, 1), localizada a 0,5 km a oeste de Sagres e a norte da Ponta de Sagres, mostra a transição entre Jurássico Médio e Superior (Fig. 4.4).

A praia é limitada a norte por uma falha de grande importância, que coloca em contacto unidades do Caloviano com camadas de calcário, atribuídas ao Oxfordiano superior - Kimmeridgiano (Rocha *et al.*, 1979). A meio da praia e na base da arriba extremo sul, estão presentes uns níveis de calcário margoso compacto acinzentado, que alternam com pequenos leitos margosos (Estampa 6, 2) (Fig. 4.11). Seguem-se calcários margosos e margas, com cerca de 20 m de espessura, datados do Caloviano superior, com recurso a amonoides da Cronozona Athleta (Rocha, 1976).

No topo deste conjunto é bem visível uma superfície de discordância nitidamente angular e extremamente proeminente. Esta representa um importante hiato regional que pode ser observado em toda a ibéria (Mouterde, 1971). Acima da discordância pode ser observado um nível com cerca de 0,5 m de espessura, constituído por calcário margoso compacto amarelado, com aspeto conglomerático. Neste estão presentes abundantes fragmentos de crinoides, nódulos e macrofauna. Segundo Rocha (1976), as amonites presentes neste nível são indicativas do Oxfordiano médio, Cronozona Plicatilis.

A unidade mais recente desta sucessão, corresponde a calcários compactos, intensamente dolomitizados, do Jurássico Superior (Oxfordiano médio - Kimmeridgiano), com cerca de 20 m de espessura.

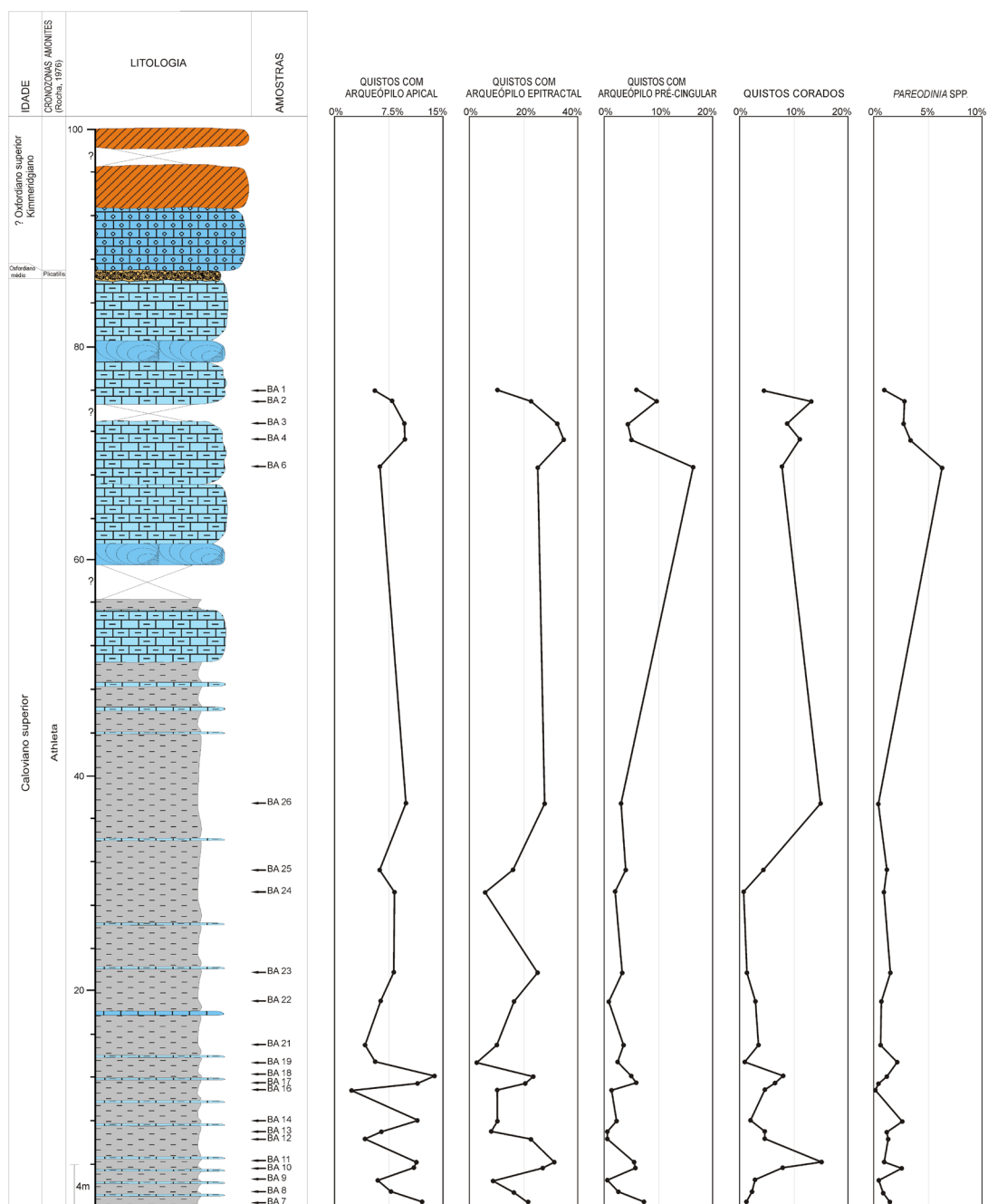


Fig. 4.10. Coluna estratigráfica do corte da praia da Baleeira e gráficos com as proporções relativas dos cinco principais grupos de dinoflagelados, expressos em percentagem relativa da associação total de palinóforos.

II. Palinologia

Na secção localizada abaixo da discordância, foram recolhidas quinze amostras nas unidades datadas do Caloviano superior (Fig. 4.11). Apenas as 6 amostras pertencentes aos dois níveis margosos presentes na base da sucessão, se revelaram positivas quanto à presença de palinomorfos. Nos resíduos orgânicos predominam os dinoflagelados, embora também estejam presentes esporos, pólenes e fitoclastos (Tab. 4.5).

À semelhança do que se verificou na praia da Baleeira, as amostras analisadas nesta secção revelaram ser significativamente mais produtivas do que as estudadas no Caloviano superior da praia da Mareta.

Os esporos e pólenes para além de surgirem em número muito reduzido, apresentam também uma baixa diversidade. Compreendem essencialmente pólenes bissacados (*Allisporites*), *Callialasporites dampieri*, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides*, *Cyathidites* spp. e *Ischyosporites variegatus* (Tab. 4.5).

As associações de dinoflagelados apresentam-se moderadamente bem preservadas e são, na sua maioria, dominadas por *Ctenidodinium cornigerum*, *Ctenidodinium sellwoodii*, e variados morfotipos intermédios entre estas duas espécies. Outros taxa surgem de forma mais ou menos constante ao longo da sucessão e incluem *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, quistos corados indeterminados, *Korystocysta gochti*, *Meiourgonyaulax* spp., *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Surculosphaeridium vestitum*, *Systematophora areolata* e *Tubotuberella dangeardii*.

Geralmente as associações de dinoflagelados do Caloviano superior do Norte da Europa

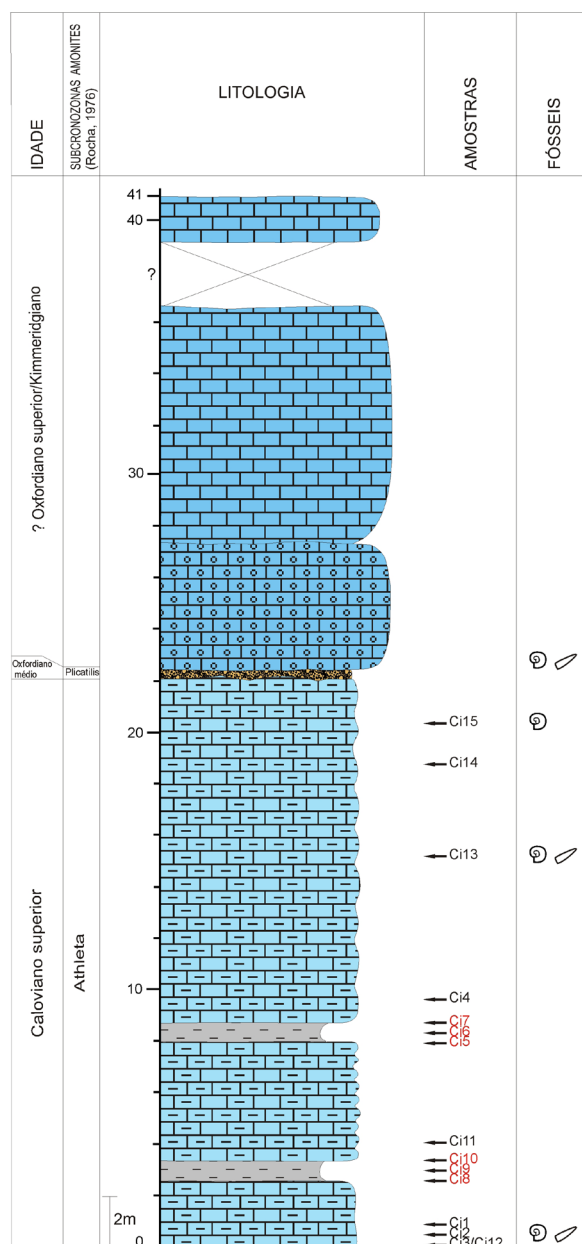


Fig. 4.11. Coluna estratigráfica da praia da Cilheta (adaptado de Rocha, 1976) com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

Tab. 4.5. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras da praia da Cilheta. Os números representam as percentagens relativas de cada táxon.

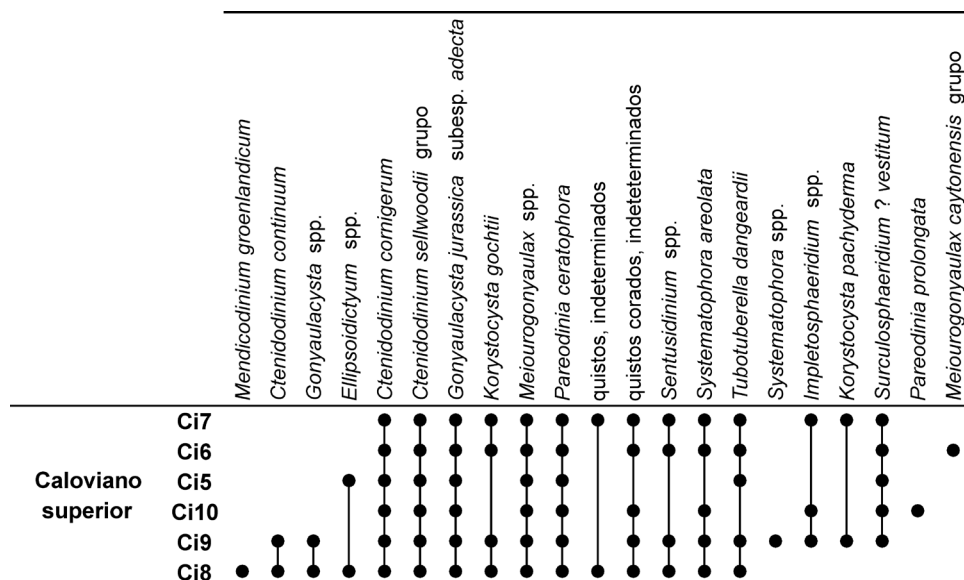
Idade	Quistos de dinoflagelados										Pras. Acs.		Pólenes		Esporos Var.																	
	Ctenidodinium continuum	Ctenidodinium cornigerum	Ctenidodinium sellwoodii grupo	Ellipsoidicum spp.	Fromea tornatilis	Gonyaulacysta jurassica subesp. adecta	Gonyaulacysta spp.	Impletosphaeridium spp.	Korystocysta gochiii	Korystocysta pachyderma	Meiourugonyaulax caytonensis grupo	Meiourugonyaulax spp.	Mendicodinium groenlandicum	Pareodinia ceratophora	Pareodinia prolongata	quistos, indeterminados	quistos corados, indeterminados	Sentisidium spp.	Surculosphaeridium ? vestitum	Systematophora areolata	Systematophora spp.	Tubobuberella dangeardii	Tasmanites spp.	acritarcas, indeterminados	Callialasporites dampieri	Callialasporites spp.	Classopollis classoides	Perinopollenites elatoides	pólenes bisacados (Alisporites)	Cyathidites spp.	Ischyosporites vanegatus	foraminíferos
Ci7	7,0	21,0				5,6	2,1	2,8	1,4	3,5	4,9	3,5	5,6	3,5	4,2	7,7	2,1	8,5		5,6	1,4										1,4	16,8
Ci6	15,1	19,8				2,8	2,8			3,8	1,9	4,7	4,9	6,6	2,8	3,8	2,5	4,1		2,8	1,9											18,9
Ci5	21,0	13,6	4,9			18,5				8,6		4,9	4,9	6,2	6,2	3,8	2,5	4,1	2,5										3,7	1,2	9,9	
Ci10 superior	12,9	22,6				3,9	4,5			6,5	1,9	0,6	1,9	7,1	2,6	1,9	3,7		3,9	3,2									1,3			25,8
Ci9	1,5	12,1	16,2			9,1	1,0	6,1	7,6	1,0	3,5	2,0	2,0	3,5	3,0	1,0	1,5	1,0	6,6									4,5			16,2	
Ci8	0,5	5,1	24,5	1,5	1,0	7,1	0,5	2,0			4,6	1,0	3,6	3,1	2,0	6,1	1,5	2,0	6,7	1,5	2,0							2,0	5,1	2,6	18,9	

não são dominadas pelo género *Ctenidodinium* e apresentam uma diversidade francamente superior às aqui descritas (Woollam, 1980; Prauss, 1989; Riding & Thomas, 1997). Alguns espécimes típicos do Caloviano superior, como por exemplo, *Limbodinium absidatum* e *Trichodinium scarburghensis* não estão presentes. Destaca-se também a quase ausência da espécie *Mendicodinium groenlandicum*, cujo apogeu no Noroeste europeu, ocorreu durante o Caloviano terminal (Woollam, 1980; Riding & Thomas, 1997).

No entanto, os dinoflagelados presentes nas amostras estudadas são consistentes com a idade Caloviano. *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Korystocysta* spp., *Meiourgonyaulax caytonensis* e *Tubotuberella dangeardii* (Tab. 4.6), são tipicamente característicos do Caloviano (Riding & Thomas, 1992; Riding, 2005).

Tal como verificado anteriormente para as sucessões da praia da Mareta e da Baleeira, a maioria das espécies índice, bem conhecidas no Noroeste da Europa, não foram observadas nas amostras deste corte. Porém, estão presentes as espécies *Ctenidodinium continuum* e *Pareodinia prolongata*, cuja idade do último aparecimento foi atribuída ao Caloviano superior (Riley & Fenton, 1982; Hengreen *et al.*, 1984; Berger, 1986; Kunz, 1990). Normalmente, a base da primeira ocorrência de *Surculosphaeridium vestitum* pertence ao Caloviano médio a superior, correspondendo às Cronozonas de amonites *Coronatum* e *Athleta* (Woollam, 1980; Riding, 2005). Em suma, estas ocorrências possibilitam a confirmação da idade Caloviano superior para as unidades amostradas, atribuída com base no registo de amonóides.

Como mencionado anteriormente, o gênero corado *Systematophora*, que foi registrado ao longo

Tab. 4.6. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da praia da Cilheta.

de toda a sucessão, é geralmente típico do Jurássico Superior. Formas tipicamente boreais, como *Crussolia* e *Paragonyaulacysta*, cuja distribuição a Norte parece ter sido condicionada pela latitude, não foram observadas nas amostras estudadas.

A natureza pouco diversa das associações de dinoflagelados recuperadas nos sedimentos do Caloviano superior da praia da Cilheta, está provavelmente, pelo menos em parte, relacionada com fatores paleogeográficos. Esta sucessão foi depositada numa bacia relativamente profunda e parcialmente fechada ao mar aberto.

À semelhança do que se verificou na praia da Mareta, a presença de faunas bentónicas, em conjunto com a informação fornecida pelas palinofácies, não é coerente com a presença de um ambiente deposicional onde a matéria orgânica é preser-

vada, como são os ambientes anóxicos.

Assim, o carácter restrito da Bacia Algarvia durante o Caloviano superior, terá impedido a mistura dos dinoflagelados da Bacia Algarvia com outros provenientes do Norte da Europa, sendo assim possível explicar a reduzida diversidade das associações aqui recuperadas.

4.2.2. SECTOR ORIENTAL

Para as sucessões estudadas no sector Oriental (sub-bacia Oriental) (Fig. 4.12) foram levantados novos perfis sedimentológicos, à exceção do corte do Telheiro que foi adaptado a partir do descrito por Marques & Rocha (1988a), tendo sido consideradas as Cronozonas atribuídas com base em amonites.

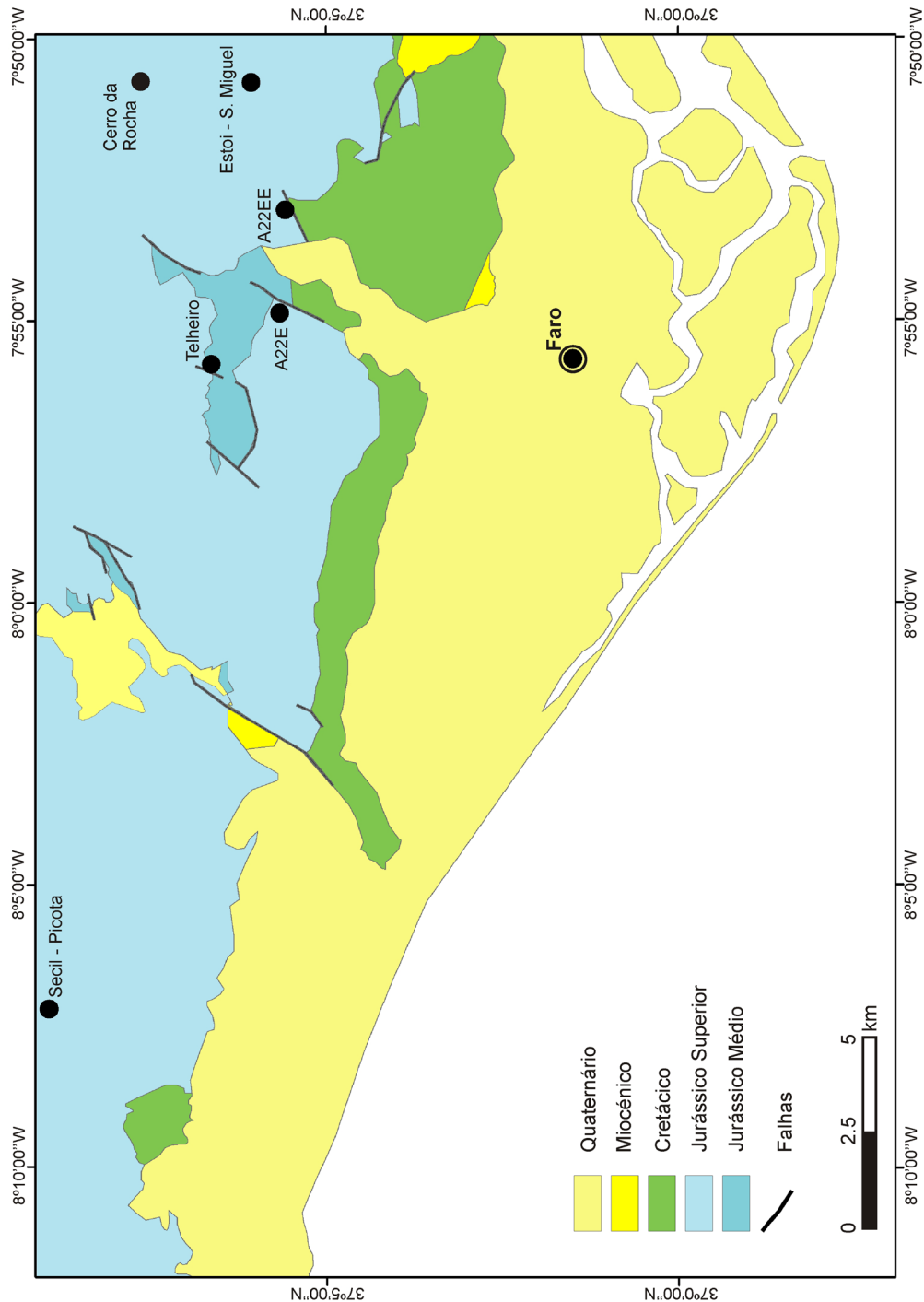


Fig. 4.12. Mapa geológico simplificado da sub-bacia Oriental com a localização das sucessões estudadas (Telheiro, Estoi - S. Miguel, Cerro da Rocha, Pedreiras Secil - Picota, A22E e A22 EE (adaptado da Carta Geológica de Portugal à escala de 1/50 000; Folha 52 B- Albufera, Rocha, 1981 e Folha 53 A- Faro, Manuppella, 1985).

4.2.2.1. TELHEIRO

I. Descrição do Afloramento

O corte do Telheiro (Estampa 7, 1) localiza-se a noroeste de Estoi, no flanco norte do Cerro de Guilhim, com coordenadas 37°6'44,78"N; 7°55'52,05"W (Fig. 4.12). Constitui parte do afloramento do Caloviano com maior expressividade na sub-bacia Oriental. Este corte foi primeiramente descrito por Choffat (1887) que atribui as margas presentes na base deste ao Caloviano, com base nas amonites aí recolhidas. Seguiram-se alguns trabalhos, dos quais se destacam Pratsch (1958) e Marques & Rocha (1988a), que permitiram obter uma datação mais precisa das unidades pertencentes a este afloramento, com base essencialmente em amonites.

Este afloramento tem por base um conjunto de margas acinzentadas, com pequenos leitos de calcários compactos, com uma espessura de cerca de 15 a 20 m (Fig. 4.13). Seguem-se cerca de 4 m de níveis de calcários margosos que alternam com margas de espessura reduzida. De acordo com Marques & Rocha (1988a), os fósseis de amonites presentes, embora raros, permitiram atribuir este conjunto ao Caloviano inferior, mais especificamente à Cronozona Bullatus (= Macrocephalus). No mesmo trabalho os autores referem a presença de dinoflagelados nas margas da base deste corte, correspondendo ao primeiro registo destes palinómorfs em sedimentos do Caloviano em Portugal, sem todavia indicarem quais as espécies recuperadas.

A observação das primeiras camadas foi facilitada pela existência de um barreiro de uma indústria extrativa artesanal, de argilas ílíticas carbonatadas (Manuppella *et al.*, 1987), já desativada.

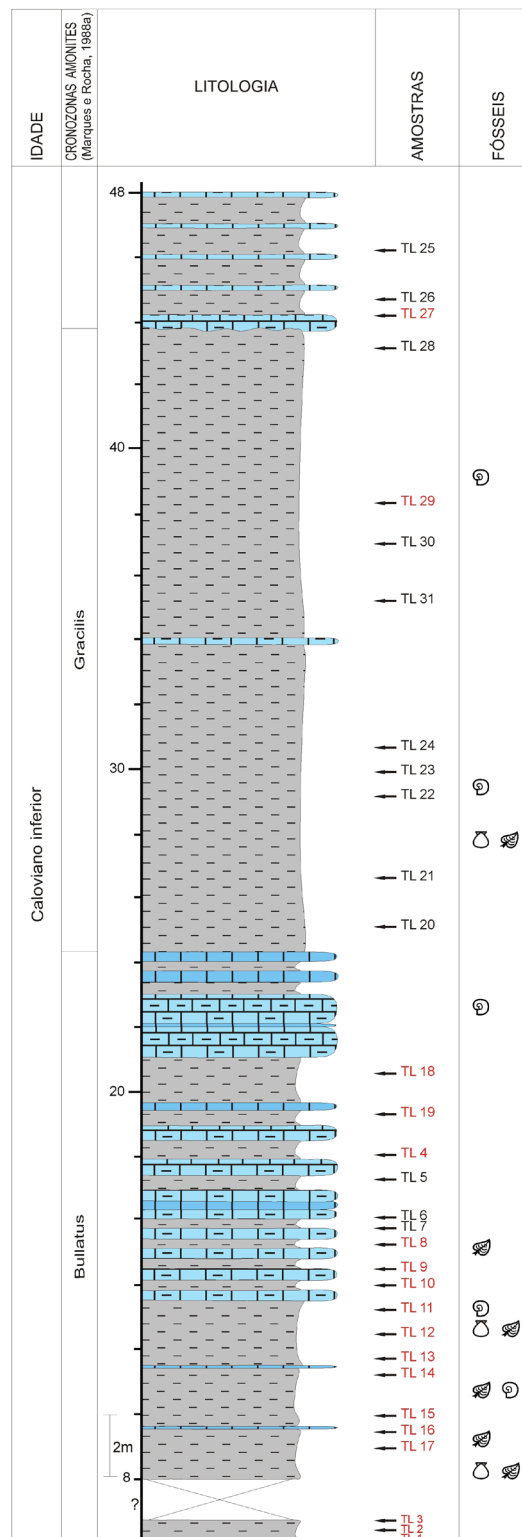


Fig. 4.13. Coluna estratigráfica do corte do Telheiro (adaptado de Marques & Rocha, 1988a) com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

Os cerca de 20 m que se sobrepõem ao conjunto anteriormente descrito, correspondem a uma sequência constituída por camadas de margas com pequenas intercalações de calcários margosos (Estampa 7, 2). Marques & Rocha (1988a) descreveram a presença de amonites pertencentes à Cronozona Gracilis (Caloviano inferior). As Sub-cronozonas Rehmanni (= Grossouvrei) e Pictava da Cronozona Gracilis foram também identificadas pelos mesmos autores.

A parte superior do corte do Telheiro é marcada pela presença de pequenos níveis de calcário compacto, por vezes de fácies conglomerática, que terminam com uma superfície de descontinuidade ferruginosa. Segundo Marques & Rocha (1988a), estes níveis correspondem à transição Caloviano - Oxfordiano, dada a observação de elementos ferruginosos semelhantes aos descritos por Rocha (1976), na sub-bacia Ocidental.

As associações macrofaunísticas recuperadas neste corte, constituem um indício evidente de que a Bacia Algarvia pertencia à província sub-mediterânica do domínio tetisiano, durante o Caloviano inferior (Manuppella *et al.*, 1987; Marques & Rocha, 1988a).

II. Palinologia

Foram recolhidas trinta e uma amostras das margas e calcários margosos, do Caloviano inferior no corte do Telheiro. Apenas treze destas produziram palinofloras de diversidades variáveis, sendo que as restantes dezoito revelaram ser completamente improdutivas quanto à presença de palinomorfos.

Nos resíduos orgânicos analisados, predominam principalmente os fitoclastos e dinoflagelados, embora também se tenha observado a presença de

alguns esporos, polénes, acritarcas e algas prasinófitas. Os miosporos identificados incluem pólenes bissacados (*Alisporites*), *Callialasporites dampieri*, *Callialasporites minus*, *Callialasporites turbatus*, *Callialasporites trilubatus*, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides*, *Perinepollenites elatoides*, esporos indeterminados, *Cyathidites* spp., *Ischyosporites variegatus* e *Leptolepites* spp. (Tab. 4.7).

Os dinoflagelados mais abundantes pertencem aos géneros *Ctenidodinium* e *Meiourogonia*, e incluem as espécies *Ctenidodinium* spp., grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, grupo *Meiourogonia caytonensis* e *Meiourogonia* spp. (Tab. 4.7). Embora tenha também sido registada a ocorrência de quistos indeterminados, quistos corados indeterminados e as espécies *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Batiacasphaera* spp., *Ctenidodinium continuum*, *Ctenidodinium ornatum*, grupo *Ellipsoidictyum/Valensiella*, *Endoscrinium acroferum*, *Endoscrinium* spp., *Epiplasma gochtii*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Gonyaulacysta* spp., *Impletosphaeridium* spp., *Impletosphaeridium varispinosum*, *Korystocysta gochtii*, *Korystocysta pachyderma*, *Korystocysta* spp., *Mendicodinium groenlandicum*, *Pareodinia ceratophora*, *Rigaudella aemula*, *Rigaudella* spp., *Sentusidinium* spp., *Surculosphaeridium* spp., *Surculosphaeridium? vestitum*, *Systematophora areolata*, *Systematophora* spp., *Tubotuberella dangeardii*, *Tubotuberella* spp., *Valensiella ovulum*, *Valensiella* spp. e *Wanaea acollaris*.

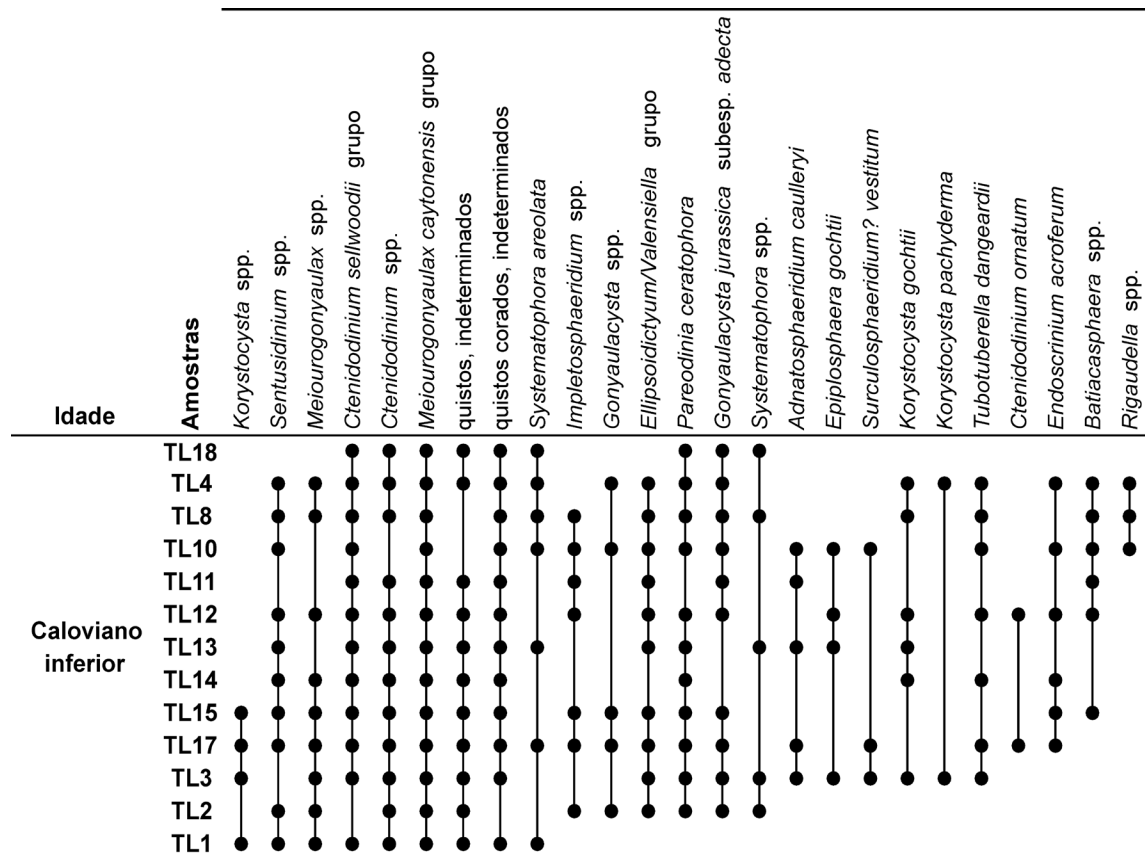
A presença mais ou menos consistente de *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Korystocysta pachyderma*, *Rigaudella* spp. e *Surculosphaeridium? vestitum*, em associação com a primeira ocorrência de *Ctenidodinium ornatum* (Tab. 4.8), constitui uma sólida evidência de que esta sucessão não pode ser mais antiga do que o Caloviano inferior (Woollam, 1980; Riding, 2005). Entre as

amostras TL17 e TL4, foi identificada a espécie *Endoscrinium acroferum*, cujo intervalo de ocorrência se encontra entre o Batoniano superior e o Caloviano inferior (Riding *et al.*, 1985; Prauss, 1989).

As associações recuperadas nesta sucessão revelaram-se ser de diversidade baixa, quando comparadas com outras microfioras contemporâneas já descritas para outros locais. Não foram observadas algumas espécies típicas do Caloviano inferior do Norte da Europa, como por exemplo, *Aldorfia aldorfensis*, *Chytroeisphaeridia hyalina*, *Ctenidodinium combazii*, *Impletosphaeridium varispinosum*, *Meiourogonyaualax valensii*, *Nannoceratopsis pellucida*, *Pareodinia prolongata*, *Rhyn-*

chodiniopsis cladophora, *Sirmiodinium grossii* e *Wanaea acollaris*.

A fig. 4.14 ilustra a abundância relativa dos cinco grupos principais de dinoflagelados recuperados nesta sucessão. Observa-se uma diminuição da presença de espécies que se caracterizam por apresentar quistos com arqueópilo epitactral, para o topo da sucessão. Os quistos corados atingiram um pico máximo na amostra TL8 enquanto que os quistos com arqueópilo apical surgiram em maior número na amostra TL15. No meio da sucessão, entre as amostras TL12 e TL10, verificaram-se os valores máximos dos grupos que incluem os quistos com arqueópilo epitactral, arqueópilo précingular e *Pareodinia* spp.



Tab. 4.8. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas do corte do Telheiro.

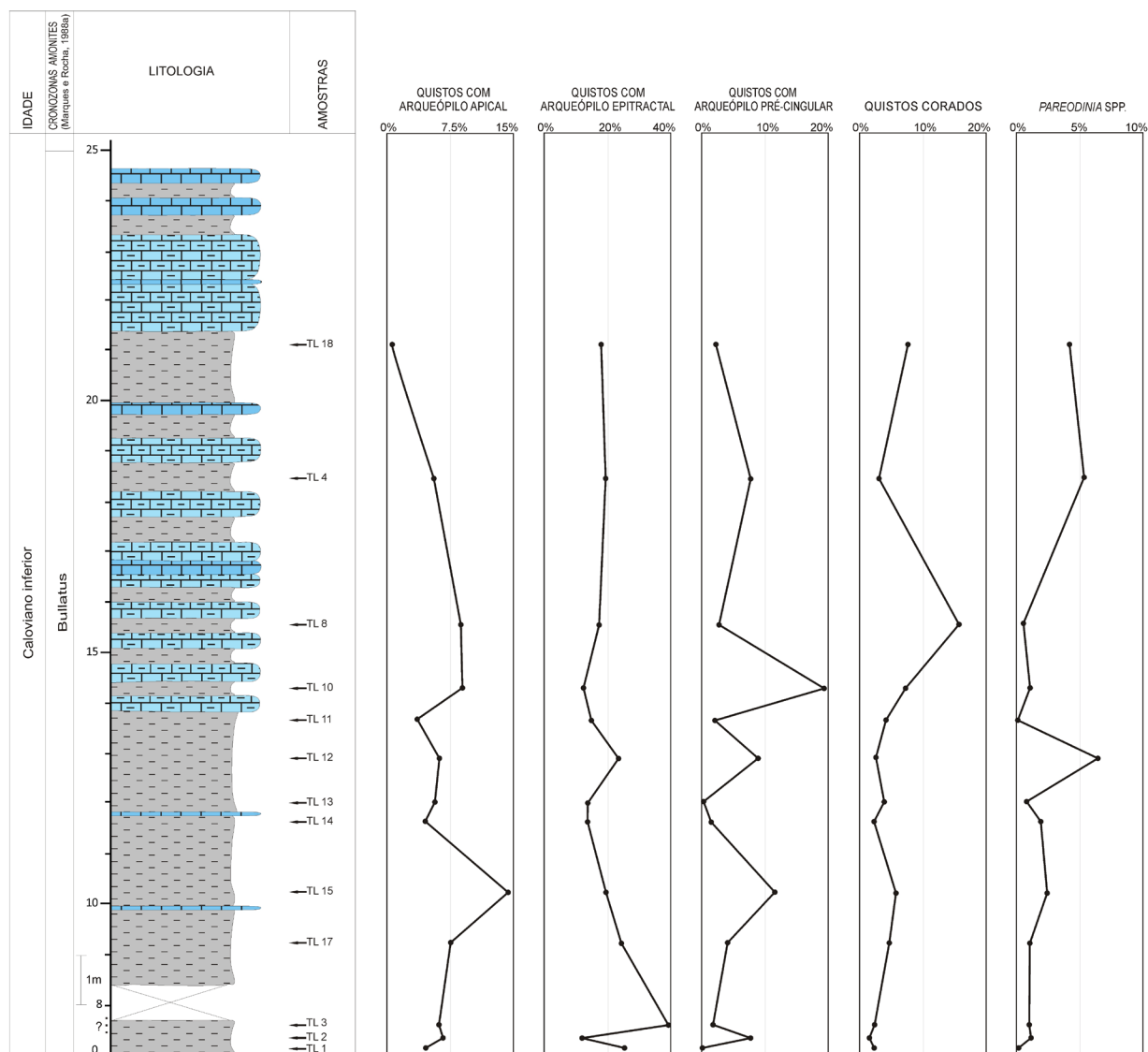


Fig. 4.14. Coluna estratigráfica do corte do Telheiro e gráficos com as proporções relativas dos cinco principais grupos de dinoflagelados, expressos em percentagem relativa da associação total de palinomorfos.

4.2.2.2. A22 (A22E, A22EE, A22S)

I. Descrição do Afloramento

O traçado da autoestrada A22, que atravessa longitudinalmente a região do Algarve, desde Vila Real de St.º António até Lagos, permitiu uma boa exposição de vários afloramentos que compõem a Bacia Meso - Cenozoica, desde o Triásico ao Miocénico.

A norte de Faro, próximo do nó da A22 com a estrada N2, foi efetuado um corte designado de A22 E, com coordenadas 38°56'29,48"N, 7°54'36,09"W (Fig. 4.12). Com aproximadamente 30 m de espessura, é formado por uma sucessão composta essencialmente por margas com intercalações de calcários margosos decimétricos (Fig. 4.15). Em alguns níveis foram observados fragmentos de plantas, amonites e bivalves. As rochas aflorantes neste corte foram atribuídos ao Caloviano, de acordo com a carta geológica, à escala 1:50 000 folha 53-A Faro (Manuppella *et al.*, 1987).

O corte A22 S, de coordenadas 37°8'14,96"N, 8°23'5,33"W, foi efetuado próximo do túnel do Sobral, no talude norte da autoestrada A22. Afloram neste corte predominantemente margas cinzentas a esverdeadas, por vezes muito escuras, calcários micríticos e calcários margosos (Fig. 4.16). Os primeiros níveis de calcário margoso apresentam alguma bioturbação na base. Pontualmente é possível observar pequenos nódulos diagenéticos no seio de margas esverdeadas. As camadas do topo da sucessão apresentam-se afetadas por falhas de pequeno rejeito. De acordo com a cartografia geológica este afloramento corresponde ao Jurássico Superior (possivelmente Titoniano - Kimmeridgiano) (Manuppella *et al.*, 1987).

A norte de Estoi, ao longo do talude da A22, coordenadas 37°5'58,04"N, 7°53'37,3"W, foi efetuada

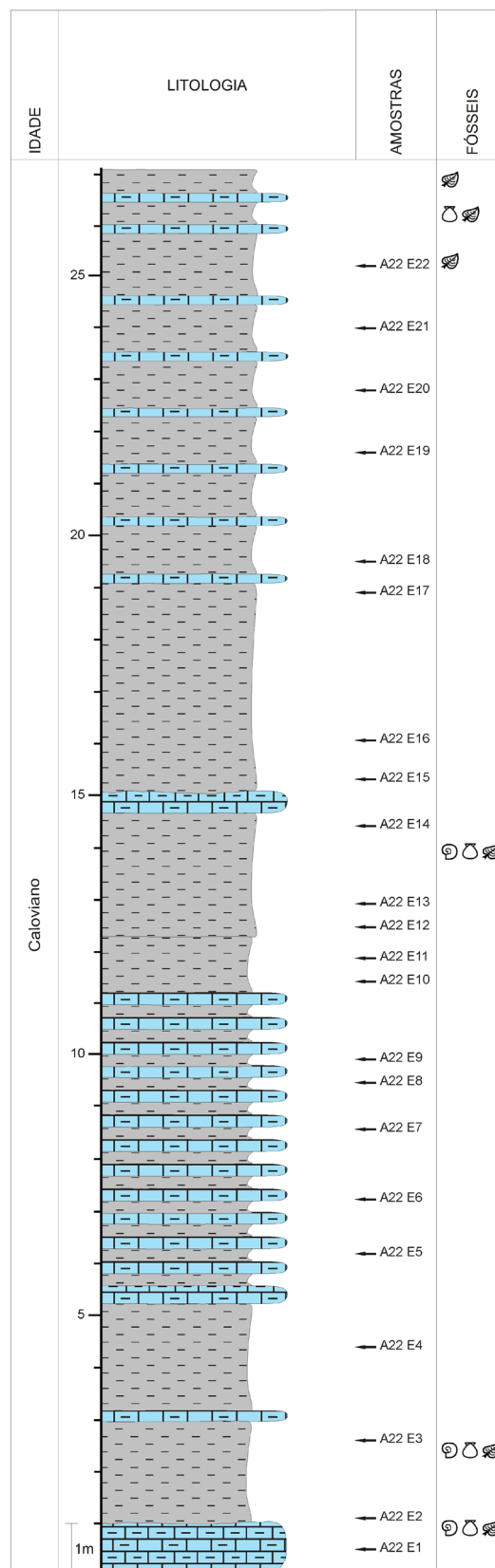


Fig. 4.15. Coluna estratigráfica do corte A22 E com localização das amostras estudadas.

uma amostragem pontual em margas e calcários margosos datados do Jurássico Superior (?Tito-niano). Foram recolhidas quatro amostras, aqui apresentadas com a referência A22 EE (com as referências A22 EE1 a A22 EE4).

II. Palinologia

As vinte e duas amostras recolhidas no corte A22 E não possibilitaram a recuperação de palinomorfos. Tendo-se apenas observado alguma matéria orgânica amorfa, fitoclastos e partículas de natureza mineral muito resistentes.

Das quatro amostras recolhidas a norte de Estoi (A22 EE1, A22 EE2, A22 EE3, A22 EE4), apenas uma (A22 EE1) permitiu obter palinomorfos. No resíduo orgânico dessa amostra foi registada a presença de alguns acritarcas (*Micrhystridium* spp.), forros internos de foraminíferos, miosporos (*Callialasporites* spp. e *Ischyosporites variegatus*) e dinoflagelados em proporções muito reduzidas. A associação de dinoflagelados recuperada, inclui principalmente as espécies *Systematophora areolata*, *Ctenidodinium* spp., grupo *Ellipsoidictyum/Valensiella*, *Korystocysta* spp., *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Gonyaulacysta* spp. e *Pareodinia ceratophora*. Dada a muito reduzida diversidade desta associação, apenas se pode afirmar que a amostra A22 EE1 pertence ao Jurássico Médio, principalmente devido à presença das espécies *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta* e *Korystocysta* spp. e por comparação com os resultados obtidos noutros sectores da Bacia Algarvia (Borges *et al.*, 2011a).

Do corte A22 S foram estudadas doze amostras. Os resíduos orgânicos são dominados por fragmentos de fitoclastos negros e matéria orgânica amorfa não tendo sido registada a presença de palinomorfos.

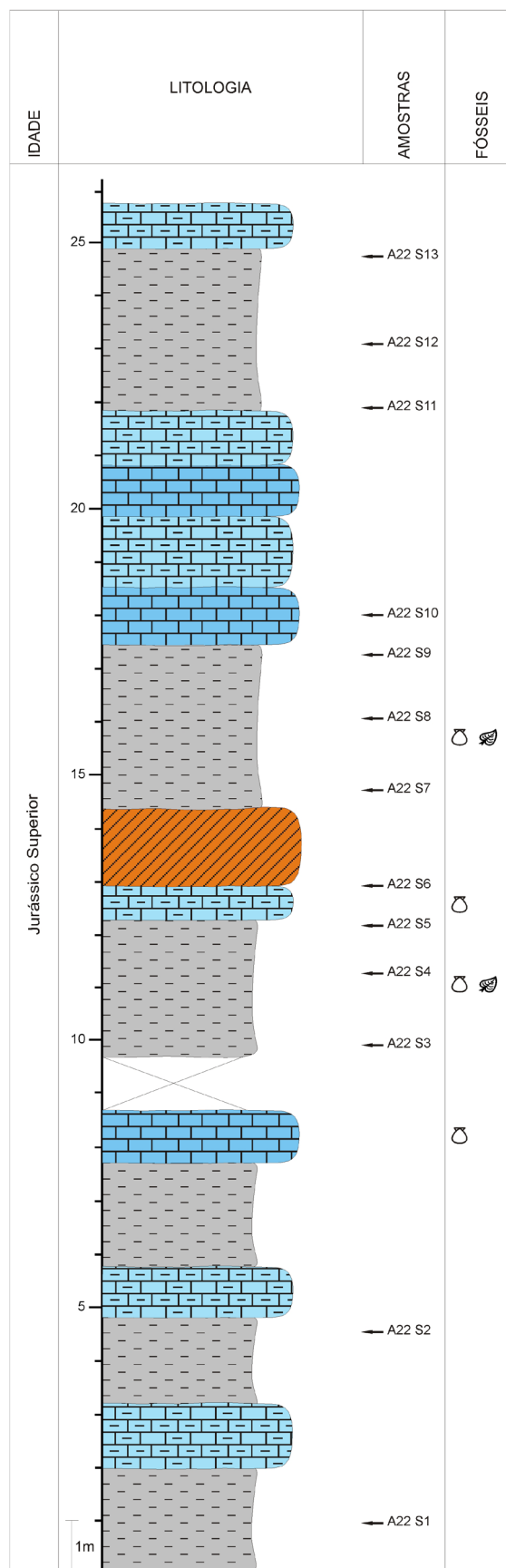


Fig. 4.16. Coluna estratigráfica do corte do A22 S com localização das amostras estudadas.

4.2.2.3. FUNCHAIS

I. Descrição do Afloramento

O corte dos Funchais situa-se próximo da estrada EM1306, na localidade de Funchais, a sudoeste de S. Brás de Alportel. Está bem exposto em quatro pedreiras de exploração de calcários para produção de paralelepípedos e lancis. O corte descrito inicia-se na base da pedreira com as coordenadas 37°07'50,5"N, 7°54'38"W e termina na pedreira que ocupa a cota mais alta, de coordenadas 37°08'17,4"N, 7°54'36,5"W (Estampa 8; Fig. 4.17).

Em termos gerais, consiste numa sequência de calcários cinzentos a avermelhados intercalados com pequenos níveis de margas cinzentas laminadas (10 a 15 cm), perfazendo um total de aproximadamente 80 m de espessura. Alguns níveis de calcários micríticos e margosos, cinzentos escuros a azulados, quando fraturados, apresentam um intenso odor muito característico a betume.

Dada a posição geográfica e características litológicas dos sedimentos aflorantes neste corte, pode ser estabelecida a correspondência com a unidade estratigráfica "Calcários Hidráulicos" de Loulé de idade Oxfordiano médio, atribuída por Marques (1983) com algumas reservas.

II. Palinologia

Foram estudadas, neste corte, oitenta e cinco amostras das quais apenas doze apresentaram palinórmorfos relativamente bem preservados. Verificou-se a presença de grande percentagem de fitoclastos na maioria das amostras, estando também presentes alguns forros internos de foraminíferos, esporos (*Cyathidites* spp., *Ischyosporites variegatus* e esporos indeterminados), pólenes (*Classopollis classoides* e pólenes bissacados), acritarcas e dino-

flagelados.

Nas amostras F17, F18, F22, F31, F51 e F63, embora em número reduzido, foram identificadas as espécies de dinoflagelados, *Ctenidodinium cornigerum*, grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium ornatum*, *Ctenidodinium* spp., grupo *Ellipsoidictyum/Valensiella*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica*, *Gonyaulacysta* spp., *Korystocysta gochti*, *Korystocysta* spp., grupo *Meiourogonyaulax caytonensis*, *Meiourogonyaulax* spp., *Pareodinia* spp., *Pareodinia ceratophora*, quistos indeterminados, quistos corados indeterminados, *Rhynchodiniopsis* spp. e *Systematophora* spp. (Tab. 4.9).

A presença de *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica* mostra que esta sucessão não pode ser mais recente do que o Kimmeridgiano inferior, uma vez que esta idade corresponde ao topo máximo de ocorrência desta espécie (e.g., Riding, 1987; Riding & Thomas, 1988). As espécies do género *Korystocysta*, apesar de aparecerem de forma mais comum e consistente em sedimentos do Caloviano inferior a médio, têm também sido descritas no Caloviano superior e Oxfordiano médio (Deflandre, 1939; Woollam, 1980).

Apesar da baixa diversidade e abundância dos palinórmorfos recuperados, a associação de dinoflagelados identificada é consistente com a idade Oxfordiano, principalmente devido à presença de *Ctenidodinium ornatum*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica*, *Rhynchodiniopsis* spp., *Systematophora* spp. (Riding, 2005). Estes dados confirmam a idade anteriormente definida com base em macrofauna de amonoides, por Marques (1983).

A não ocorrência de espécies de dinoflagelados, consideradas importantes marcadores destas idades, condiciona a atribuição de uma idade mais precisa à sucessão aqui estudada.

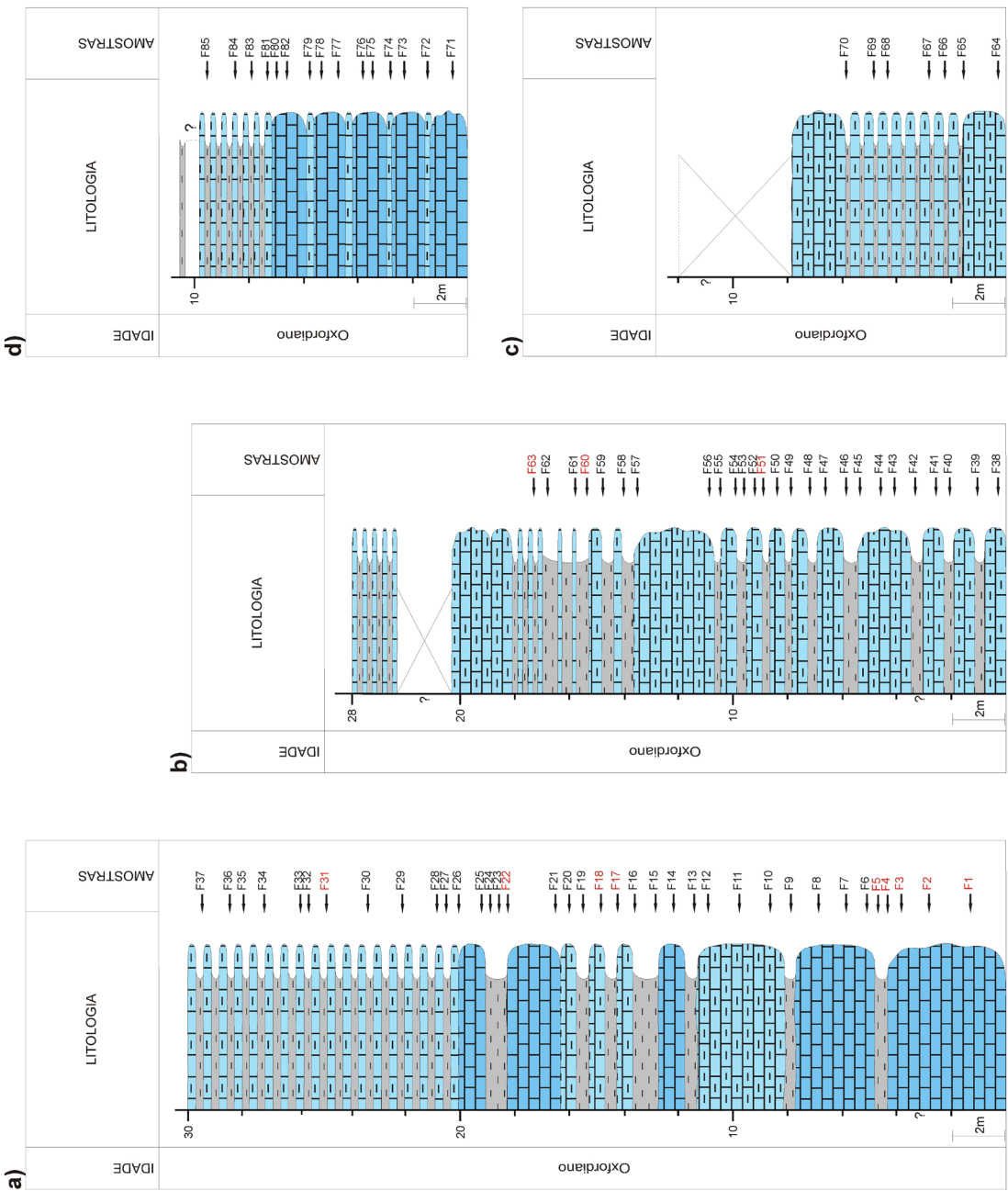


Fig. 4.17. Colunas estratigráficas do corte dos Funchais com localização das amostras estudadas. [(a) Pedreira de coordenadas 37°07'50,5"N, 7° 54'38"W; b) Pedreira de coordenadas 37°08'00,1"N, 7° 54'38"W; c) Pedreira 37°08'15,1"N, 7° 54'29,2"W; d) Pedreira 37°07'17,4"N, 7° 54'36,5"W]]. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

Tab. 4.9. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras do corte Funchais. As letras representam grupos semi-quantitativos, sendo : R = raro (0-15%); P = presente (15-50%); Ab = abundante (≥75%).

Idade	Amostras	Quistos de dinoflagelados												Acs. Pólenes			Esporos		Var.							
		<i>Ctenidodinium cornigerum</i>	<i>Ctenidodinium sellwoodii</i> grupo	<i>Ctenidodinium ornatum</i>	<i>Ctenidodinium</i> spp.	<i>Ellipsoidictyum/Valensiella</i> grupo	<i>Gonyaulacysta jurassica</i> subesp. <i>jurassica</i>	<i>Gonyaulacysta</i> spp.	<i>Korystocysta gochitii</i>	<i>Korystocysta</i> spp.	<i>Meiurogonyaulax caytonensis</i> grupo	<i>Meiurogonyaulax</i> spp.	<i>Pareodinia</i> spp.	<i>Pareodinia ceratophora</i>	quistos, indeterminados	quistos corados, indeterminados	<i>Rhynchodiniopsis</i> spp.	<i>Systematophora</i> spp.	acritarcas, indeterminados	<i>Classopollis classoides</i>	pólenes bissacados (<i>Alisporites</i>)	<i>Cyathidites</i> spp.	<i>Ischyosporites variegatus</i>	esporos, indeterminados	foraminíferos	fitoclastos
?Oxfordiano/ Kimmeridgiano	F63			R	R	R	R	R	R	R	R	R									R					P
	F60																									P
	F51		R																		R					P
	F31					R																				P
	F22					R																				P
	F18															R										R
	F17	R	R	?	R/P	R	R			R	?	R	R	R	R	R	?	R	R		R				R	P
	F5																								R	P
	F4																							R		P
	F3																				R					P
	F2																						R			P
	F1																							R		P

4.2.2.4. CERRO DA ROCHA

I. Descrição do Afloramento

O corte do Cerro da Rocha (37°8'14,25"N, 7°51'48,77"W), (Estampa 9) está localizado nas proximidades da estrada N514, a sudeste de S. Brás de Alportel (Fig. 4.12).

Compreende uma sucessão bastante completa, com cerca de 40 m de espessura, formada essencialmente por alternâncias de calcários margosos compactos e margas, pertencentes à unidade estratigráfica Calcários Margosos e Margas de Peral (Marques, 1983). Foram também observadas três construções recifais, duas de pequenas dimensões na parte inferior da sucessão e a última de grande

espessura, no topo da sucessão (Fig. 4.18).

Este afloramento foi anteriormente descrito e estudado em vários trabalhos, dos quais se destacam Marques (1983) e Marques *et al.* (1992; 1998). Marques *et al.* (1992) descreveram uma sucessão correspondente à parte inferior desta formação incluindo, para isso, os afloramentos presentes em Barracha, Vale da Burra, Rocha e Peral. Foram identificadas as Cronozonas de amonites Transversarium e Bifurcatus, do Oxfordiano médio, e Bimammatum do Oxfordiano superior.

Marques *et al.* (1998) descrevem dois cortes efetuados em Vale da Burra e Rocha. Nestes cortes foi registada a presença de duas espécies índice de amonites, *Sutneria galar* (Cronozona Planula, Subcronozona Galar) e *Sutneria platynota* (Cronozona Platynota), que marcam o limite

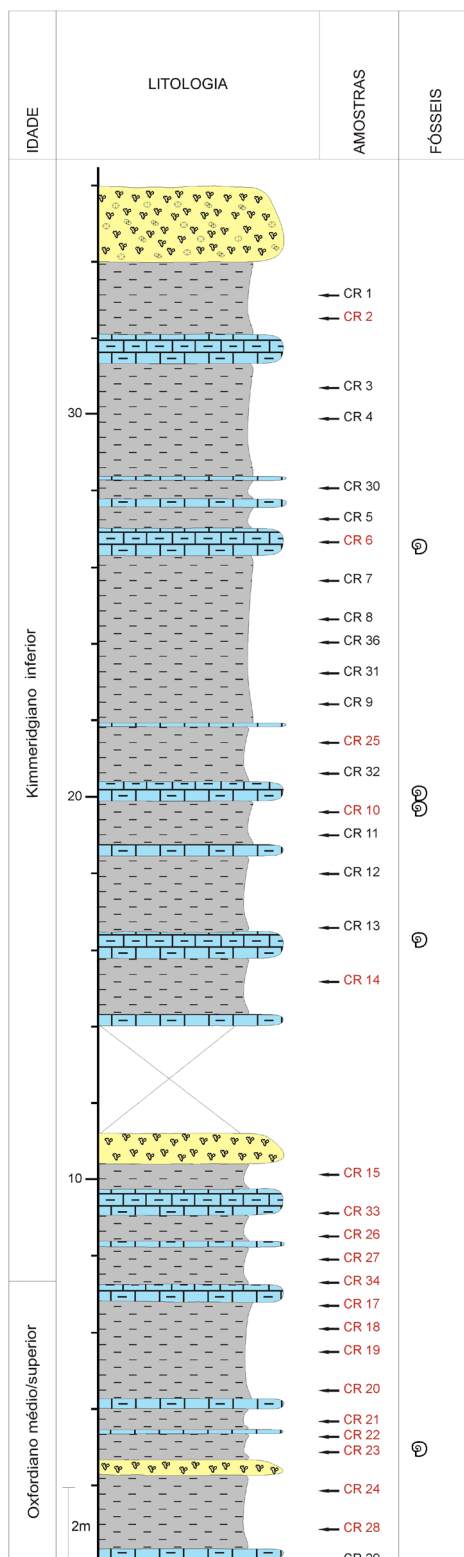


Fig. 4.18. Coluna estratigráfica do corte do cerro da Rocha com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

entre o Oxfordiano terminal e o Kimmeridgiano basal, nas províncias mediterrânica e submediterrânica do domínio tetisiano. Os morfotipos da espécie *Sutneria platynota*, permitiram ainda identificar as Subcronozonas Polygyratus, Desmoides e Guilherandense, da Cronozona Platynota. De acordo com Atrops & Marques (1986) estas espécies índice foram também recuperadas na Bacia Lusitânica permitindo, também aí, estabelecer a passagem Oxfordiano - Kimmeridgiano.

Assim, considera-se que a base do corte do Cerro da Rocha agora estudado, equivale à parte superior da sucessão descrita por Marques *et al.* (1992), sendo que a restante sucessão corresponde ao corte da Rocha, descrito por Marques *et al.* (1998). No entanto, não foi possível determinar com precisão as Cronozonas correspondentes.

II. Palinologia

Ao longo do corte do Cerro da Rocha foram recolhidas trinta e seis amostras. Nas dezanove amostras que se revelaram produtivas, para além de abundantes fitoclastos foram também observados alguns palinomorfos mal preservados. As associações de palinomorfos incluem dinoflagelados, algas prasinófitas (*Tasmanites* spp.), esporos, pólenes, acritarcas e forros internos de foraminíferos (Tab. 4.10).

Os pólenes identificados compreendem as espécies *Callialasporites dampieri*, *Callialasporites trilobatus*, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides*, *Exesipollenites* spp. e pólenes bissacados (*Alisporites*). Os esporos incluem *Cyathidites* spp., *Ischyosporites variegatus*, *Leptolepidites* spp. e alguns esporos indeterminados.

Os quistos corados são o grupo de dinoflagelados mais abundante, incluindo quistos corados indeterminados, *Systematophora* spp., *Systematophora*

Tab. 4.10. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras do corte do Cerro da Rocha. As letras representam grupos semi-quantitativos, sendo : R = raro (0-15%); P = presente (15-50%); Ab = abundante (≥75%).

Idade	Amostras	Quistos de dinoflagelados										Pras. Acs.			Pólenes				Esporos				Var.	
		<i>Ctenidodinium</i> spp.	<i>Pareodinia</i> spp.	quistos, indeterminados	quistos corados, indeterminados	<i>Systematophora</i> spp.	<i>Systematophora areolata</i>	<i>Tasmanites</i> spp.	acritarcas, indeterminados	<i>Callialasporites dampieri</i>	<i>Callialasporites trilobatus</i>	<i>Callialasporites</i> spp.	<i>Classopollis classoides</i>	<i>Exesipollenites</i> spp.	pólenes bissacados (<i>Alisporites</i>)	<i>Cyathidites</i> spp.	<i>Ischyosporites variegatus</i>	<i>Leptolepidites</i> spp.	esporos, indeterminados	foraminíferos	fitoclastos			
Kimmeridgiano inferior	CR2													R						R	Ab			
	CR6	R		R	R	R	R	R			R	R	R		R	R		R		R	Ab			
	CR25							R				R	R			R					Ab			
	CR10			R	R			R		R				R		R					P			
	CR14										R	R		R					R		Ab			
	CR15	R	R	R	R			R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R	R		Ab			
	CR33				R								R								P			
	CR26										R	R		R		R					Ab			
CR27																				Ab				
Oxfordiano médio-superior	CR34															R	R				Ab			
	CR17		?								R	R				R		R			Ab			
	CR18					R		R				R		R		R					Ab			
	CR19																				Ab			
	CR20		?	R	P			R	R		R	R	R	R	R	R		R	R		Ab			
	CR21				R	R		R		R		R	R	R	R				R		Ab			
	CR22																				Ab			
	CR23				R		R	R			R	R	R			R		R	R		Ab			
	CR24										R			R		R					Ab			
	CR28										R					R					Ab			

areolata. Para além destes, foi também registada a presença de *Ctenidodinium* spp., *Pareodinia* spp. e quistos indeterminados, em reduzidas proporções.

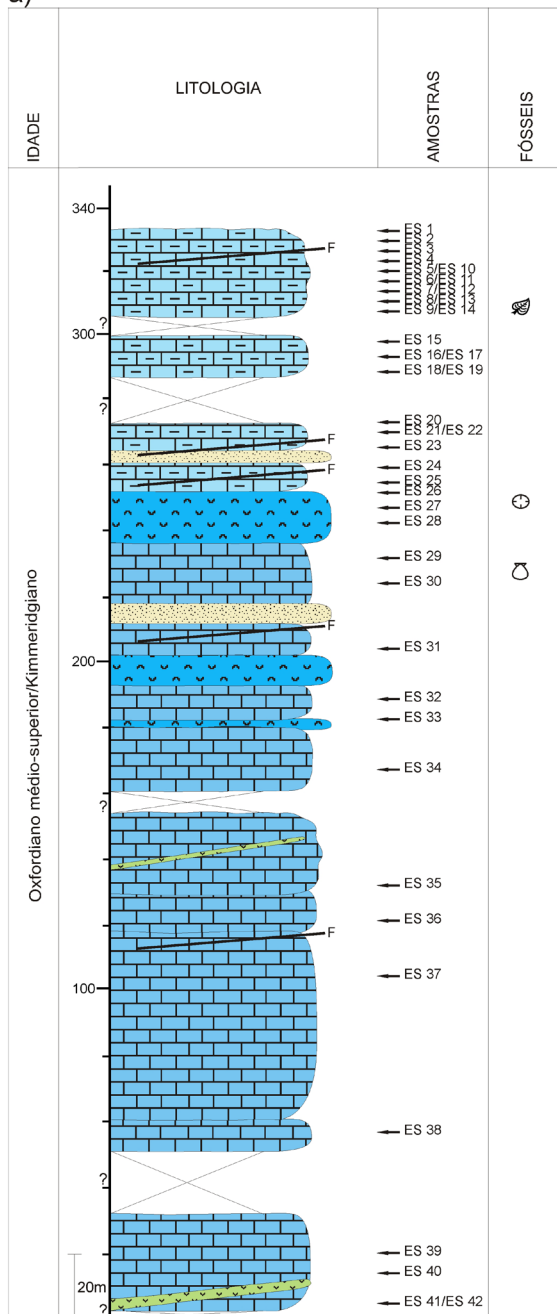
Ao contrário do que seria de esperar, uma vez que a litologia dominante nesta sucessão é a mais favorável à preservação de palinomorfos, as associações de dinoflagelados e miosporos, mostram uma diversidade muito baixa. Este facto impossibilitou a atribuição de uma idade precisa a esta sucessão.

4.2.2.5. ESTOI - S. MIGUEL

I. Descrição do Afloramento

A oeste do Cerro de S. Miguel, ao longo da estrada EM1312 (37°05'52,7"N, 7°50'5,0"W) é possível observar um afloramento ao longo de aproximadamente 400 m, que inclui a formação Calcários e Margas do Peral (Oxfordiano - Kimmeridgiano). Por comodidade de ordem prática, foram feitos dois cortes, a) e b), que se incluem na mesma designação de corte Estoi - S. Miguel (Fig. 4.19).

a)



b)

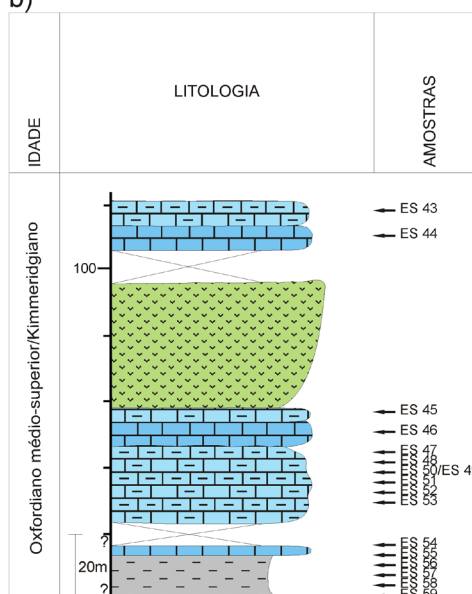


Fig. 4.19. Colunas estratigráficas do corte dos Estoi - S. Miguel com localização das amostras estudadas. [(a) Corte com início nas coordenadas 37°05'52,7"N, 7°50'5,0"W; b) Corte de coordenadas 37°06'23,8"N, 7°50'52,3"W].

Este corte consiste, essencialmente, numa sucessão de calcários micríticos, e calcários margosos. Na base, é possível observar um nível margoso a que se segue imtercalações de calcário micrítico e calcário margoso. Segue-se uma intrusão vulcânica com cerca de 30 m de espessura.

A última metade do corte é constituída por calcários micríticos compactos, um pouco margosos, cinzento escuros, que passam a calcários bioclásticos e calcários margosos para o topo. Nestes níveis foram observados alguns bivalves, corais e restos de plantas. O contacto entre as diferentes camadas é feito, em algumas situações, por falhas normais.

II. Palinologia

Das cinquenta e nove amostras recolhidas no corte de Estoi - S. Miguel, quase todas apresentaram abundantes fitoclastos, sendo que em apenas três foram observados raros palinómorfs.

Nos resíduos orgânicos das amostras ES19, ES21 e ES22, registou-se a presença de raros pólenes (pólenes bissacados, *Callialasporites* spp. e *Classopolis classoides*), prasinófitas (*Tasmanites* spp.) e esporos (*Ischyosporites variegatus*).

Não foram observados dinoflagelados nestas amostras, o que impossibilita o estabelecimento de uma idade para este corte com base nestes palinómorfs.

4.2.2.6. SECIL - PICOTA

I. Descrição do Afloramento

O corte Secil - Picota (Estampa 10), de coordenadas 37°9'7,35"N, 8°6'57,46"W, localiza-se nas pedreiras da Secil, junto à estrada EN270, próximo

da localidade de Picota (Boliquireime), concelho de Loulé. A exploração de margas e calcários para a indústria cimenteira, que tem vindo a ser levada a cabo nos últimos anos pela Secil, permitiu a criação de boas condições de afloramento da unidade dos Calcários de Escarpão, de idade Kimmeridgiano - Titoniano (e.g., Ramalho, 1985; Oliveira, 1992).

Este afloramento é constituído por níveis alternantes de calcário micrítico, cinzento claro, calcário margoso cinzento-escuro e margas escuras, compactas a laminadas, expostos em camadas sub-horizontais (Fig. 4.20). Observaram-se alguns fragmentos de fósseis de gastrópodes e bivalves ao longo da sucessão.

II. Palinologia

Do corte Secil - Picota foram estudadas vinte e quatro amostras, recolhidas preferencialmente dos níveis de calcários margosos e margas. Destas, 13 permitiram recuperar palinómorfs bem preservados. Todavia, os resíduos orgânicos são dominados por fitoclastos e foros internos de foraminíferos, tendo-se também observado pólenes, esporos e dinoflagelados em proporções consideráveis. Apenas nas amostras SP12 e SP1 foi registada a presença de raros acritarcas indeterminados e algas prasinófitas assinaladas ao género *Tasmanites* (Tab. 4.11).

Os miosporos recuperados incluem principalmente *Callialasporites dampieri*, *Callialasporites* spp., *Classopolis classoides*, *Perinepollenites elatoides*, pólenes bissacados (*Alisporites*), *Cyathidites* spp., *Ischyosporites variegatus* e *Leptolepites* spp.

A associação de dinoflagelados compreende, quistos corados indeterminados e as espécies *Ctenidodinium* spp., *Cribroperidinium globatum*, *Ellipsoidictyum/Valensiella* grupo, *Gonyaulacysta* spp., *Hystrichosphaerina orbifera*, *Korystocysta* spp.,

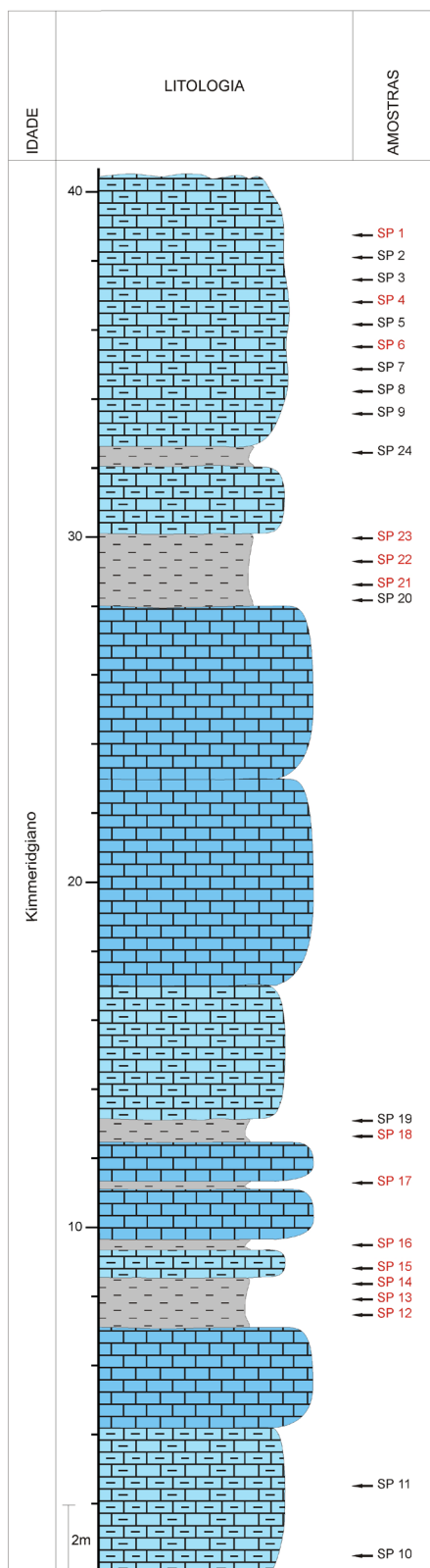


Fig. 4.20. Coluna estratigráfica do corte Secil - Picota com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

Tab. 4.11. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras do corte Secil - Picota. As letras representam grupos semi-quantitativos, sendo : R = raro (0-15%); P = presente (15-50%); C = comum (50-75%); Ab = abundante (≥75%).

Idade	Quistos de dinoflagelados										Pras. Acs.		Pólenes			Esporos			Var.																
	Amostras	Batiacasphaera spp.	Ctenododinium spp.	Cribroperidinium globatum	Ellipsodictyum/Valensielia grupo	Gonyaulacysta spp.	Hystriochsphaerina orbifera	Korystocysta spp.	Meiourongonyaulax spp.	Occisucysta balla	Pareodinia ceratophora	quistos, indeterminados	quistos corados, indeterminados	Rhynchodiniopsis spp.	Sentusidinium spp.	Systematophora areolata	Systematophora spp.	Tubotubarella spp.		Tasmanites spp.	acritarcas, indeterminados	Callialasporites dampieri	Callialasporites trilobatus	Callialasporites spp.	Classopollis classoides	Perinepollenites elatoides	pólenes bissacados (Allisporites)	Cyathidites spp.	Coronatispora valdensis	Ischyosporites variegatus	Leptolepites spp.	foraminíferos	fitoclastos		
Kimmeridgiano	SP1	R		Ab	R				R		R/P	R	R	R	R	R	R	R		R		R								R	P	Ab	P		
	SP4			Ab	R						R/P	R	R	R	R	R			?			R								R	P	Ab	P		
	SP6			Ab	R						Ab	R	R	R	R	R						R								R	P	Ab	P		
	SP23											R	R	R	R	R														R	C	Ab	P		
	SP22											R				R														R	Ab	Ab	Ab	Ab	
	SP21															R														R	Ab	C	P		
	SP18						?					R				R														R	Ab	C	P		
	SP17															R														R	Ab	Ab	Ab	Ab	
	SP16							?								R														R	Ab	Ab	Ab	Ab	
	SP15							?							?															R	Ab	Ab	P	Ab	
	SP14															R																P	Ab	Ab	Ab
	SP13															R																Ab	Ab	Ab	Ab
	SP12															R																C	Ab	Ab	Ab

Meiourogonaulax spp., *Occisucysta balia*, *Pareodinia ceratophora*, *Rhynchodiniopsis* spp., *Sentusidinium* spp., *Systematophora areolata*, *Systematophora* spp. Esta associação é consistente com a idade Kimmeridgiano.

4.2.3. AFLORAMENTO MESOZOICO DA CARRAPATEIRA

4.2.3.1. BAÍA DAS TRÊS ANGRAS

I. Descrição do Afloramento

O Afloramento Mesozoico da Carrapateira (Estampa 11; Fig. 4.21), localiza-se a 20 km a norte da Bacia Algarvia, a oeste da Vila da Carrapateira,

concelho de Vila do Bispo. Este compreende várias unidades litostratigráficas cujas idades estão compreendidas entre o Triásico Superior e o Kimmeridgiano inferior (Ramalho & Ribeiro, 1985).

A base desta sucessão é constituída por depósitos vermelhos de origem fluvial (Arenitos de Silves), passando a topo para argilitos vermelhos a esverdeados e dolomitos primários (Complexo Margo-Carbonatado de Silves), do Triásico Superior - Hetangiano (Ribeiro *et al.*, 1987). As unidades seguintes, com algumas dezenas de metros de espessura, encontram-se intensamente dolomitizadas, tendo sido atribuídas ao Jurássico Inferior a Médio/Superior (Ramalho & Ribeiro, 1985).

A parte superior do Afloramento Mesozoico da Carrapateira é observável na Baía das Três Angras

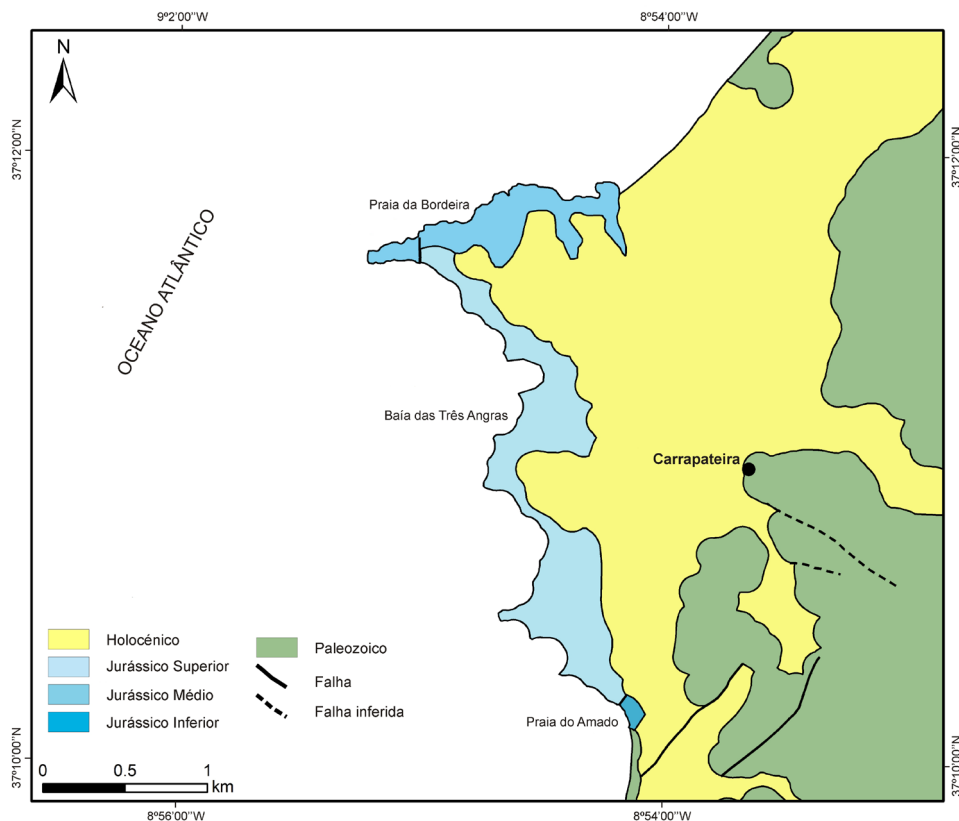


Fig. 4.21. Mapa Geológico simplificado do Afloramento Mesozoico da Carrapateira (adaptado da Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Folha 48-D; Ribeiro, 1985).

(37°11'16,68"N, 8°54'35,13"W) entre a praia da Bordeira e a praia do Amado, com uma espessura de aproximadamente 50 m (Fig. 4.22). 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 macrofósseis, incluindo, corais em posição de vida (Ribeiro *et al.*, 1987). Esta secção foi atribuída ao Kimmeridgiano inferior com base em corais (Choffat, 1887; Geyer, 1956; Rosendhal, 1985) e foraminíferos (Ramalho & Ribeiro, 1985; Ribeiro *et al.*, 1987). A sucessão termina com o topo da arriba e encontra-se coberta por depósitos dunares holocénicos.

II. Palinologia

A parte inferior da sucessão da Baía das Três Angras, formada por aproximadamente 150 m de calcários intensamente dolomitizados, não foi amostrada porque estas rochas são normalmente desprovidos de palinórmorfos. Apenas foram recolhidas amostras nos últimos 50 m da sucessão, formada essencialmente por intercalações de calcários e margas.

Assim, na sucessão da Baía das Três Angras foram analisadas trinta e oito amostras de margas e calcários margosos, sendo que sete destas (C1 a C7) foram recolhidas de um nível margoso bastante proeminente, localizado entre os 18 e 36 m acima da base da sucessão.

Nos resíduos orgânicos obtidos predominam os fitoclastos. Palinórmorfos moderadamente bem preservados também estão presentes. Os pólenes e esporos mais abundantes do que o microplâncton marinho (Tab. 4.12).

Regra geral, os palinórmorfos, principalmente os dinoflagelados, surgem com bastante pirite no seu

interior.

As associações de miosporos recuperadas são de baixa diversidade e incluem as espécies *Alisporites* spp. (pólenes bissacados), *Aequitriradites* spp., *Callialasporites dampieri*, *Callialasporites trilobatus*, *Callialasporites turbatus*, *Classopollis classoides*, *Cyathidites* spp., *Leptolepidites* spp., *Ischyosporites variegatus* e *Perinopollenites elatoides*.

As espécies mais abundantes de dinoflagelados são *Batiacasphaera* spp., o grupo *Cribroperidinium globatum*, *Ctenidodinium* spp., o grupo *Ellipsoidictyum/Valensiella*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica*, quistos corados indeterminados, *Mendicodinium groenlandicum*, *Sentusidinium* spp., *Systematophora areolata*, *Systematophora* spp. e *Tubotuberella dangeardii*. Outros taxa também presentes incluem *Amphorula* spp., *Corculodinium inaffectum*, *Histiophora ornata*, *Hystrichosphaerina orbifera*, *Korystocysta gochtii*, *Occisucysta balios*, *Pareodinia ceratophora*, *Rhynchodiniopsis* spp., *Scriniodinium inritibile*, *Systematophora penicillata* e *Valensiella ovulum* (Tab. 4.13).

A associação de dinoflagelados recuperada nas amostras estudadas é consistente com a idade Kimmeridgiano inferior por comparação com outros registos no Noroeste da Europa. A presença das espécies *Corculodinium inaffectum* (amostra C29), *Gochteodinia* spp. (amostra C35) e *Occisucysta balios* (amostra C29), é indicativa do intervalo Kimmeridgiano (Nøhr-Hansen, 1986; Riding, 1987; Riding & Thomas, 1988; Barron, 1989; Riding *et al.*, 1999). Por outro lado, verificou-se também a ocorrência de espécies características do Kimmeridgiano como *Cribroperidinium globatum*, *Hystrichosphaerina orbifera*, *Scriniodinium inritibile* e *Systematophora penicillata* (Riding & Thomas, 1988).

A ocorrência mais ou menos consistente de *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica* e

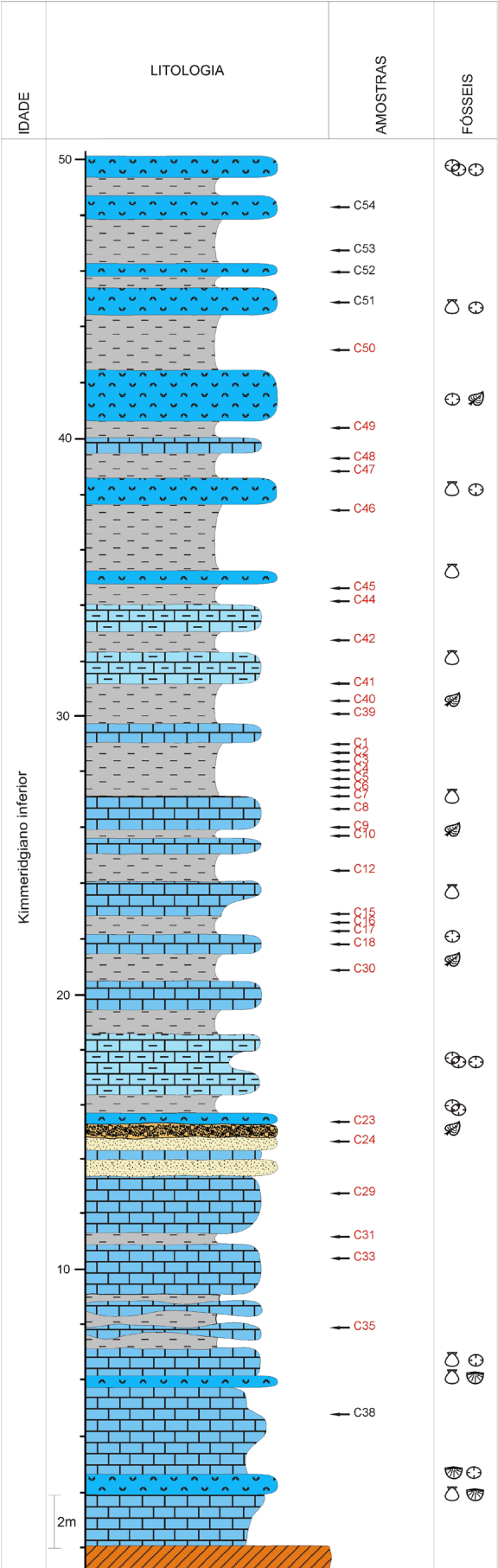


Fig. 4.22. Coluna estratigráfica da sucessão da Baía das Três Angra e com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

[illegible]

Tubotuberella dangeardii, ao longo de toda a sucessão, sugere que esta não pode ser mais recente do que o Kimmeridgiano inferior. Uma vez que estas têm como topo máximo de ocorrência o Kimmeridgiano inferior (Lam & Porter, 1977; Riding, 1987; Riding & Thomas, 1988; Barron, 1989; Jan du Chêne *et al.*, 1985). *Tubotuberella dangeardii* é principalmente típica do Kimmeridgiano basal (Cronozonas Baylei e Cymodoce) (Riding & Thomas, 1988).

É de salientar, ainda, a presença de *Amphorula* spp. (amostra C35), *Histiophora* spp. (amostras C49 e C50) e *Histiophora ornata* (amostra C35). Os géneros *Amphorula* e *Histiophora* são ambos característicos do Kimmeridgiano e Titoniano do domínio tetisiano. O intervalo de ocorrência de *Amphorula* está compreendido entre o Oxfordiano terminal e o Berriasiano (Monteil, 1990). A espécie *Amphorula dodekovae* apesar de ter vindo a ser registada em sedimentos de idade Oxfordiano superior - Titoniano médio, na Europa e no Atlântico Norte (Zotto *et al.*, 1987; Brenner, 1988; Dodekova, 1992; Feist-Burkhardt & Wille, 1992), é normalmente característica do Kimmeridgiano.

No Sul da Alemanha, Dürr (1987; 1988) referiu a ocorrência de *Histiophora ornata* no Kimmeridgiano inferior, Cronozona Mutabilis. Dodekova (1992) mencionou que a presença desta espécie na Bulgária, pode ser verificada no intervalo Kimmeridgiano médio-Titoniano inferior. Assim, a presença de *Histiophora ornata* na amostra C35 é indicativa do Kimmeridgiano inferior, por comparação com os trabalhos conhecidos na Alemanha.

Em suma, a idade Kimmeridgiano inferior, atribuída com base em corais e foraminíferos, é confirmada pelas espécies de dinoflagelados anteriormente descritas, sobretudo pela ocorrência de *Histiophora ornata*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica* e *Tubotuberella dangeardii*. No entanto, é

possível que estejam presentes algumas espécies remobilizadas do Caloviano - Oxfordiano, como por exemplo, *Korystocysta* spp. (Riding, 2005).

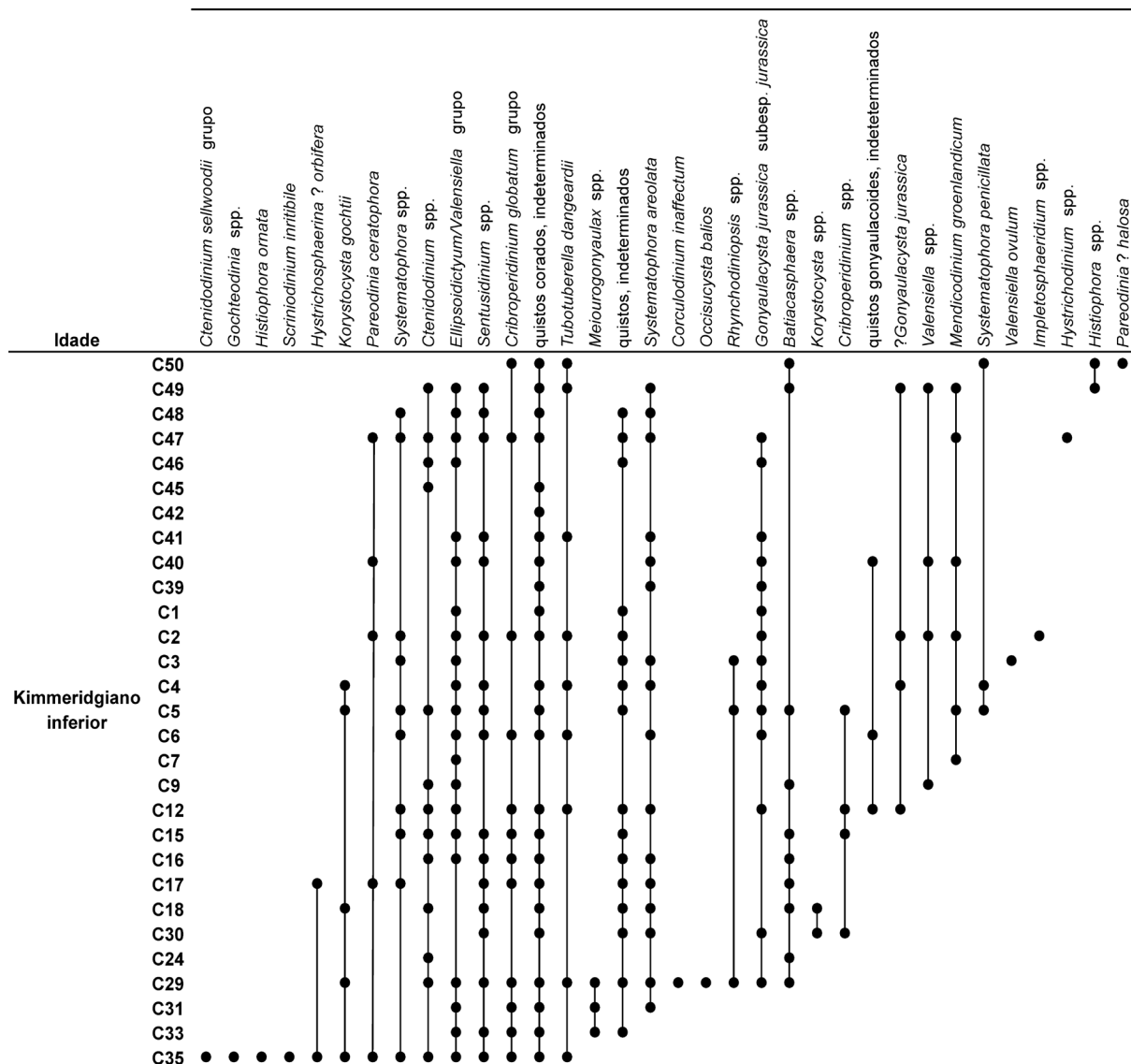
Os autores Mohr & Schmidt (1988) referiram a existência de associações de dinoflagelados mal preservadas, no Oxfordiano superior - Kimmeridgiano inferior, da Bacia Lusitânica. Estas apresentavam-se dominadas por quistos de arqueópilo apical, proximados a próximo-corados, de que são exemplo os géneros *Cassiculosphaeridia*, *Eschari-sphaeridia* e *Sentusidinium*.

No Norte da Europa, as associações de dinoflagelados do Kimmeridgiano, são normalmente mais diversas do que as aqui descritas (*e.g.*, Ioannides *et al.*, 1976; Dürr, 1988; Riding & Thomas, 1988). Van Erve *et al.* (1988) descreveram no sudeste de Espanha, palinofloras do Kimmeridgiano inferior de maior diversidade.

Algumas espécies típicas do Kimmeridgiano inferior como *Endoscrinium luridum*, *Glossodinium dimorphum* e *Stephanelytron redcliffense*, não foram observadas nas amostras estudadas desta sucessão.

A natureza parcialmente restrita deste possível prolongamento para norte da Bacia Algarvia durante o Kimmeridgiano inferior, parece ter impedido a livre circulação e consequente mistura dos dinoflagelados provenientes de outros domínios paleogeográficos. Formas típicas do domínio Boreal, como *Gonyaulacysta dualis*, *Paragonyaulacysta capillosa* e *Pyxidinosia laminata*, cuja distribuição no Norte da Europa estão bem controladas (Davies, 1983), não estão presentes no afloramento da Baía das Três Angra.

Tab. 4.13. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da sucessão da Baía das Três Angras.



Na fig. 4.23 ilustra-se a variação dos principais grupos de dinoflagelados, ao longo da sucessão. Em termos gerais, verifica-se uma diminuição das proporções relativas dos diferentes grupos para o topo da sucessão. No intervalo compreendido entre as amostras C1 e C7, ocorre uma oscilação acentuada dos valores percentuais de todos os grupos representados. Os quistos com arqueópilo epi-

tractal atingem o valor máximo na amostra C24, enquanto que a menor percentagem de quistos com arqueópilo apical ocorre na base da sucessão, na amostra C29. Os espécimes do grupo Pareodinia spp. correspondem sempre menos de 1% dos dinoflagelados presentes nas amostras.

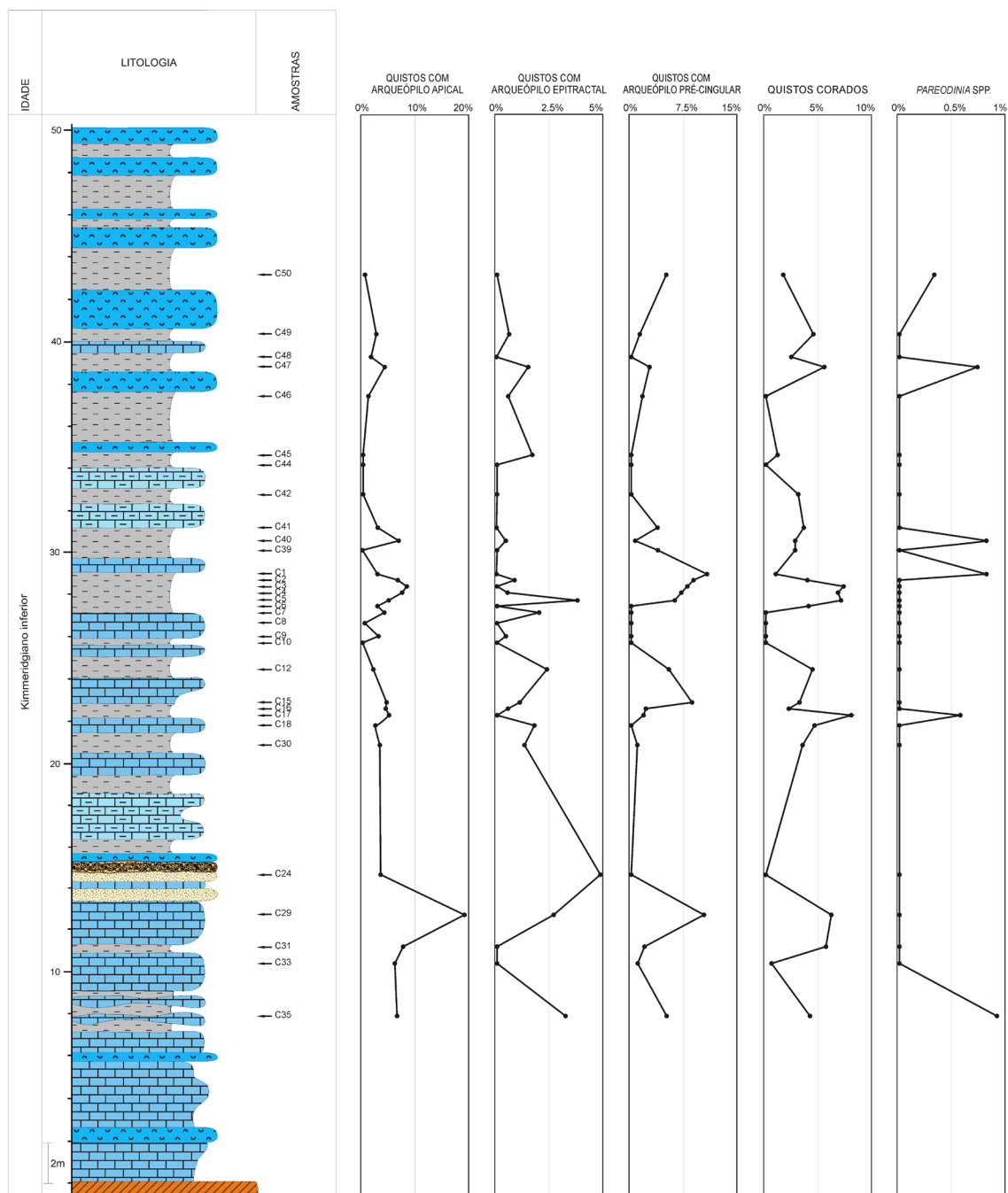


Fig. 4.23. Coluna estratigráfica do corte da Baía da Três Angra e gráficos com as proporções relativas dos cinco principais grupos de dinoflagelados, expressos em percentagem relativa da associação total de palinóforos.

4.2.4. SONDAGENS (OFFSHORE DA BACIA ALGARVIA)

As sondagens Ruivo-1 e Corvina foram realizadas na plataforma continental do Algarve (Figs. 4.1 e 4.24), na década de setenta. Estas sondagens tiveram como objetivo principal a prospeção de hidrocarbonetos na parte imersa da Bacia Algarvia. O enquadramento geológico destas sondagens encontra-se descrita nos relatórios elaborados pelas empresas responsáveis pela execução das sondagens e foi apresentado sumariamente no anterior Capítulo 2.

As litologias amostradas nestas sondagens foram argilitos, margas e calcários margosos. Na tab. 4.14 estão indicadas as referências das amostras assim como a respetiva profundidade, em metros.

Tab. 4.14. Listagem das amostras recolhidas nas sondagens Ruivo-1 e Corvina e respetiva profundidade (em metros).

Ruivo-1		Corvina	
Amostras	Profundidade	Amostras	Profundidade
R1	269	Co1	344
R2	834	Co2	399
R3	854	Co3	527
R4	1074	Co4	581
R5	1714	Co5	1806
R6	1724	Co6	1836
R7	1729	Co7	1896
R8	1734	Co8	1946
R9	1773	Co9	2006
R10	1884	Co10	2046
R11	1909	Co11	2121
R12	1934	Co12	2241
R13	1959	Co13	2306
R14	2004	Co14	2366
R15	2079	Co15	2421
		Co16	2891

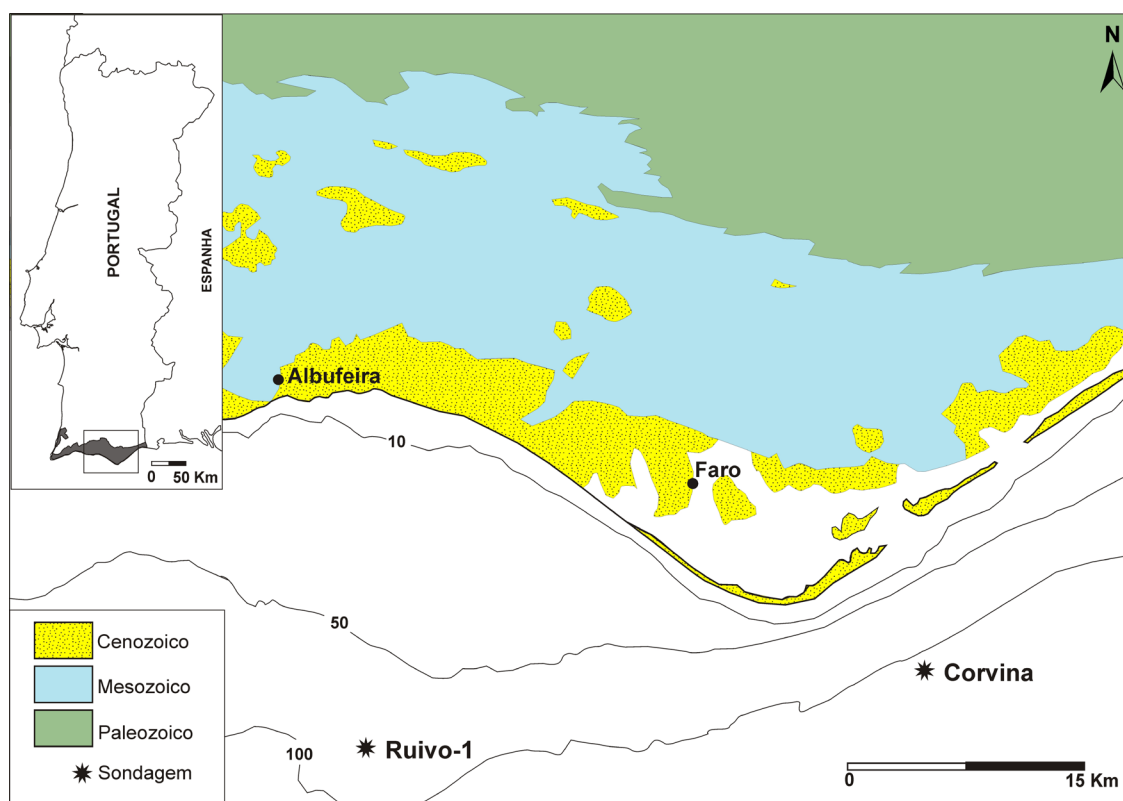


Fig. 4.24. Mapa geológico simplificado do sector Oriental da Bacia Algarvia e localização das sondagens Ruivo-1 e Corvina (adaptado de Oliveira, 1987-88).

Há grandes intervalos nas duas sondagens onde não foram recolhidas amostras, devido à falta de litologias adequadas para os estudos propostos (calcários cristalinos), ou devido à inexistência de material disponível para amostragem e recolha.

4.2.4.1. RUIVO-1

I. Descrição da sondagem

A sondagem Ruivo-1 (Fig. 4.25), a sul de Faro, foi realizada pela companhia petrolífera *Chevron Oil Company Portugal* e atravessou cerca de 2130 m de sedimentos do Mesozoico e Cenozoico. Os sedimentos mesozoicos apresentam uma espessura total de 1258 m, estando representados na base do poço por depósitos evaporíticos com cerca 225 m de espessura. Estes depósitos foram datados do Triásico Superior - Jurássico Inferior (Hetangiano), por afinidade litológica, com as unidades encontradas na parte emersa da bacia. A estes, sucedem-se calcários micríticos por vezes com intercalações de calcários margosos e margas com uma espessura de 823 m, que se encontram datados de Jurássico Médio (Caloviano).

As rochas mesozoicas terminam com uma sucessão com cerca de 210 m de espessura, constituída por calcários, arenitos finos e argilitos datados, com reservas por falta de espécies fósseis diagnósticas, do Cretácico Superior (Turoniano). Os 873 m de espessura do topo do poço correspondem a sedimentos do Cenozoico, representados na base por calcários bioclásticos do Oligocénico com uma espessura de 217 m, sobrepostos por uma sucessão clástica com 655 m de espessura, constituída por arenitos com raras intercalações de argilitos silteosos que se encontram datados do Miocénico. As idades dos sedimentos foram estabelecidas, prin-

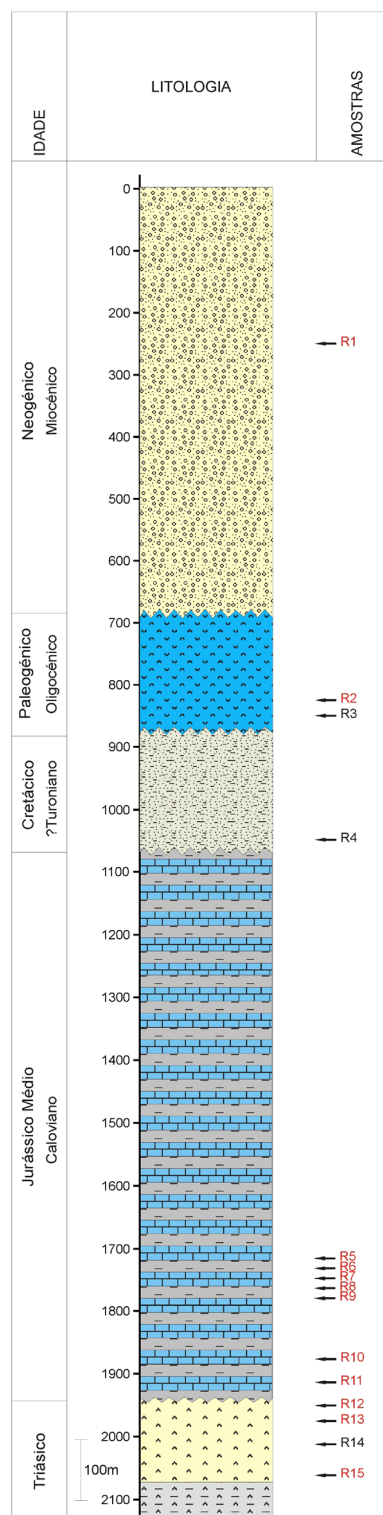


Fig. 4.25. Coluna estratigráfica da sondagem Ruivo-1 (adaptado de Roque & Terinha in Terrinha *et al.*, 2006) com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

cialmente, com base na presença de nanofósseis calcários e foraminíferos (Chevron, 1975).

Esta sondagem revelou a presença de três hiatos significativos, neste sector da Bacia Algarvia. Entre o ?Triásico Superior - Hetangiano e o Caloviano, entre o Caloviano e o Cretácico Superior, e entre o Cretácico e o Oligocénico. No entanto, estes hiatos não são observados na região emersa da Bacia, uma vez que os sedimentos do Jurássico Inferior, Jurássico Superior e Cretácico Inferior têm aí grande expressão.

II. Palinologia

Foram recolhidas 15 amostras ao longo da sucessão estratigráfica da sondagem Ruivo-1. Os resultados do estudo palinológico estão ilustrados nas tabs. 4.15 e 4.16.

As amostras R1 e R2, pertencentes ao Miocénico e Oligocénico respetivamente, produziram associações palinológicas de baixa diversidade, dominadas por dinoflagelados. Das espécies recuperadas destacam-se *Cleistosphaeridium* spp., *Hystrichokolpoma rigaudiae*, *Hystrichokolpoma cinctum*, *Hystrichokolpoma* spp., *Hystrichosphaeropsis obscura* e *Spiniferites* spp., estando também presentes quistos indeterminados. Esta associação, à semelhança da informação fornecida pelos nanofósseis calcários e foraminíferos encontrados nesta parte da sondagem (Chevron, 1975), não permite aferir com rigor a idade destes níveis.

Nos resíduos orgânicos obtidos das 7 amostras (R5, R6, R7, R8, R9, R10 e R11), recolhidas entre os 1714 e os 1909 m, predominam os fitoclastos e dinoflagelados, tendo-se ainda verificado a presença de alguns pólenes, algas prasinófitas (*Tasmanites* spp.) e forros internos de foraminíferos, moderadamente bem preservados.

Os pólenes identificados incluem, entre outros, pólenes bissacados (*Alisporites*), *Callialasporites dampieri*, *Classopollis classoides* e *Perinopollenites elatoides*.

Nestas amostras as espécies mais abundantes de dinoflagelados são *Ctenidodinium* spp., grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Compositosphaeridium polonicum*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Impletosphaeridium* spp., *Korystocysta gochtii*, *Leptodinium* spp., grupo *Meiourogonyalax caytonensis*, *Meiourogonyalax* spp., *Pareodinia ceratophora*, quistos indeterminados, quistos corados indeterminados, *Sentusidinium* spp., *Systematophora areolata*, *Systematophora* spp. e *Tubotuberella dangeardii*. Embora em menores proporções, foi também registada a ocorrência de *Adnatosphaeridium* spp., *Batiacasphaera* spp., *Epiplosphaera gochtii*, *Ellipsoidictyum/Valensilla* grupo, *Glossodinium* spp., *Gonyaulacysta eisenackii*, *Hystrichosphaerina orbifera*, *Nannoceratopsis deflandrei* subespécie *deflandrei* e *Systematophora penicillata*. Esta associação é indicadora da idade Caloviano médio a superior (Riding, 2005; Riding & Thomas, 1992), para o intervalo compreendido entre os 1700 e os 1900 metros de profundidade.

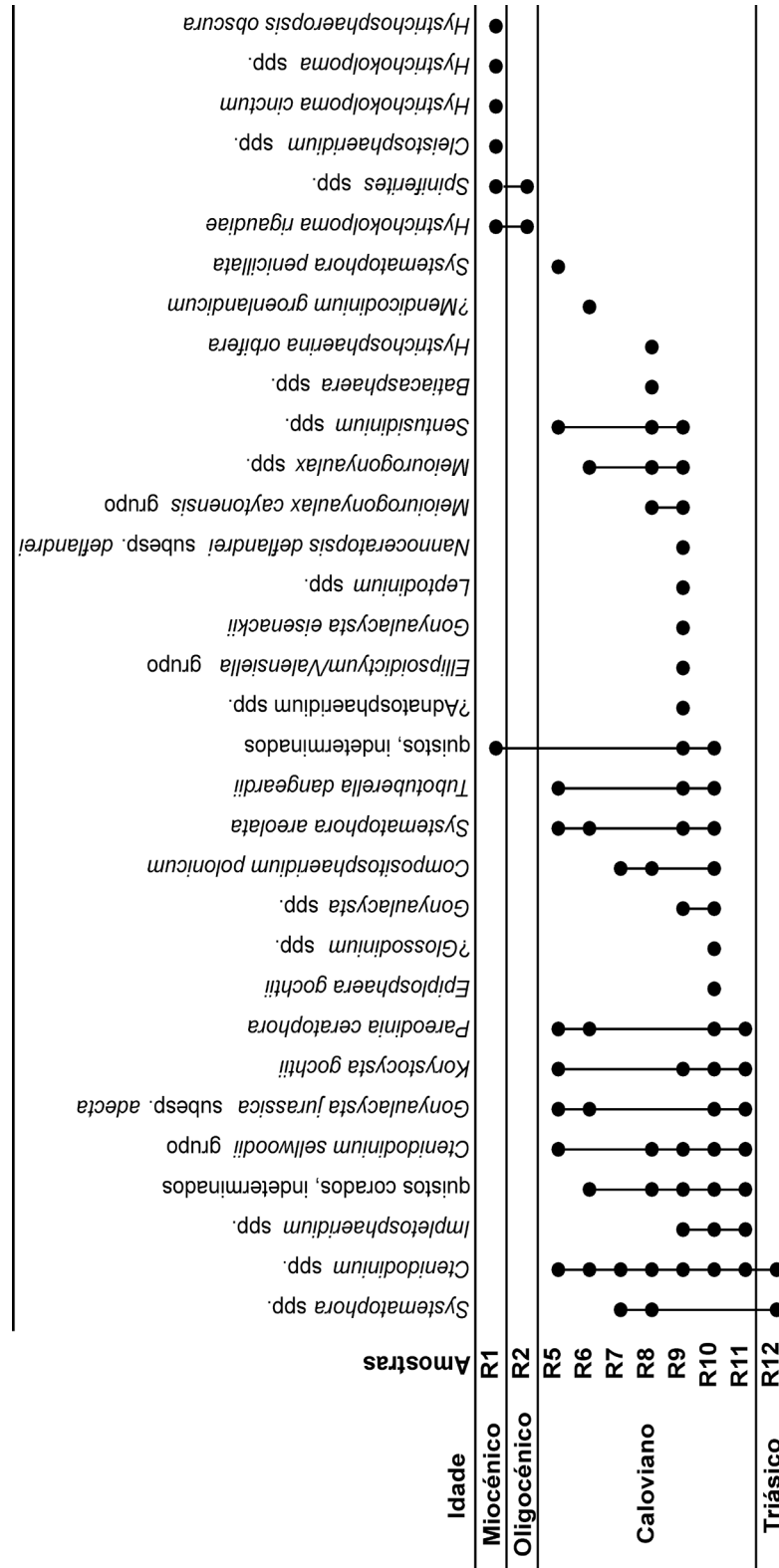
Na amostra R9, foi identificada a *Nannoceratopsis deflandrei* subespécie *deflandrei*, considerada uma espécie remobilizada, uma vez que o intervalo de ocorrência desta se situa no intervalo Pliensbaquiano superior - Bajociano inferior, sendo mais frequente a sua presença no Toarciano-Aaleniano. Este dado importante, sugere exposição e erosão de rochas do Jurássico Inferior, em determinadas partes da bacia, durante o Caloviano.

As quatro amostras estudadas correspondentes aos níveis previamente datados do Triásico Superior - Jurássico Inferior, entre os 1934 e os 2079

Tab. 4.15. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras da sondagem Ruivo-1. As letras representam grupos semi-quantitativos, sendo : R = raro (0-15%); P = presente (>15%).

Quistos de dinoflagelados		Pras.	Pólenes	Var.
Idade	Amostras			
Miocénico	R1			
	R2			
Oligocénico	R5			
	R6			
	R7			
	R8			
	R9			
	R10			
	R11			
	R12			
	R13			
	R14			
	R15			

Tab. 4.16. Distribuição estratigráfica dos quistos de dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da sondagem Ruivo-1.



m, revelaram-se pobres em palinomorfos, tendo-se registado apenas a presença de alguns pólenes sem espécies diagnósticas de idade, como por exemplo, *Classopolis classoides* e pólenes bissacados (*Alisporites*).

4.2.4.2. CORVINA

I. Descrição da sondagem

A sondagem Corvina intercetou uma sucessão de aproximadamente 2900 metros de espessura, constituída por sedimentos de idade compreendida entre o Neogénico e o Jurássico.

Na fig. 4.26 está representada a coluna estratigráfica da sondagem Corvina. Os primeiros 1100 m da sondagem correspondem a intercalações de siltitos e margas, atribuídos ao Miocénico, que passam a calcários, dolomitos e arenitos intercalados, de idade Oligocénico(?). Verifica-se a presença de um grande hiato entre o Jurássico Superior e o Neogénico. Os restantes 1800 m, compreendem essencialmente calcários intercalados com margas, com pontuais níveis de calcários oolíticos, arenitos e dolomitos. As idades inicialmente atribuídas a estes sedimentos, tiveram como base nanofósseis calcários e foraminíferos, tendo sido estabelecidos os limites Cretácico Inferior, Jurássico Superior e pré-Oxfordiano (Roque & Terrinha *in* Terrinha *et al.*, 2006). No entanto, os novos dados palinológicos agora obtidos (ver secção de palinologia da sondagem Corvina abaixo descrita), permitiram datar o intervalo compreendido entre os 1800 e 2420 m, do Oxfordiano inferior a médio. Os últimos 200 m da sondagem são considerados de idade pré-Oxfordiano, como consta no relatório detalhado original da companhia petrolífera Chevron (Chevron, 1975).

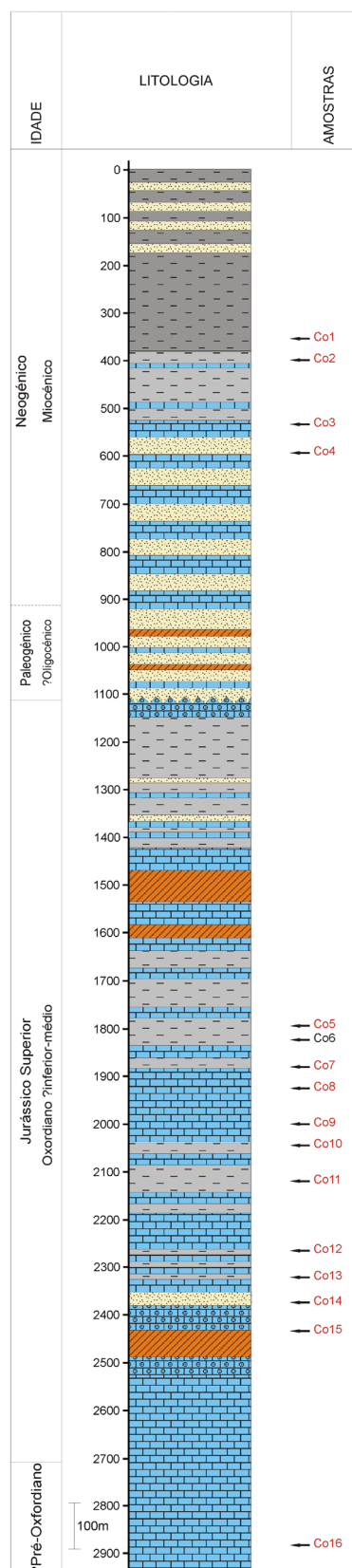


Fig. 4.26. Coluna estratigráfica da sondagem Corvina (adaptado de Roque & Terrinha *in* Terrinha *et al.*, 2006) com localização das amostras estudadas. Assinalam-se a vermelho as amostras produtivas para palinologia.

II. Palinologia

As dezasseis amostras (Tab. 3.1) recolhidas entre os 344 e os 2891 m de profundidade, revelaram-se muito ricas em matéria orgânica. Apesar dos dinoflagelados serem os palinomorfos mais abundantes, também se registou a presença de pólenes, algas prasinófitas, forros internos de foraminíferos e acritarcas (acritarcas indeterminados e *Microhystridium* spp.)

Os pólenes observados ao longo da sucessão incluem pólenes bissacados (*Alisporites*), *Callialasporites dampieri*, *Callialasporites turbatus*, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides* e *Perinopollenites elatoides* (Tab. 4.17).

Nas amostras Co1, Co2, Co3 e Co4, os dinoflagelados identificados incluem *Hystrichokolpoma rigaudiae*, *Hystrichosphaeropsis obscura*, *Hystrichosphaeropsis* spp., *Impagidinium patulum*, *Operculodinium* spp. e *Spiniferites* spp. e confirmam a idade Miocénico previamente atribuída com base noutros grupos fósseis (Chevron, 1975).

Os dinoflagelados presentes nas 12 amostras pertencentes ao intervalo entre os 1806 e os 2891 m de profundidade, compreendem, entre outros, *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Batiacasphaera* spp., *Compositosphaeridium polonicum*, *Ctenidodinium ornatum*, o grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium* spp., *Epipliosphaera gochtii*, *Endoscrinium acroferum*, *Endoscrinium luridum*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica*, *Hystrichosphaerina orbifera*, *Korystocysta gochtii*, *Korystocysta pachyderma*, grupo *Meiourogoniaulax caytonensis*, *Meiourogoniaulax* spp., *Pareodinia ceratophora*, *Rigaudella aemula*, *Rigaudella filamentosa*, *Sentusidinium* spp., *Stephanelytron redcliffense*, *Surculosphaeridium vestitum*, *Systematophora areolata*, *Systematophora* spp., *Tubotuberella dangeardii* e *Wanaea acollaris* (Tab. 4.18).

Formas como *Endoscrinium luridum*, *Hystrichosphaerina orbifera*, *Systematophora* spp. e *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica* são típicas do Oxfordiano. As espécies de quistos corados *Compositosphaeridium polonicum* e *Rigaudella aemula*, são bons marcadores do intervalo Caloviano médio - Oxfordiano médio, sendo esta última mais comum a partir do Caloviano superior, extinguindo-se no Oxfordiano médio. *Ctenidodinium ornatum* é uma espécie típica do Caloviano superior a Oxfordiano médio. A espécie *Wanaea acollaris* tem como idade de última ocorrência a transição Caloviano - Oxfordiano inferior.

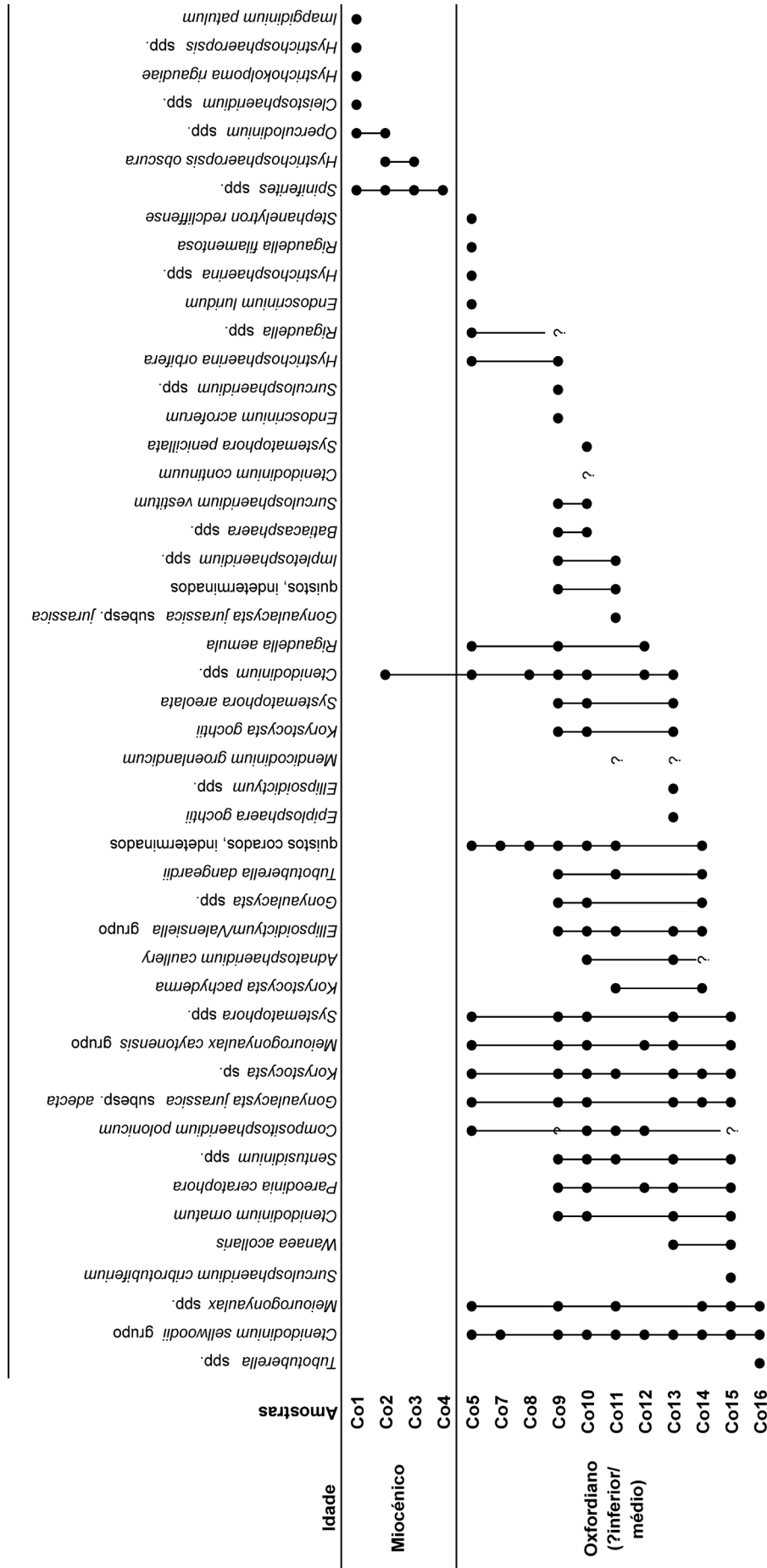
Na amostra Co5 foi registada a presença de alguns exemplares da espécie *Stephanelytron redcliffense*, cujo intervalo de ocorrência se situa entre o Caloviano e o Kimmeridgiano inferior.

Assim, a associação descrita indica uma idade Oxfordiano inferior a médio devido, principalmente, à ocorrência de *Ctenidodinium ornatum*, *Compositosphaeridium polonicum*, *Hystrichosphaerina orbifera*, *Endoscrinium luridum*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica*, *Rigaudella aemula*, *Surculosphaeridium vestitum*, *Stephanelytron redcliffense*, *Systematophora* spp. e *Wanaea acollaris* (Riding, 2005; Riding & Thomas, 1992).

Tab. 4.17. Associação de palinomorfos recuperados nas amostras da sondagem Corvina. As letras representam grupos semi-quantitativos, sendo : R = raro (0-15%); P = presente (>15%).

		Quistos de dinoflagelados										Pras.	Acs.	Pólenes
Idade	Amostras													
Miocénico	Co1	Adatosphaeridium caullery												
	Co2	Baillacasphaera spp.	R											
	Co3	Cleistosphaeridium spp.												
	Co4	Compositosphaeridium polonicum												
Oxfordiano (?inferior/ médio)	Co5	Ctenidodinium ornatum												
	Co7	Ctenidodinium selwoodii grupo												
	Co8	Ctenidodinium spp.												
	Co9	Episphaera gochii												
	Co10	Ellipsodictyum spp.												
	Co11	Ellipsodictyum/Valensilla grupo												
	Co12	Endoscrinium acroterum												
	Co13	Endoscrinium lundum												
	Co14	Gonyaulacysta jurassica subesp. adecta												
	Co15	Gonyaulacysta jurassica subesp. jurassica												
	Co16	Gonyaulacysta spp.												
		Hystriochokopoma rigaudiæ												
		Hystriochosphaerina orbifera												
		Hystriochosphaerina spp.												
		Hystriochosphaeropsis obscura												
		Hystriochosphaeropsis spp.												
		Impagidinium patulum												
		Impletosphaeridium spp.												
		Korystocysta gochii												
		Korystocysta pachyderma												
		Korystocysta spp.												
		Meiourugonyaulax caytonensis grupo												
		Meiourugonyaulax spp.												
		Mendicodinium groenlandicum												
		Operculodinium spp.												
		Paroedina ceratophora												
		quistos, indeterminados												
		quistos corados, indeterminados												
		Rigaudella aemula												
		Rigaudella filamentosa												
		Rigaudella spp.												
		Sentusidinium spp.												
		Sphinterites spp.												
		Stephanelytron redcliffense												
		Surculosphaeridium cribratiferum												
		Surculosphaeridium spp.												
		Surculosphaeridium vestitum												
		Systematophora areolata												
		Systematophora penicillata												
		Systematophora spp.												
		Tubotuberella dangeardii												
		Tubotuberella spp.												
		Wanaea acollaris												
		Tasmanites spp.												
		acritarcas, indeterminados												
		Micrhystridium spp.												
		Calliasporites dampieri												
		Calliasporites trilobatus												
		Calliasporites turbatus												
		Classopollis classoides												
		Perineopollenites elatoides												

Tab. 4.18. Distribuição estratigráfica dos dinoflagelados recuperados nas amostras produtivas da sondagem Corvina.



4.3. CONCLUSÃO

O estudo palinológico das amostras do Jurássico Inferior, Médio e Superior (Pliensbaquiano superior-Kimmeridgiano) da Bacia Algarvia e da Baía das Três Angras, permitiu a obtenção de associações de palinórfos relativamente abundantes. No que respeita às associações de dinoflagelados, apesar de apresentarem uma diversidade moderada, são comparáveis em termos de espectro taxonómico e de proporções relativas com o anteriormente descrito para a Península Ibérica, por Smelror *et al.* (1991), no entanto são bastante menos diversas do que as floras descritas para o resto da Europa.

Na fig. 4.27 está ilustrada a distribuição (primeira e última ocorrência) das espécies de dinoflagelados mais representativas do Bajociano superior ao Kimmeridgiano, recuperadas nas diferentes unidades litostratigráficas estudadas da Bacia Algarvia e da Baía das Três Angras.

As sucessões do Pliensbaquiano superior – Toarciano inferior, presentes na Baía de Armação Nova e Cabo de S. Vicente, revelaram-se pouco produtivas quanto à presença de palinórfos, não se tendo registado a ocorrência de dinoflagelados.

Assim, na Bacia Algarvia a presença de dinoflagelados ficou confinada ao intervalo Bajociano superior – Caloviano superior, no sector Ocidental (praia da Mareta, praia da Baleeira e praia da Cilheta), Caloviano inferior – Kimmeridgiano, no sector Oriental (cortes do Telheiro, A22, Funchais, Pedreiras Secil – Picota), Kimmeridgiano inferior no Afloramento Mesozoico da Carrapateira (Baía das Três Angras) e ao intervalo Caloviano - Oxfordiano inferior-médio, nas sondagens Ruivo-1 e Corvina.

Na sucessão da praia da Mareta, as amostras estu-

dadas dos níveis pertencentes ao Bajociano superior - Batoniano, permitiram obter associações de diversidade reduzida a média, dominadas pelos géneros *Ctenidodinium* e *Korystocysta*. Enquanto que no Bajociano superior não foram encontrados marcadores biostratigráficos, no Batoniano a presença de algumas espécies índice confirmam a idade para essa parte da sucessão. A espécie corada *Systematophora areolata* foi registada pela primeira vez no Batoniano. As amostras produtivas do Caloviano pertencem principalmente ao Caloviano inferior e médio desta sucessão.

Nas associações de dinoflagelados do Caloviano inferior e médio da praia da Mareta e do Caloviano inferior do corte do Telheiro, o género *Ctenidodinium* é o mais abundante sendo que, dentro deste, o grupo *Ctenidodinium sellwoodii* é o mais proeminente. A presença das espécies *Ctenidodinium ornatum*, *Endoscrinium acroferum*, *Impleto-sphaeridium varispinosum*, *Liesbergia liesbergensis* e *Wanaea acollaris* confirmam a idade Caloviano.

As amostras analisadas das sucessões do Caloviano superior da praia da Baleeira e da praia da Cilheta, permitiram obter associações de dinoflagelados relativamente abundantes, dominadas pelas espécies *Ctenidodinium cornigerum*, grupo *Ctenidodinium sellwoodii* e *Korystocysta gochtii*. No entanto a diversidade destas associações é significativamente menor do que a das conhecidas no Caloviano superior no norte da Europa. A ocorrência de alguns taxa como *Gonyaulacysta jursasica* subespécie *adecta* e *Meiourogonyaulax caytonensis*, em associação com algumas espécies chave do Caloviano superior, é consistente com o intervalo Caloviano.

Em suma, as amostras estudadas do intervalo Bajociano superior – Caloviano presentes nas praias da Mareta, Baleeira e Cilheta, possibilitaram a obtenção de associações de diversidade moderada,

Andar/Subandar	Litostratigrafia Sub-bacia Ocidental	Litostratigrafia Sub-bacia Oriental	Primeira ocorrência ←	Última ocorrência ←
sup.		Calcários de Escarpão		<i>Cribroperidinium globatum</i> , <i>Ctenidodinium</i> spp., <i>Meiourgonyaulax</i> spp., <i>Sentusidinium</i> spp.
Kimmeridgiano				
inf.	(Baía das Três Angras)		← <i>Cribroperidinium globatum</i>	<i>Ctenidodinium sellwoodii</i> , <i>Gonyaulacysta jurassica jurassica</i> , <i>Histiophora ornata</i> , <i>Korystocysta</i> spp., <i>Mendicodinium groenlandicum</i> , <i>Pareodinia ceratophora</i> , <i>Systematophora</i> spp., <i>Tubotuberella dangeardii</i>
med.				
Oxfordiano		Calcários margosos e margas de Peral	← <i>Gonyaulacysta jurassica jurassica</i>	<i>Compositosphaeridium pollicum</i> , <i>Endoscrinium acroferum</i> , <i>Gonyaulacysta jurassica adecta</i> , <i>Meiourgonyaulax caytonensis</i> , <i>Stephanelytron redcliffense</i> , <i>Surculosphaeridium? vestitum</i> , <i>Wanaea acollaris</i>
inf.				
sup.			← <i>Gonyaulacysta centriconnata</i>	<i>Ctenidodinium continuum</i> , <i>Ctenidodinium cornigerum</i> , <i>Ctenidodinium ornatum</i> , <i>Gonyaulacysta centriconnata</i> , <i>Korystocysta pachyderma</i> , <i>Rigaudella</i> spp.
med.	Margas e calcários margosos de Mareta		← <i>Wanaea acollaris</i>	<i>Gonyaulacysta eisenackii</i> , <i>Impletosphaeridium varispinosum</i> , <i>Rhynchodiniopsis? regalis</i>
inf.		Margas e calcários margosos de Telheiro	<i>Endoscrinium acroferum</i> , <i>Impletosphaeridium varispinosum</i> , <i>Rigaudella</i> spp., <i>Surculosphaeridium vestitum</i>	<i>Chytroeisphaeridia chytroides</i> , <i>?Leptodinium</i> spp., <i>Liesbergia liesbergensis</i>
sup.				
Batoniano				
med.	Margas e calcários detriticos com Zoophycos de Mareta		<i>Ctenidodinium ornatum</i> , <i>Korystocysta pachyderma</i> , <i>Gonyaulacysta jurassica adecta</i> , <i>Mendicodinium groenlandicum</i> , <i>Systematophora</i> spp., <i>Tubotuberella dangeardii</i>	
inf.				
sup.			<i>Ctenidodinium continuum</i> , <i>Ctenidodinium sellwoodii</i> , <i>Meiourgonyaulax caytonensis</i> , <i>Pareodinia ceratophora</i>	
Bajociano				

Fig. 4.27. Distribuição dos principais taxa de dinoflagelados selecionados, do Bajociano superior – Kimmeridgiano. A espessura das subdivisões estratigráficas não se encontra à escala.

não tendo sido registada a presença de muitas das formas marcadoras do Noroeste europeu. Para além disso, não foram também observadas formas boreais típicas ou formas conhecidas por se apresentarem latitudinalmente controladas e restritas a norte, em condições árticas. Borges *et al.* (2012) comparam as palinofloras marinhas do Caloviano da Bacia Algarvia com as associações descritas para outros locais, como o Norte e Sul da Europa e regiões adjacentes, como o Ártico e a Australásia. Com base nessa análise, as floras de dinoflagelados do Caloviano a nível mundial podem ser agrupadas em três principais fitoprovíncias: Ártico, Latitude Média e Austral. Assim, as floras de micoplâncton marinho do Caloviano da Bacia Algarvia pertencem à fitoprovíncia de Latitude Média, embora a diversidade das associações seja significativamente inferior às descritas nas áreas circundantes, como África do Norte, Canadá e França Oriental.

As amostras dos cortes efetuados ao longo da autoestrada A22 (A22 E, A22S e A22 EE), do corte de Estoi – S. Miguel e do corte do Cerro da Rocha, revelaram-se muito pobres quanto à presença de palinórmorfos, não tendo possibilitado a determinação precisa da idade destas sucessões.

No corte das pedreiras dos Funchais foi possível obter algumas associações de dinoflagelados, que apesar de apresentarem uma reduzida diversidade e de não estarem presentes espécies consideradas como importantes marcadores destas idades, são consistentes com a idade Oxfordiano.

As amostras recolhidas no corte Secil - Pico-ta permitiram a recuperação de palinórmorfos bem preservados, de entre os quais se destacam pólenes e dinoflagelados. Estes últimos incluem principalmente as espécies *Cribroperidinium globatum*, *Hystriosphera orbifera* e *Systematophora areolata*, que permitiram atribuir esta

sucessão ao Kimmeridgiano.

Na sucessão da Baía das Três Angra, as amostras estudadas possibilitaram a obtenção de associações de dinoflagelados relativamente abundantes e bem preservadas. Estas são indicativas do Kimmeridgiano inferior, devido à ocorrência de alguns táxones como *Amphorula* spp., *Corculodinium inaffectum*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica*, *Histiophora ornata*, *Hystriosphera orbifera*, *Occisucysta balios* e *Tubotuberella dangeardii*. Os géneros *Amphorula* e *Histiophora* são ambos típicos do Jurássico Superior do domínio tetisiano.

As amostras produtivas das sondagens Ruivo-1, recolhidas entre os 1714 e os 1909 m de profundidade, apresentaram associações de dinoflagelados relativamente abundantes e moderadamente bem preservadas. A presença, principalmente, de *Compositosphaeridium polonicum*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Meiourugonyaulax caytonensis* e *Tubotuberella dangeardii* é consistente com o intervalo Caloviano médio - superior. Nesta sondagem foi ainda registada a ocorrência de uma espécie considerada remobilizada, *Nannoceratopsis deflandrei* subespécie *deflandrei*, nos sedimentos do Caloviano.

Na sondagem Corvina, as amostras estudadas revelaram-se extremamente ricas em matéria orgânica, tendo sido possível recuperar abundantes palinofloras bem preservadas. As espécies de dinoflagelados identificadas nas amostras pertencentes ao intervalo 1806 e os 2891 m são indicadoras da idade Oxfordiano inferior a médio para esta parte da sondagem, principalmente devido à presença de *Compositosphaeridium polonicum*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *jurassica*, *Rigaudella aemula* e *Stephanelytron redcliffense*, entre outros.

Na tab. 4.19 apresenta-se uma síntese das principais formas de dinoflagelados identificados ao longo das sucessões estudadas. Como se pode observar, as associações são dominadas por quistos corados, grupo *Ctenidodinium sellwoodii*, *Ctenidodinium* spp. (onde foram incluídas todas as espécies do género *Ctenidodinium* à exceção da espécie *Ctenidodinium sellwoodii*), grupo *Ellipsoidictyum*/*Valensiella*, *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta*, *Korystocysta* spp. (onde se incluíram todas as espécies do género *Korystocysta*), o grupo *Meiourgonyaulax caytonensis*, *Meiourgonyaulax* spp., *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Surculosphaeridium? vestitum* e *Systematophora* spp. As formas gonyaulacoides proximadas e proximocoradas são em geral mais predominantes do que os quistos corados, o que é consistente com

condições de águas relativamente profundas (Sluijs *et al.*, 2005).

As espécies *Ctenidodinium ornatum* e *Korystocysta pachyderma* foram encontradas desde o Batoniano inferior até ao Caloviano superior. *Impletosphaeridium varispinosum* e *Rigaudella* spp. ocorrem ao longo de todo o Caloviano. A espécie *Surculosphaeridium? vestitum* foi observada desde o Caloviano inferior ao Oxfordiano inferior-médio, enquanto que a espécie *Mendicodinium groenlandicum* foi registada desde o Batoniano inferior ao Kimmeridgiano inferior. A base da primeira ocorrência de todas estas espécies é considerada intra-Caloviano.

A presença mais ou menos contínua de *Gonyaulacysta jurassica* subespécie *adecta* ao longo de todo

Tab. 4.19. Síntese semiquantitativa da ocorrência de 33 taxa de quistos de dinoflagelados ao longo do Jurássico Médio-Jurássico Superior da Bacia Algarvia e sucessão da Baía das Três Angra. Ab = abundante (>10%); C = comum (5-10%); P = presente (1-5%); R = raro (<1%). Os taxa e grupos com maior significado biostratigráfico estão assinalados a negrito.

Idade	Cronozonas de Amonites	Quistos corados	<i>Chytroisphaeridia chytroroides</i>	<i>Compositosphaeridium polinicum</i>	<i>Cribreridinium globatum</i>	<i>Ctenododinium continuum</i>	<i>Ctenododinium cornigerum</i>	<i>Ctenododinium ornatum</i>	<i>Ctenododinium sellwoodii</i> grupo	<i>Ctenododinium</i> spp.	<i>Ellipsoidictyum/Valensiella</i> grupo	<i>Endoscrinium acroferum</i>	<i>Gonyaulacysta centricornata</i>	<i>Gonyaulacysta eisenackii</i>	<i>Gonyaulacysta jurassica</i> subesp. <i>adecta</i>	<i>Gonyaulacysta jurassica</i> subesp. <i>jurassica</i>	<i>Histiophora ornata</i>	<i>Impletosphaeridium varispinosum</i>	<i>Korystocysta pachyderma</i>	<i>Korystocysta</i> spp.	? <i>Leptodinium</i> spp.	<i>Liesbergia liesbergensis</i>	<i>Meiourgonyaulax caytonensis</i> grupo	<i>Meiourgonyaulax</i> spp.	<i>Mendicodinium groenlandicum</i>	<i>Pareodinia ceratophora</i>	<i>Rhynchodiniopsis ? regalis</i>	<i>Rigaudella</i> spp.	<i>Sentusidinium</i> spp.	<i>Stephanelytron redcliffense</i>	<i>Surculosphaeridium? vestitum</i>	<i>Systematophora</i> spp.	<i>Tubotuberella dangeardii</i>	<i>Wanaea acollaris</i>
Kimmeridgiano	-	Ab		Ab					R	C	P						R		R				R	P	R				Ab		Ab	R		
Oxfordiano inferior-médio	-	Ab	P								P	R			C	R			C			Ab			C				R	C	C	P	R	
Caloviano superior	Athleta	Ab				P	C	P	Ab	Ab	P		R		C			P	Ab				C	C		C		P	P		C	P	P	R
Caloviano médio	Coronatum	Ab					P	P	Ab	Ab	P	R		R	P		Ab	Ab		Ab			C	P	P	C	R		C		C	C	P	R
Caloviano inferior	Bullatus	Ab	R					P	Ab	Ab	C	P			P		C	R	C	R	R	Ab	C	P	C		P	C		C	C	P		
Batoniano superior	-					R			C	P	P				P				R				C	P	R	R		C			R	R		
Batoniano médio	-						R	C		P													P	P	R			C						
Batoniano inferior	-					P	R	R	C	P	C				P				R	R			Ab	P	R	C		C			R	R		
Bajociano inferior	-	R				R		P	P										R			R			R			P						

o Caloviano é também típica desse intervalo. *Gonyaulacysta eisenackii* foi observada no Caloviano médio da sucessão da praia da Mareta, o que é consistente com a primeira ocorrência desta espécie noutros locais.

A ocorrência da espécie *Gonyaulacysta centricornata* na sucessão da praia da Baleeira é indicativo da idade Caloviano superior, o que é consistente com a idade atribuída com base em amonites.

A espécie *Ctenidodinium cornigerum* foi registada no intervalo Batoniano inferior - Caloviano Superior na sucessão da praia da Mareta e no Caloviano superior da praia da Baleeira. Estes dados correspondem ao registo mais antigo deste táxon tetisiano (Borges *et al.*, 2012).

Em termos gerais, a reduzida diversidade das associações recuperadas na Bacia Algarvia poderá estar principalmente relacionada com o carácter restrito da Bacia. As sucessões estudadas são consistentes com ambientes de deposição infralitorais neríticos, em baías parcialmente restritas com circulação de águas profundas quase inexistente.

Em relação à Baía das Três Angras, a diversidade relativamente baixa das microfloras de dinoflagelados descritas, pode, em grande parte, ter sido controlada por fatores paleogeográficos. As camadas presentes a meio da sucessão terão sido depositadas em ambientes de água relativamente profunda, num depocentro parcialmente fechado, enquanto que a parte inferior e superior desta sucessão foram depositados em ambientes de águas pouco profundas, caracterizado por lagoas carbonatadas possivelmente protegidas do mar aberto por fácies recifais.

5. PALINOFÁCIES

5.1. INTRODUÇÃO

A caracterização da matéria orgânica presente em sedimentos e rochas sedimentares tem vindo a revelar-se uma ferramenta extremamente útil não só em estudos paleoambientais e biostratigráficos, como também para caracterização e avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos e maturação térmica de rochas sedimentares (*e.g.*, Batten, 1981, 1982, 1983; Jones, 1987; Tyson, 1987; 1995; Pocock *et al.*, 1987-88; van Bergen & Kerp, 1990; Jacobson, 1991; Gorin & Steffen, 1991; Pittet & Gorin, 1997; Turnau & Racki, 1999; Vincent & Tyson, 1999; Schiøler *et al.*, 2003; Stasiuk & Fowler, 2004; Carvalho *et al.*, 2006a, 2006b; Traverse, 2007; Götz *et al.*, 2008; Zavattieri *et al.*, 2008; Mendonça Filho *et al.*, 2010a; 2010b; Beialy *et al.*, 2011; Zobaa *et al.*, 2011).

A análise da matéria orgânica particulada apresenta um carácter interdisciplinar, integrando o estudo de palinofácies, sedimentologia e geoquímica orgânica (Mendonça Filho *et al.*, 2010a). Apesar de alguns autores referirem o conceito de fácies orgânica como o sinónimo de palinofácies, devido à dificuldade em demarcar o limite entre estes dois domínios (*e.g.*, Peters & Cassa, 1994), estes podem apresentar significados relativamente distintos. Assim, enquanto que o conceito de fácies orgânica é mais abrangente, integrando o estudos geoquímicos (geoquímica orgânica) com análises de microscopia (petrografia orgânica e palinofácies) de todo o conteúdo orgânico de uma rocha sedimentar, a palinofácies inclui essencialmente a análise de todas as partículas orgânicas presentes numa preparação palinológica (pólenes, esporos, dinoflagelados, acritarcas, fragmentos de fitoclastos, entre outros) (*e.g.*, Mendonça Filho *et al.*, 2002, 2010a; Menezes *et al.*, 2008).

O termo “palinofácies”, introduzido por Combaz (1964), refere-se ao conteúdo total dos componen-

tes da matéria orgânica presente num sedimento, após remoção da fração mineral com recurso aos ácidos clorídrico (HCl) e fluorídrico (HF).

Segundo Tyson (1995), o estudo de palinofácies corresponde à análise palinológica de ambientes deposicionais e consequente avaliação do potencial de rochas geradoras de hidrocarbonetos, com base no conteúdo total de matéria orgânica particulada. O mesmo autor define palinofácies como “*grupo de sedimentos que contem um conjunto distinto de constituintes orgânicos, que refletem um conjunto específico de condições ambientais ou pode estar associado com uma composição característica do potencial de geração de hidrocarbonetos*”.

O desenvolvimento do estudo de palinofácies permitiu reforçar o conhecimento sobre a origem, preservação, distribuição e incorporação da matéria orgânica nos sedimentos, identificar as tendências deposicionais do conteúdo orgânico particulado e reconhecer as variações paleoambientais (Tyson, 1995; Mendonça Filho *et al.*, 2002).

Em termos gerais, com o estudo de palinofácies pretende-se analisar a fração particulada da matéria orgânica sedimentar incluindo não só a identificação e classificação dos elementos particulados individuais, como também a determinação das suas proporções relativas, atendendo ao tamanho, forma e grau de preservação (Tyson, 1993; 1995; Mendonça Filho *et al.*, 2010a).

5.1.1. CLASSIFICAÇÃO DOS COMPONENTES DA MATÉRIA ORGÂNICA

A matéria orgânica sedimentar pode subdividir-se em duas frações principais, o querogénio e o betume. O querogénio corresponde à fração da matéria orgânica sedimentar que insolúvel nos solventes orgânicos comuns, sendo resistente ao ataque dos ácidos clorídrico e fluorídrico utiliza-

dos para a remoção da matriz mineral, enquanto que os betumes correspondem à fração solúvel (e.g., Forsman & Hunt, 1958; Durand, 1980).

O querogénio é constituído por uma mistura complexa e heterogénea, composta por diversos tipos de componentes orgânicos derivados de áreas continentais e de ambientes marinhos (Tissot & Welte, 1978).

Os betumes são produtos orgânicos secundários, derivados de transformações do querogénio diretamente relacionadas com alterações de temperatura e pressão, que ocorrem nas bacias sedimentares por ação dos processos de subsidência. O termo betume é também utilizado para descrever a matéria orgânica que pode ser termicamente extraída das rochas e incluem, os hidrocarbonetos líquidos, como o petróleo, e outros hidrocarbonetos sólidos.

O estudo de palinofácies inclui o exame qualitativo e quantitativo tanto da matéria orgânica total quanto da distribuição dos seus diferentes componentes, através da utilização de técnicas de microscopia de luz branca transmitida e de fluorescência ultravioleta (UV) em lâminas palinológicas.

Os constituintes das associações de matéria orgânica particulada podem ser incluídos em três grupos morfológicos principais de acordo com as suas propriedades óticas: Palinomorfos, Fitoclastos e Matéria Orgânica Amorfa (MOA). A classificação dos diferentes componentes da matéria orgânica, tem vindo a sofrer algumas modificações aos longos dos tempos de acordo com diferentes autores (e.g., Lorente, 1990; van der Zwan, 1990; van Bergen *et al.*, 1990; Boulter, 1994; Tyson, 1995; Batten, 1996; Traverse, 2005; Sebag *et al.*, 2006; Ercegovac & Kostić, 2006). Porém, todos consideram ser de extrema importância adotar um sistema de classificação que forneça o máximo

de informações possíveis sobre as variáveis e fatores que se pretendem estudar (Mendonça Filho *et al.*, 2010b).

Para este trabalho foi adotado o sistema de classificação geral dos principais componentes da matéria orgânica, definidos por Tyson (1995) e Mendonça Filho *et al.* (2002) (Tab. 5.1).

O grupo dos palinomorfos inclui todos os componentes de parede orgânica resistente ao ataque com ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF). Estes podem ser classificados de acordo com seu nível taxonómico e/ou morfotipo, tendo sido agrupados em esporomorfos (esporos, pólenes e esporos de fungos), microplâncton de água doce, microplâncton marinho (dinoflagelados, acritarcas e prasinófitas) e zoomorfos (foros internos de foraminíferos ou palinoforaminíferos, quitinozoários e escolecodontes) (Tyson, 1995). Este grupo é o menos abundante dos três principais grupos morfológicos da matéria orgânica particulada (Tyson, 1993).

Os fitoclastos compreendem partículas orgânicas de origem continental, derivadas da degradação de tecidos lenhosos (xilema) de plantas superiores, e hifas de fungos. Os tecidos lenhosos são compostos quimicamente por lignina, uma substância muito resistente à decomposição (Tyson, 1995). Quando observados no microscópio ótico de luz transmitida, podem ser diferenciados em fitoclastos não-opacos, quando têm coloração translúcida amarelada a castanha muito escura e opacos quando apresentam cor negra ou estão incarbonizados. Os fitoclastos não-opacos são subdivididos de acordo com as suas características morfológicas, a presença ou ausência de elementos estruturais e diferenças no seu estado de preservação.

O grupo da Matéria Orgânica Amorfa (MOA) é composto por dois subgrupos: a “MOA” e a resi-

Tab. 5.1. Classificação dos principais componentes da matéria orgânica (adaptado de Tyson 1995 e Mendonça Filho *et al.*, 2002).

GRUPOS	SUBGRUPOS	DESCRIÇÃO
Palinomorfos	Esporomorfos	Esporos Palinomorfos terrestres produzidos por pteridófitas, briófitas e fungos. Possui forma triangular ou circular, apresentando a marca trilete ("Y") ou monolete(-). Ornamentação variada.
		Pólenes Palinomorfos terrestres produzidos por gimnospermicas e angiospermicas. Apresentam uma morfologia complexa a simples, normalmente esféricos a subesféricos, com ornamentação variada.
	Microplâncton de água doce	<i>Botryococcus</i> Colónias de algas globulares irregulares; tamanho 30 a 2000µm, algumas vezes com vários lóbulos; laranja-castanho.
		<i>Pediastrum</i> Algas verdes coloniais, radialmente simétricas; tamanho 30-200µm de diâmetro. As células são poligonais, e as externas são providas de apófises.
	Microplâncton marinho	Dinoflagelados Quistos produzidos durante o ciclo de vida da Classe Dinophyceae. A principal característica é a paratabulação que divide a teca do quisto em placas retangulares ou poligonais separadas por suturas. Existem três morfologias principais: proximados, cavados e corados. Muitas vezes com uma abertura (arqueólipo) através da qual ocorre o desenquistamento.
		Acritarcas Quistos fossilizados, unicelulares de parede orgânica, de afinidade taxonómica incerta. Terão tido origem em Eucariontes de pequena dimensão (5 a 150µm). Possuem simetria, forma, estrutura e tipo de desenvolvimento da ornamentação muito diversos.
		Prasinófitas Microfósseis produzidos por pequenas algas quadriflageladas. A maioria, como por exemplo as <i>Tasmanites</i> , são esféricas; diâmetro 50 a 2000µm.
		Palinoforaminíferos Revestimento interno orgânico de carapaças de foraminíferos. Os principais morfogrupos distinguem-se pelo arranjo das câmaras: simples, unisseriais, bisseriais, espiralados e compostos.
	Zoomorfos	Quitinozoários Constituem um grupo extinto de microfósseis cujos corpos possuem paredes orgânicas, pseudoquitinosas ou quitinosas, altamente resistentes à oxidação e às alterações físicas. Afinidade taxonómica incerta.
		Escolecodontes Elementos dispersos do aparelho bucal de anelídeos poliquetas.
Fitoclastos	Opacos	Equidimensionais Partículas negras de forma quadrangular, sem bioestruturas internas.
		Alongados Partículas negras de forma alongada, comprimento três vezes maior que a largura, usualmente não apresenta estrutura interna, porém, os de forma alongada podem, ocasionalmente, apresentar perfurações.
	Não-opacos	Não-bioestruturados Partículas de cor castanha não-bioestruturada.
		Bioestruturados Partículas de cor castanha bioestruturadas (estriadas, listradas, bandadas, perfuradas, etc.)
		Cutículas Partículas de cor amarelo-pálido a castanho claro, estreitas, com estrutura celular, em alguns casos com estomas visíveis.
		Membranas Partículas de cor amarelo-pálido, geralmente transparentes, sem estrutura celular.
Matéria Orgânica Amorfa	Hifas de fungos Filamentos individuais do micélio da fase vegetativa de fungos.	
	"MOA"	Material orgânico derivado da degradação pelo ataque microbiológico. Material não estruturado e com formas variadas. Pode apresentar várias cores desde amarela-laranja-vermelho, laranja-castanho a cinza.
	Resina	Com origem em plantas superiores terrestres de florestas tropicais e subtropicais. Surge na forma de partículas não estruturadas, hialinas, usualmente arredondadas, homogêneas, fluorescentes ou não-fluorescentes.

na. A “MOA” propriamente dita é constituída por material orgânico não estruturado, com contorno indefinido, com origem provável na degradação de outros elementos orgânicos por ataque microbológico (Tyson, 1995). A resina corresponde a produtos naturais provenientes de plantas superiores, principalmente de coníferas. Surgem sob a forma de partículas não-estruturadas, hialinas, arredondadas, homogêneas e não-fluorescentes, semelhantes a fragmentos de âmbar colorido (Tyson, 1995).

5.1.2. DISTRIBUIÇÃO, PARÂMETROS E RAZÕES DOS PRINCIPAIS COMPONENTES DA MATÉRIA ORGÂNICA

No estudo de palinofácies, a análise dos diferentes parâmetros e razões permite determinar as tendências gerais de distribuição dos diferentes grupos que constituem a matéria orgânica, com o objetivo principal de identificar e caracterizar paleoambientes.

Os principais parâmetros decorrentes do estudo de palinofácies, visam determinar as tendências proximal - distal e avaliar o grau relativo de influência terrestre exibido pelo conteúdo total de querogénio e associações de palinomorfos (Tyson 1993; 1995).

Na tab. 5.2 encontram-se resumidas as tendências gerais da distribuição dos vários parâmetros de palinofácies e respectivas variações de acordo com as diferentes variáveis deposicionais que podem afetar a deposição das sequências sedimentares marinhas, detalhadamente descritas por Tyson (1993; 1995). As tendências proximal-distal gerais podem ser modificadas pela ação de fatores tectônicos e climáticos, bem como pela ação da diagénese (Tyson, 1996). Esta última, pode afetar

os diferentes componentes das palinofácies, na medida em que, por exemplo, o tipo de matéria orgânica encontrada em sedimentos depositados em condições anóxicas é claramente diferente do tipo de matéria orgânica depositado em condições oxigenadas.

5.1.2.1. PALINOMORFOS

Como referido anteriormente, os palinomorfos são normalmente o grupo constituinte do querogénio que apresenta uma menor abundância, uma vez que as percentagens relativas destes componentes são, normalmente, diluídas pelas grandes quantidades de fitoclastos e MOA (Tyson, 1993).

A abundância relativa de palinomorfos de origem terrestre (esporomorfos) em sedimentos marinhos é controlada, principalmente, pelo clima da área de origem, pela textura do sedimento e pela proximidade a zonas de descargas fluviais (Tyson, 1987; Tyson, 1993). Os grãos de pólen, principalmente os bissacados tendem a concentrar-se sobretudo em ambientes mais distais. A razão entre esporos e pólenes bissacados diminui com o aumento da distância à fonte, uma vez que os grãos de pólen apresentam uma maior flutuabilidade, podendo ser transportados com maior facilidade. A frequência da ocorrência de tétradas de esporos e pólenes ou aglomerados de grãos de pólenes (políades), estão normalmente associadas a ambientes proximais e condições de baixa energia, com sedimentação rápida, uma vez que bastaria um pequeno aumento na energia de transporte (vento ou água) para que estas estruturas fossem desagregadas e dispersas (Tyson, 1993).

Os palinomorfos marinhos incluem principalmente acritarcas, dinoflagelados e algas prasinófitas.

Tab. 5.2. Relação entre as percentagens relativas dos diferentes grupos componentes da matéria orgânica e as tendências proximal–distal gerais (adaptado de Tyson, 1993; Mendonça Filho, 1999 e Menezes, 2002 in Matos, 2009).

PARÂMETROS	TENDÊNCIAS	
	PROXIMAL	DISTAL
% fitoclastos no total de matéria orgânica	elevada	reduzida
% palinórfos no total de matéria orgânica	reduzida	elevada
% de MOA no total de matéria orgânica	reduzida	elevada
% esporórfos no total de palinórfos	elevada	reduzida
% microplâncton marinho no total de palinórfos	reduzida	elevada
% total de fitoclastos opacos no total de fitoclastos	reduzida	elevada
% cutículas no total de fitoclastos	elevada	reduzida
% fitoclastos opacos equidimensionais no total de fitoclastos opacos	elevada	reduzida
% fitoclastos opacos alongados no total de fitoclastos opacos	reduzida	elevada
% membranas no total de fitoclastos	elevada	reduzida
Razão do total de fitoclastos não-opacos <i>versus</i> fitoclastos opacos	elevada	reduzida
Razão de fitoclastos opacos equidimensionais <i>versus</i> alongados	elevada	reduzida
Razão de fitoclastos <i>versus</i> palinórfos	elevada	reduzida
Razão de esporos <i>versus</i> total de pólenes	elevada	reduzida

A presença e abundância de acritarcas é particularmente importante para caracterizar ambientes marinhos marginais, especialmente onde existem paleosalinidades reduzidas, que impedem o desenvolvimento de outros organismos. Assim, a presença de acritarcas em fácies fluvio-deltaicas, fornece uma importante informação sobre as variações de salinidade, principalmente, em fácies sedimentares muito uniformes (Tyson, 1993).

Segundo Tyson (1995), a abundância absoluta de dinoflagelados atinge um valor máximo junto ao talude continental e tende a diminuir com o aumento da profundidade e distância à costa. As associações de dinoflagelados, presentes em sedimentos meso-cenozoicos, tendem a apresentar uma organização diretamente relacionada com o gradiente hidrodinâmico, sendo que as associações de ambiente proximais são dominadas por formas de quistos proximais ou corados com processos simples, mais robustas, enquanto que as associações distais se caracterizam por quistos

corados, com processos longos e complexos, normalmente mais elaborados e delicados que os primeiros (Tyson, 1987; Stancliffe & Sarjeant, 1990). Este fracionamento de morfotipos é provavelmente apenas de origem hidrodinâmica, uma vez que não há evidência de que os processos dos quistos corados apresentem uma adaptação funcional. Estudos realizados em sedimentos atuais, mostram que os dinoflagelados apresentam uma grande sensibilidade às oscilações da temperatura da superfície da água, variações do nível médio da água do mar, salinidade e produtividade primária (e.g., Tyson, 1995; Sluijs *et al.*, 2005).

As algas prasinófitas são organismos cosmopolitas e apresentam uma distribuição paleogeográfica global. Segundo Tyson (1995), estas algas são importantes para a caracterização de fácies de ambientes marinhos, nomeadamente os intervalos disóxicos e anóxicos com baixas taxas de sedimentação siliciclástica.

Os forros internos de foraminíferos (também designados de palinoforaminíferos) são, geralmente, maiores e mais pesados que os outros palinomorfos. Segundo Melia (1984), a abundância destas estruturas diminui com o aumento da profundidade da coluna de água, o que corrobora a teoria de que destas estruturas têm origem em foraminíferos bentônicos.

Se a percentagem relativa de microplâncton dominar sobre a percentagem relativa do grupo dos palinomorfos presentes numa amostra, pode ser indicador de um ambiente de plataforma distal, com áreas continentais adjacentes geralmente áridas, oxigenado e com baixa preservação de MOA, mas de elevada produtividade primária (Carvalho *et al.*, 2006a). Dependendo do tipo de microplâncton, a proporção de esporomorfos vs fitoplâncton reflete a tendência proximal-distal (Tyson, 1993).

5.1.2.2. FITOCLASTOS

Associações palinológicas com elevadas percentagens de fitoclastos normalmente devem-se à combinação de três fatores: sedimentação seletiva condicionada pela equivalência hidrodinâmica das partículas, elevado aporte de fitoclastos e preservação (Tyson, 1993; Mendonça Filho, 2010a). Estes fatores controlam não só as variações na abundância relativa de fitoclastos, como também, o tipo de fitoclastos presentes nos componentes orgânicos particulados (Tyson, 1995).

As elevadas percentagens de fitoclastos depositados em ambientes proximais refletem principalmente o reduzido transporte sofrido pelas partículas. As condições de oxidação e a grande resistência dos tecidos lenhificados constituem também uma indicação da proximidade à área

fonte (Mendonça Filho, 1999 *in* Carvalho *et al.* 2005).

Segundo Habib (1982), as partículas de fitoclastos são geralmente transportadas e depositadas pelos rios em estuários e/ou ambientes deltaicos, próximos da linha de costa. No entanto, a deposição também pode ocorrer em águas profundas, pela ação das correntes de turbidez. O mesmo autor refere que a abundância de matéria orgânica de origem continental, como os fitoclastos, coincide normalmente, com a diminuição do nível médio do mar, com exposição da plataforma, ou ocorre em locais onde a plataforma é estreita e cortada por canhões submarinos, onde a frequência de ocorrências de correntes de turbidez é elevada.

Um dos parâmetros que pode ser obtido a partir da classificação detalhada dos diferentes tipos de fitoclastos é a razão entre Fitoclastos Opacos/Não-Opacos. Geralmente, as percentagens elevadas de partículas do subgrupo dos fitoclastos não-opacos e de cutículas ocorrem próximo de fontes fluviais. Estas partículas são geralmente depositadas em ambientes proximais e sofrem pouco transporte (Carvalho *et al.*, 2006a). Os fitoclastos opacos são frequentemente considerados como o resultado de alterações terrestres pós-deposicionais, como a exposição e oxidação, que resultam de flutuações sazonais do nível médio do mar (Tyson, 1993; 1995).

5.1.2.3. MATÉRIA ORGÂNICA AMORFA (MOA)

A presença de grandes quantidades de MOA resulta da combinação de ambientes com taxas de preservação elevadas e condições redutoras e de baixa energia. A preservação da MOA está diretamente relacionada com condições redutoras, e

consequentemente, mas não obrigatoriamente, associadas a elevadas taxas de produtividade primária (Tyson, 1993; 1995).

O estado de preservação da MOA é importante na caracterização de condições deposicionais e para a determinação do potencial de geração de hidrocarbonetos. Segundo vários autores (*e.g.*, Tyson, 1995; Jacobson, 1991; Jones, 1987) a MOA possui maior potencial de geração de petróleo, enquanto que os componentes do grupo de fitoclastos possuem maior potencial para a geração de gás.

5.1.3. CLASSIFICAÇÃO DOS AMBIENTES MARINHOS DEPOSICIONAIS

De acordo com Tyson (1993; 1995), a utilização de diagramas ternários para apresentar os dados obtidos da análise de palinofácies, apesar de constituir uma forma simples de representação gráfica, permite a obtenção de um grande leque de informações (Figs. 5.1 e 5.2). O mesmo autor, utilizou estes diagramas para a definição de um modelo de classificação de fácies deposicionais marinhas com base nos componentes particulados da matéria orgânica, tendo definido nove campos de palinofácies (Fig. 5.1). Este modelo permite aferir as tendências gerais de proximidade à linha de costa (proximal - distal) e obter informações relativas ao estado de oxidação-redução do ambiente de deposição, constituindo uma importante ferramenta para efetuar interpretações paleoambientais.

Federova (1977) e Düringer & Doubringer (1985) aplicaram um diagrama micróplâncton - esporos - pólenes para indicar ambientes deposicionais e tendências transgressivas-regressivas. Os diagramas são orientados de forma a que o componente indicador de maior afastamento das áreas

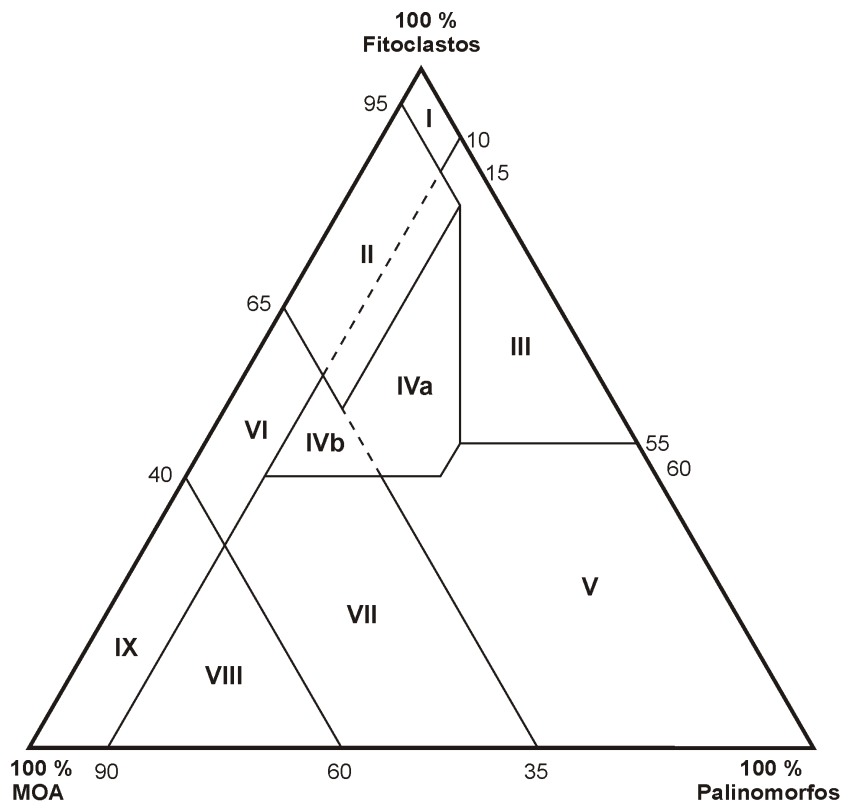
continentais fique colocado no vértice superior. No vértice inferior esquerdo, é colocado o componente que apresenta uma relação positiva com ambientes proximais ou oxigenados. Assim, é possível obter uma visão geral da natureza dos resultados, da sua variação e das principais tendências apresentadas pelos diferentes grupos.

5.2. RESULTADOS

Para a análise de palinofácies, foram selecionadas as sucessões da praia da Mareta e praia da Baileira, na sub-bacia Ocidental, o corte do Telheiro na sub-bacia Oriental, a sucessão da Baía das Três Angra's no Afloramento Mesozoico da Carrapateira e as sondagens Ruivo-1 e Corvina, no *offshore* da Bacia. Para esta seleção, além do caráter litológico das sucessões, contribuiu igualmente o facto de possibilitarem uma boa representatividade, com excepção do Jurássico Inferior, dos sedimentos que compõem a Bacia Algarvia.

As amostras utilizadas para este estudo foram recolhidas dos níveis margosos presentes nas diferentes sucessões, tratando-se das mesmas amostras utilizadas para os estudos palinostratigráficos apresentados no capítulo 4. A matéria orgânica sedimentar foi agrupada de acordo com os critérios definidos por Tyson, 1995 e Mendonça Filho *et al.*, 2002, tendo sido considerados os seguintes grupos principais: matéria orgânica amorfa (MOA), fitoclastos e palinomorfos (esporos, pólenes, dinoflagelados, acritarcas, prasinófitas e foros internos de foraminíferos).

As proporções relativas, dos diferentes grupos constituintes da matéria orgânica, foram obtidas pela contagem de 300 partículas e estimadas de forma semi-quantitativa utilizando uma avaliação das suas características óticas com recurso à análise



CAMPOS DE PALINOFÁCIES	CARACTERÍSTICAS DA MATÉRIA ORGÂNICA
I - Bacia ou Plataforma altamente proximal	Elevado fornecimento de fitoclastos atenua a ocorrência de outros componentes.
II - Bacia marginal disóxica - anóxica	MOA atenuada pelo elevado fornecimento de fitoclastos, mas com moderada a boa preservação de MOA. A quantidade de TOC marinho depende do estado redox da Bacia.
III - Plataforma óxica heterolítica ("plataforma proximal")	Geralmente apresenta baixa preservação da MOA. A abundância absoluta de fitoclastos depende da proximidade a fontes flúvio - deltaicas.
IV - Transição Plataforma - Bacia	Transição temporal da plataforma para a bacia (e.g., aumento da subsidência/profundidade da coluna de água) ou espaço (talude). A abundância absoluta de fitoclastos depende da proximidade da fonte e do grau de redeposição. Iva - disóxica, Ivb - subóxica-anóxica;
V - Plataforma óxica dominada por sedimentos argilosos ("plataforma distal")	MOA normalmente degradada, em percentagens baixas a moderadas. Palinomorfos abundantes. Margas de cor clara e bioturbadas, são muito comuns.
VI - Plataforma proximal subóxica - anóxica	Boa taxa de preservação de MOA (condições redutoras na bacia). Conteúdo absoluto de fitoclastos moderado a alto, devido ao <i>input</i> de turbiditos e/ou proximidade da fonte.
VII - "Plataforma" distal disóxica - anóxica	Moderada a boa taxa de preservação da MOA. Baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. A presença de argilitos escuros bioturbados é comum.
VIII - Plataforma distal disóxica - óxica	MOA dominante e apresenta uma elevada taxa de preservação. Baixo a moderado conteúdo de palinomorfos. É comum a formação de rochas argilosas ricas em matéria orgânica, devido à sua deposição sob condições de estratificação da coluna de água.
IX - Bacia distal subóxica - anóxica	MOA dominante. Baixo conteúdo de palinomorfos. Depósitos de águas profundas ou com estratificação da coluna de água.

Fig. 5.1. Ilustração esquemática do diagrama ternário de palinofácies Fitoclastos-MOA-Palinomorfos, utilizado para a projeção de palinofácies em secções marinhas e respetivos campos de ambientes marinhos deposicionais de matéria orgânica (modificado de Tyson, 1993; 1995).

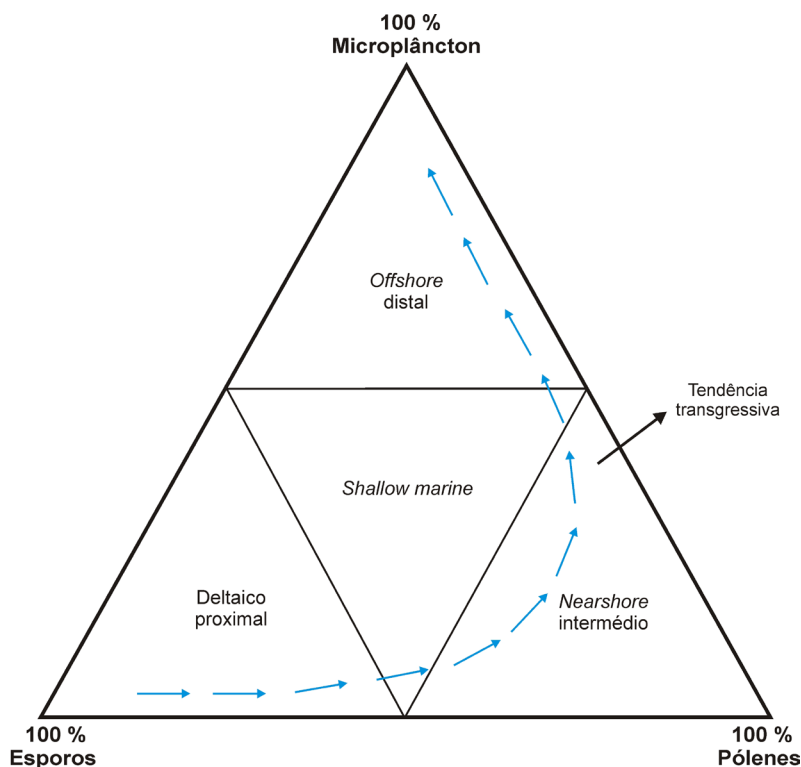


Fig. 5.2. Diagrama ternário para grupos totais de palinófitos (microplâncton marinho, esporos e pólenes), com os campos de tendências transgressivas-regressivas (adaptado de Federova, 1977 e Düringer & Döbinger, 1985).

microscópica de luz transmitida e de fluorescência. Após a contagem dos componentes orgânicos particulados, os valores absolutos foram recalculados para valores percentuais e normalizados a 100%.

Os dados obtidos para cada grupo de querogénio, em todas as amostras estudadas, serão apresentados sob a forma de tabelas, diagramas ternários e diagramas binários construídos com recurso ao *software Statistica da Statsot* desenvolvido para o *Windows 7* e posteriormente tratados graficamente no *software Corel Draw X3*.

Nos diagramas ternários, é representado o valor médio de cada componente, cujo total foi recalculado para 100%, obedecendo ao definido por

Tyson (1993, 1995), enquanto que nos diagramas binários é apresentada a variação vertical dos parâmetros analisados, como as percentagens relativas dos diferentes componentes da matéria orgânica.

Para todas as sucessões analisadas, foram ainda efetuados os cálculos para a determinação do parâmetro: razão entre Fitoclastos Opacos/Não-Opacos (OP/NOP).

5.2.1. TELHEIRO

Como referido no capítulo 4, o corte do Telheiro localiza-se a norte de Faro (ver Fig. 4.12), e representa o afloramento do Caloviano com maior

expressividade da sub-bacia Oriental da Bacia Algarvia.

Para os estudos de palinofácies foram utilizadas 16 amostras das 31 recolhidas dos níveis margosos e de calcários margosos pertencentes ao Caloviano inferior, anteriormente citadas no capítulo 4.

Os valores médios das contagens efetuadas revelam um predomínio do grupo de fitoclastos (57,6%) em relação ao grupo dos palinomorfos (41,0%) e da MOA (1,04%), sendo que destes, 22,2% correspondem a fitoclastos opacos e 35,5% a não-opacos (Tab. 5.3). No que diz respeito ao grupo dos palinomorfos verifica-se que os palinomorfos marinhos (29,3%) são, em termos gerais, mais abundantes do que os palinomorfos continentais (11,8%). Estes últimos estão representados sobretudo por pólenes (11,2%). De entre os palinomorfos marinhos, destaca-se a ocorrência de muitos palinomorfos indeterminados (12,2%) uma vez que o seu estado de preservação não possibilitou uma identificação mais precisa. Os dinoflagelados (11,7%) são o subgrupo dominante, sendo que os restantes representam subgrupos minoritários, com valores médios que não ultrapassam os 2,7% (forros internos de foraminíferos).

Neste afloramento, os valores da razão OP/NOP para as amostras estudadas variam entre o mínimo de 0,4 e o máximo de 1,5, com média de 0,6 (Tab. 5.3). Estes valores mostram que a quantidade de fitoclastos opacos e não-opacos é relativamente equilibrada, havendo no entanto maior predomínio de fitoclastos não-opacos. Este facto pode ser indicador de uma grande proximidade da área fonte dos componentes lenhosos, fraca energia no transporte das partículas, o que pode ter atenuado, os processos de degradação da matéria orgânica.

Na fig. 5.3 está representada, para o corte do Telheiro, a distribuição e variação vertical dos grupos principais da matéria orgânica (MOA, fitoclastos e palinomorfos), dos grupos de palinomorfos marinhos, palinomorfos continentais, fitoclastos opacos e fitoclastos não-opacos.

As associações palinológicas das amostras estudadas são dominadas por fitoclastos, verificando-se um aumento do número de partículas deste grupo para o topo da sucessão, existindo no entanto um número significativo de palinomorfos, dominados pela presença de pólenes e dinoflagelados, principalmente nos primeiros 20 m da sucessão (Fig. 5.4).

O diagrama ternário da fig. 5.5. mostra os campos de tendências transgressivas-regressivas definidos pelos valores percentuais de microplâncton, esporos e pólenes. Os valores médios percentuais destes grupos sugerem que nesta sucessão as amostras apresentam tendências que variam entre *nearshore* intermédio e *offshore* distal. Isto deve-se sobretudo ao facto de, dentro do grupo dos palinomorfos, o microplâncton e os pólenes serem sempre dominantes em relação aos esporos, que ocorrem em percentagens muito reduzidas, não tendo representatividade no diagrama. Assim, a deposição terá ocorrido em meio marinho e com grande influência continental. No entanto, as palinofácies sugerem um aumento da coluna de água para o topo da sucessão, consistente com um evento transgressivo. Contudo, tendo em consideração que nas amostras do topo da sucessão, o grupo mais abundante é o dos fitoclastos, verifica-se uma contradição entre a informação fornecida pelo diagrama ternário e a apresentada no gráfico da fig. 5.6.

As percentagens dos três grupos principais da matéria orgânica (Fitoclastos, MOA e

Tab. 5.3. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinomorfos e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras do corte do Telheiro. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinomorfos; Bs = bioestruturados; Nbs = não-bioestruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = foros internos de foraminíferos).

Amostras	Grupos principais			Fitoclastos				Palinomorfos							Parâmetros
	MOA	Fit.	Pal.	Opacos	Não-opacos			Continentais		Marinhos					OP/NOP
					Bs	Nbs	Ct	Pol.	Esp.	Acs	Dino.	Pras.	For.	Indet.	
TL24	0,6	98,5	0,9	50,9	18,6	29,0	-	-	-	-	-	-	-	0,9	1,1
TL22	-	99,1	0,9	32,6	35,6	30,0	0,9	-	-	-	-	-	-	0,9	0,5
TL21	0,6	92,5	6,9	56,0	12,9	23,6	-	1,4	-	-	-	-	0,3	5,2	1,5
TL20	2,4	84,8	12,8	34,6	26,3	23,9	-	0,3	-	-	-	-	2,1	10,4	0,7
TL18	-	54,5	45,8	14,5	11,8	28,2	-	7,6	-	-	14,2	0,3	4,8	18,8	0,4
TL4	6,5	36,3	57,5	11,3	11,0	13,9	-	17,0	2,0	-	11,9	4,8	4,5	17,3	0,5
TL8	-	23,4	76,6	8,0	4,1	11,3	-	14,6	0,3	0,3	25,1	5,5	1,1	29,8	0,5
TL10	0,8	46,9	52,3	15,2	14,4	17,3	-	14,4	1,4	0,3	14,9	4,1	3,5	13,8	0,5
TL11	0,3	55,9	43,8	19,4	17,6	18,9	-	14,2	0,3	0,3	11,5	5,5	-	12,1	0,5
TL12	0,3	29,7	70,3	8,1	7,5	14,2	-	26,4	2,5	0,6	27,5	0,6	1,7	11,1	0,4
TL13	-	47,6	52,4	14,7	10,7	22,2	-	19,6	1,2	-	13,8	2,6	3,5	11,8	0,4
TL14	0,6	42,8	56,6	11,1	12,9	18,8	-	15,8	-	0,3	16,7	5,9	2,6	15,2	0,4
TL15	2,2	49,7	48,1	20,8	13,1	15,8	-	11,7	0,5	0,3	18,0	2,2	0,5	14,8	0,7
TL17	7,3	47,3	45,4	18,8	11,7	16,8	-	10,1	-	-	12,8	5,2	9,2	8,2	0,7
TL3	-	72,8	27,2	27,8	19,8	25,2	-	10,8	0,3	0,6	7,6	2,5	2,3	3,1	0,6
TL2	0,9	40,1	59,0	11,9	6,7	21,6	-	15,2	0,6	0,3	13,1	0,9	6,7	22,2	0,4
Média	1,4	57,6	41,0	22,2	14,7	20,7	0,1	11,2	0,6	0,2	11,7	2,5	2,7	12,2	0,6

Palinomorfos) foram projetados no diagrama ternário representado na Fig. 5.6. De acordo com o este diagrama as amostras estudadas distribuem-se preferencialmente pelos campos I, III e V. As amostras TL2, TL21 e TL22 encontram-se projetadas no campo I, que corresponde a um ambiente de plataforma altamente proximal, caracterizado pela quase ausência de MOA, pela dominância de fitoclastos e reduzida percentagem de palinomorfos.

As restantes amostras encontram-se sobre os campos III e V, sendo o primeiro caracterizado por um ambiente de plataforma proximal óxica, com tendência de nível relativo do mar intermédio, apresentando uma reduzida percentagem de MOA, elevado número de fitoclastos e percentagem significativa de palinomorfos, e o segundo, por um ambiente de plataforma distal óxica caracterizado por baixa a

moderada percentagem de MOA (normalmente degradada) e palinomorfos abundantes. Apesar de 5 das amostras recaírem sobre o campo V, a ocorrência de elevadas percentagens de pólenes ao longo de todas as amostras desta sucessão, é mais consistente com um ambiente deposicional proximal.

Em termos gerais, a análise das palinofácies sugere que a sedimentação da sucessão do corte do Telheiro variou entre ambientes altamente proximais e ambientes de plataforma óxica, acentuando a existência de uma tendência generalizada transgressiva nos primeiros 20 m, como atestado pela informação fornecida pelo diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) (Fig. 5.3), seguida de uma possível diminuição do nível médio do mar, que levou a um aumento de fitoclastos e redução do grupo dos palinomorfos.

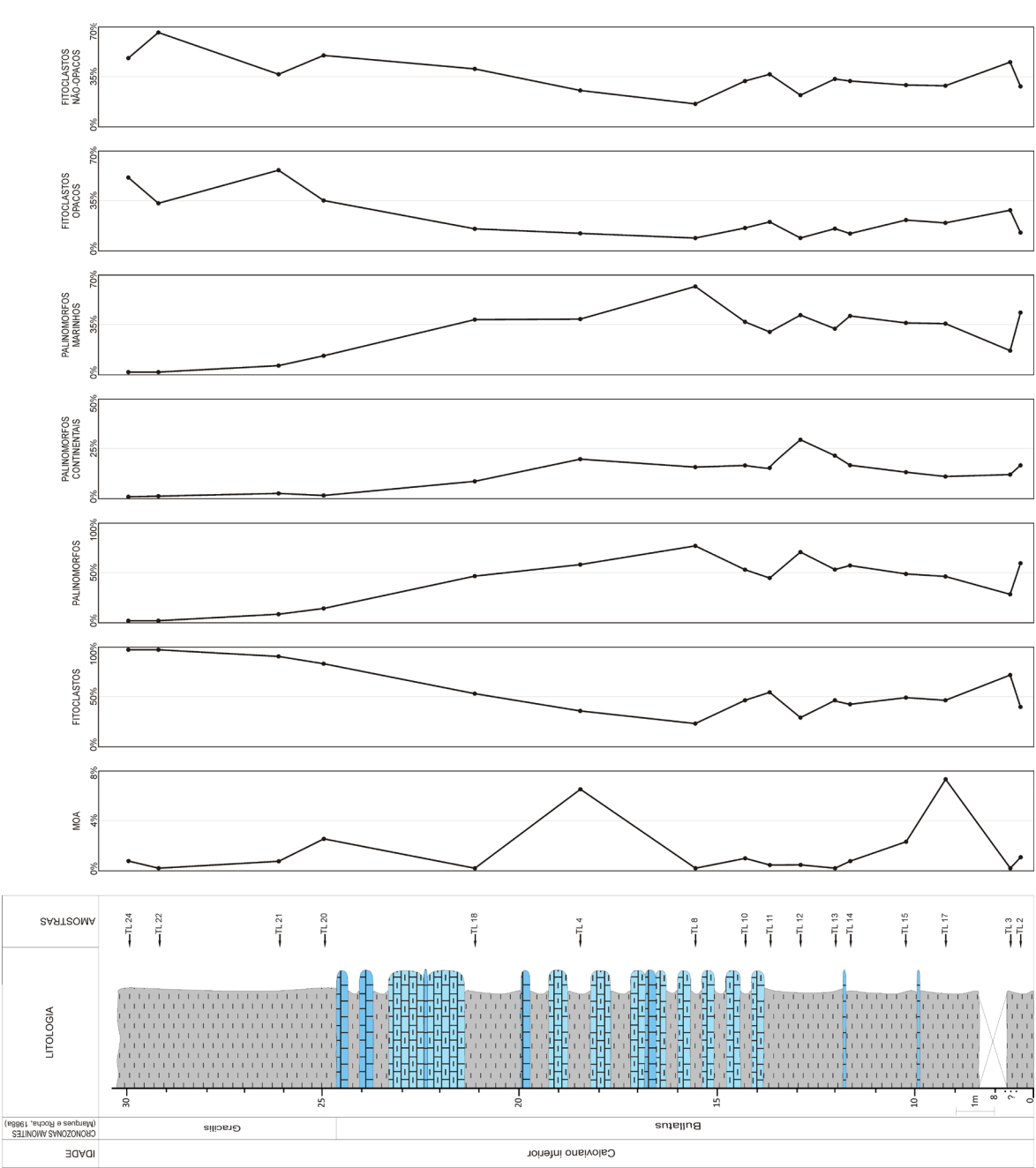


Fig. 5.3. Coluna estratigráfica do corte do Telheiro e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas.

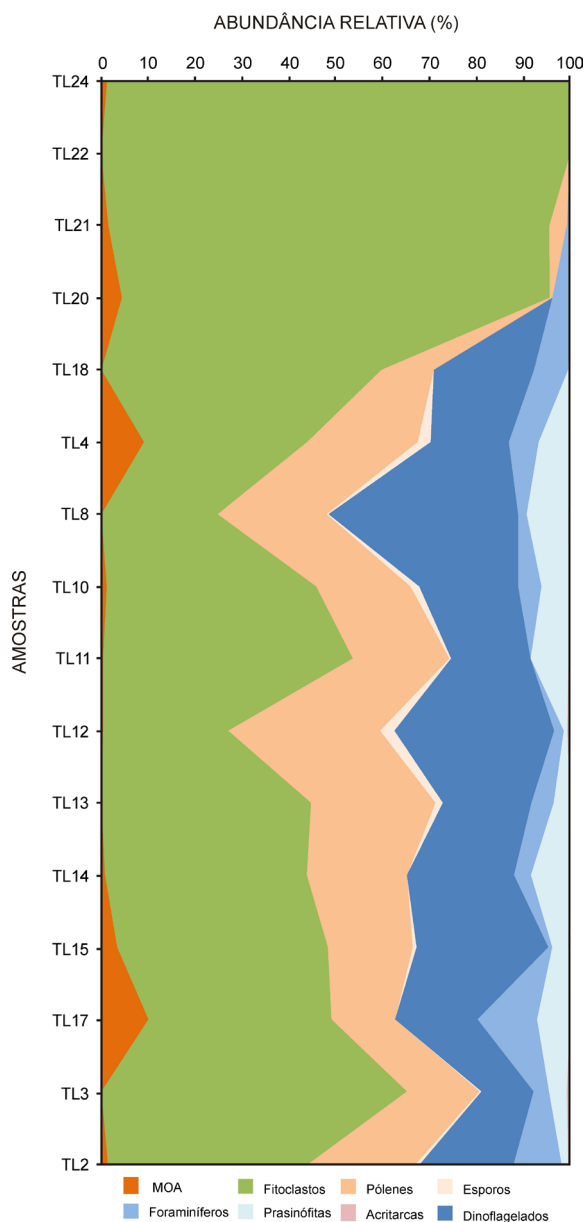


Fig. 5.4. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas do corte do Telheiro.

5.2.2. PRAIA DA MARETA

Da sucessão aflorante na praia da Mareta, a sul de Sagres (Fig. 4.4, capítulo 4), foram analisadas para palinofácies 28 amostras, das já anteriormente estudadas no capítulo 4, consideradas representativas das diferentes camadas, do intervalo Bajociano superior - Caloviano superior.

Da análise dos valores médios das contagens dos diferentes grupos constituintes da matéria orgânica, ressalta a baixa percentagem de MOA presente ao longo de todas as amostras, correspondendo apenas a cerca de 5% do total, por comparação com o grupo dos fitoclastos e palinomorfos, cujos valores atingiram os 48,8% e 46,3% respetivamente (Tab. 5.4).

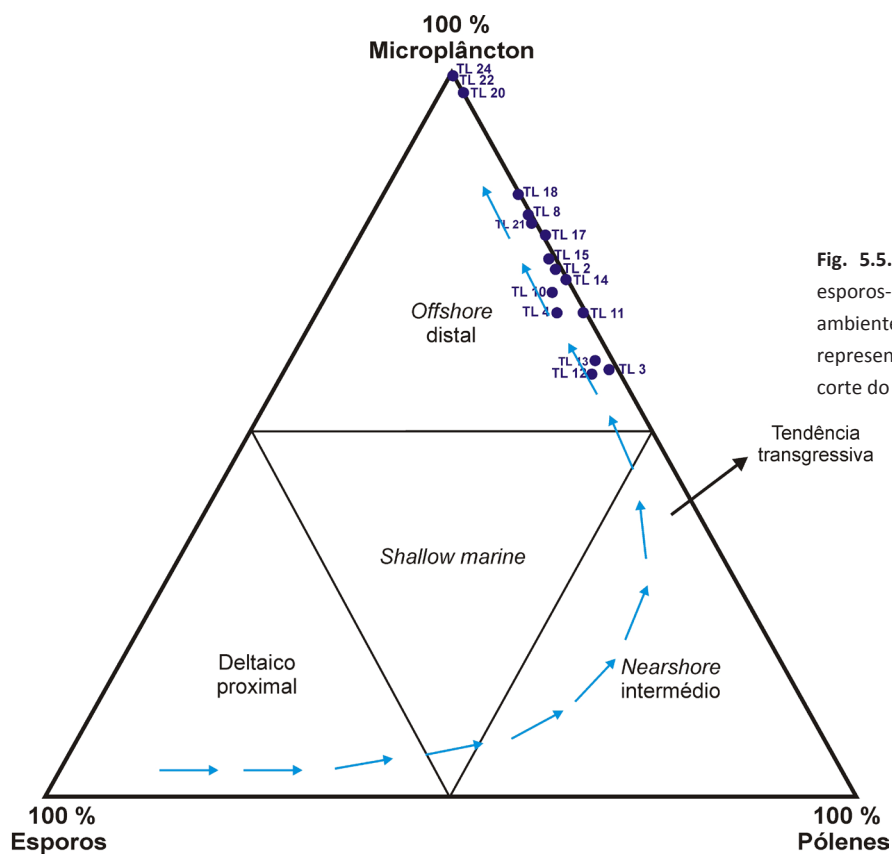
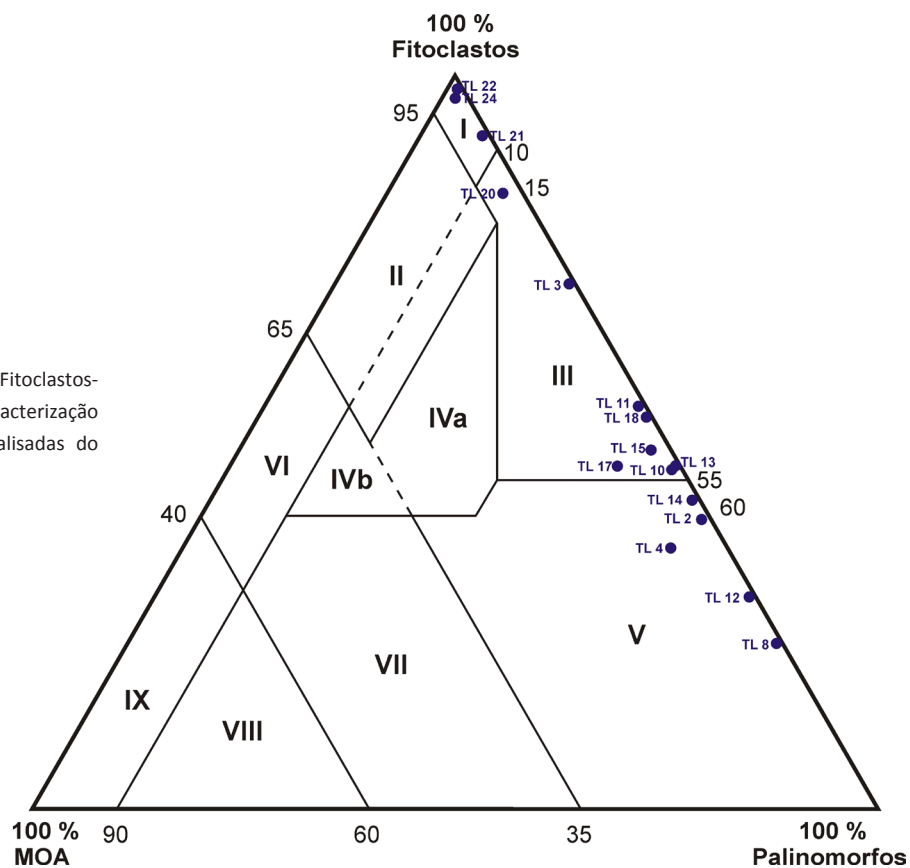


Fig. 5.5. Diagrama ternário (microplâncton-espores-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas do corte do Telheiro.

Fig. 5.6. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas do corte do Telheiro.



O grupo dos fitoclastos está representado por 22,4% de opacos e 26,3% de não-opacos (biostruturados, não-biostruturados e cutículas). Em termos gerais, os palinomorfos continentais (16,7%) são dominados por pólenes (16,4%), verificando-se uma reduzida quantidade de esporos (0,3%) ao longo de todas as amostras.

Nos palinomorfos marinhos (29,7%), registou-se a ocorrência de uma percentagem relativamente elevada de palinomorfos indeterminados (16,3%), seguindo-se o subgrupo dos dinoflagelados (7%), forros internos de foraminíferos (4,4%), prasinófitas (1,9%) e por último dos acritarcas (0,1%).

Os valores da razão OP/NOP variam entre 0,1 e 4,0, apresentando um valor médio de 0,9 (Tab. 5.4). Estes valores refletem a existência de um grande equilíbrio entre a quantidade de fitoclastos opacos e não-opacos.

Os resultados da distribuição quantitativa e da caracterização dos grupos da matéria orgânica particulada nas amostras estudadas estão sintetizados nas figs. 5.7 e 5.8. Analisando estas figuras é possível observar a existência de uma tendência transgressiva para o topo da sucessão. O aumento da MOA e de palinomorfos marinhos, associado à diminuição de fitoclastos e de palinomorfos conti-

Tab. 5.4. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinomorfos e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da praia da Mareta. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinomorfos; Bs = biostruturados; Nbs = não-biostruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = forros internos de foraminíferos).

Amostras	Grupos principais			Fitoclastos					Palinomorfos							Parâmetros
	MOA	Fit.	Pal.	Opacos	Não-opacos			Continentais		Marinhos					OP/NOP	
					Bs	Nbs	Ct	Pol.	Esp.	Acs	Dino.	Pras.	For.	Indet.		
M37	-	41,4	58,6	26,7	0,9	13,8	-	13,8	-	-	13,8	0,9	8,6	21,6	1,8	
M33	32,7	15,1	52,2	1,0	1,0	13,1	-	5,8	0,6	0,6	4,2	3,2	5,1	32,7	0,1	
M32	2,2	26,6	71,2	7,5	4,1	15,0	-	19,1	-	-	10,7	3,8	7,5	30,1	0,4	
M31	1,2	18,3	80,5	4,9	1,2	12,2	-	14,6	-	-	26,8	-	2,4	36,6	0,4	
M41	-	41,8	58,2	14,9	5,0	21,4	0,5	14,4	-	-	16,4	2,5	4,5	20,4	0,6	
M42	-	37,8	62,2	10,8	4,7	22,3	-	14,2	-	-	12,8	1,4	3,4	30,4	0,4	
M43	1,0	15,4	83,7	1,0	1,9	12,5	-	23,1	-	-	28,8	1,0	1,9	28,8	0,1	
M45	2,8	36,3	61,5	11,3	8,8	15,6	0,6	32,3	2,0	0,3	7,9	4,0	1,1	13,9	0,5	
M72	0,6	36,4	63,1	11,9	13,6	10,8	-	35,5	0,9	0,6	13,1	4,3	3,7	5,1	0,5	
M47	0,2	45,2	55,3	15,5	9,6	19,9	0,2	24,1	0,5	-	14,5	2,6	8,4	5,2	0,5	
M74	2,2	52,7	45,4	24,7	8,9	18,8	0,3	17,2	-	0,5	5,4	3,8	14,0	4,6	0,9	
M27	2,4	37,2	60,4	11,8	8,5	16,7	0,2	25,8	0,9	-	17,4	0,7	7,6	8,0	0,5	
M25	2,3	48,4	49,3	19,2	8,9	19,9	0,5	23,1	0,2	0,7	5,3	7,1	10,3	2,7	0,7	
M22	4,1	76,9	19,0	35,7	14,9	26,3	-	8,7	-	-	-	0,5	0,7	9,2	0,9	
M23	5,0	68,0	27,0	16,9	15,3	15,8	20,0	14,8	-	-	1,0	1,7	0,5	9,1	0,3	
M63	1,5	35,2	63,3	10,6	4,5	19,8	0,3	34,7	-	-	2,5	1,0	10,1	15,1	0,4	
M65	12,4	77,0	10,6	46,7	13,2	17,2	-	1,3	-	-	-	3,7	-	5,5	1,5	
M11	7,3	59,3	37,1	35,6	9,4	13,7	0,6	7,3	-	-	0,6	5,2	1,8	20,7	1,5	
M56	2,8	81,0	16,1	42,8	17,3	21,0	-	3,1	0,3	-	-	-	0,3	12,5	1,1	
M58	2,9	60,4	36,7	20,8	9,9	29,7	-	19,0	0,3	-	1,3	0,3	6,0	9,9	0,5	
M60	2,5	56,7	40,8	10,9	15,5	30,3	-	18,0	0,2	-	1,4	0,9	7,1	13,2	0,2	
M8	-	48,4	51,7	17,4	12,6	17,6	0,8	33,9	0,6	0,4	3,9	1,2	1,4	10,5	0,6	
M7	-	19,1	80,9	4,1	4,4	10,6	-	17,3	-	-	2,1	0,5	1,0	60,1	0,3	
M6	1,0	33,9	65,1	14,0	5,7	14,2	-	29,2	-	-	8,2	1,5	3,0	23,2	0,7	
M3	0,5	64,6	35,4	32,2	6,9	25,5	-	6,4	0,5	-	2,4	1,1	4,8	20,2	1,0	
M16	1,4	87,5	11,1	69,2	3,7	8,3	6,3	1,1	0,3	-	1,7	0,3	0,6	7,1	3,8	
M14	4,1	79,7	16,2	63,8	4,3	10,7	0,9	2,0	0,3	-	0,3	-	-	13,6	4,0	
M1	1,7	46,6	51,7	13,8	3,4	29,3	-	22,8	-	-	2,6	0,9	12,1	13,4	0,4	
Média	5,1	48,8	46,3	22,4	7,8	17,5	1,0	16,4	0,3	0,1	7,0	1,9	4,4	16,3	0,9	

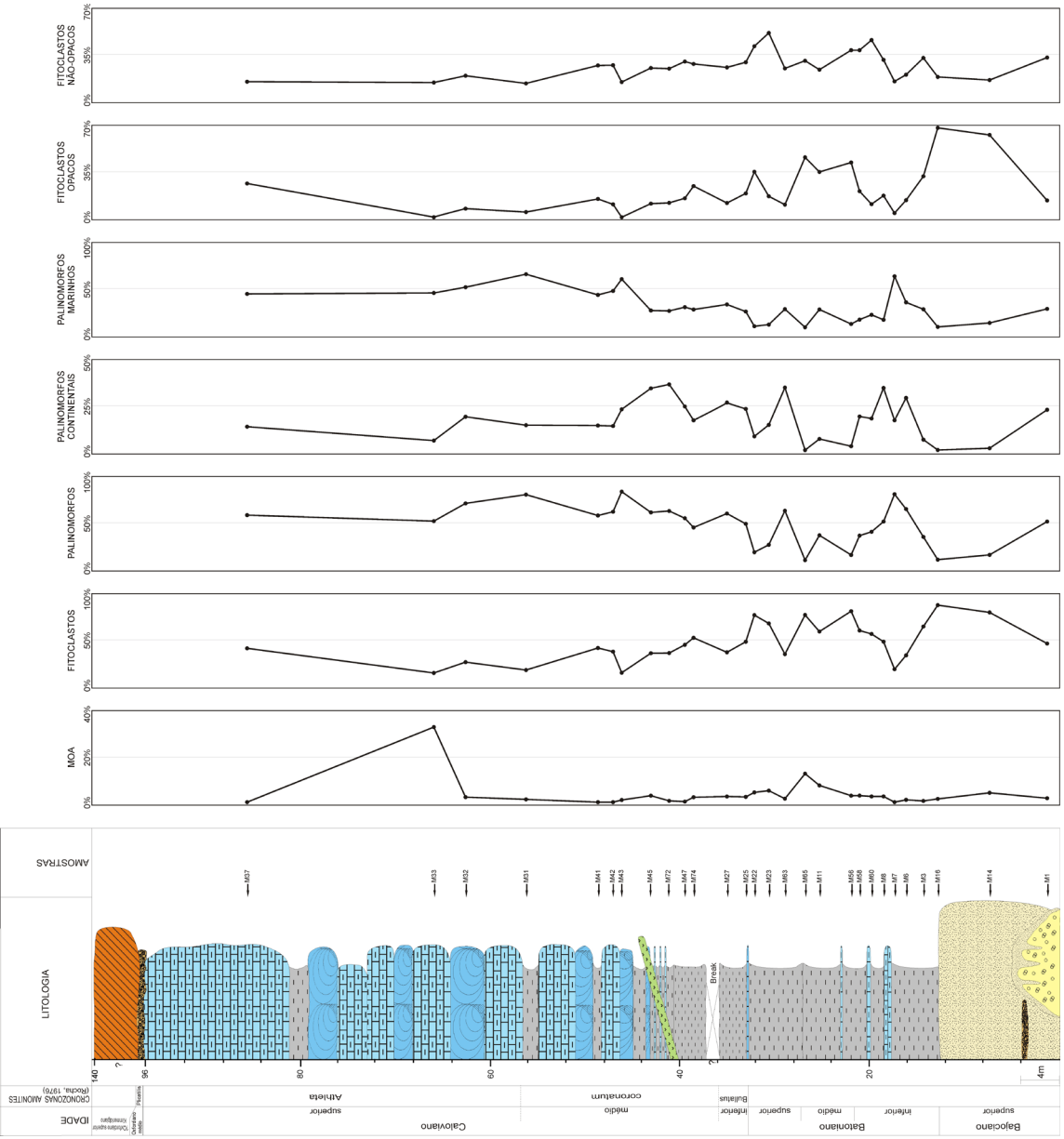


Fig. 5.7. Coluna estratigráfica da praia da Mareta e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas.

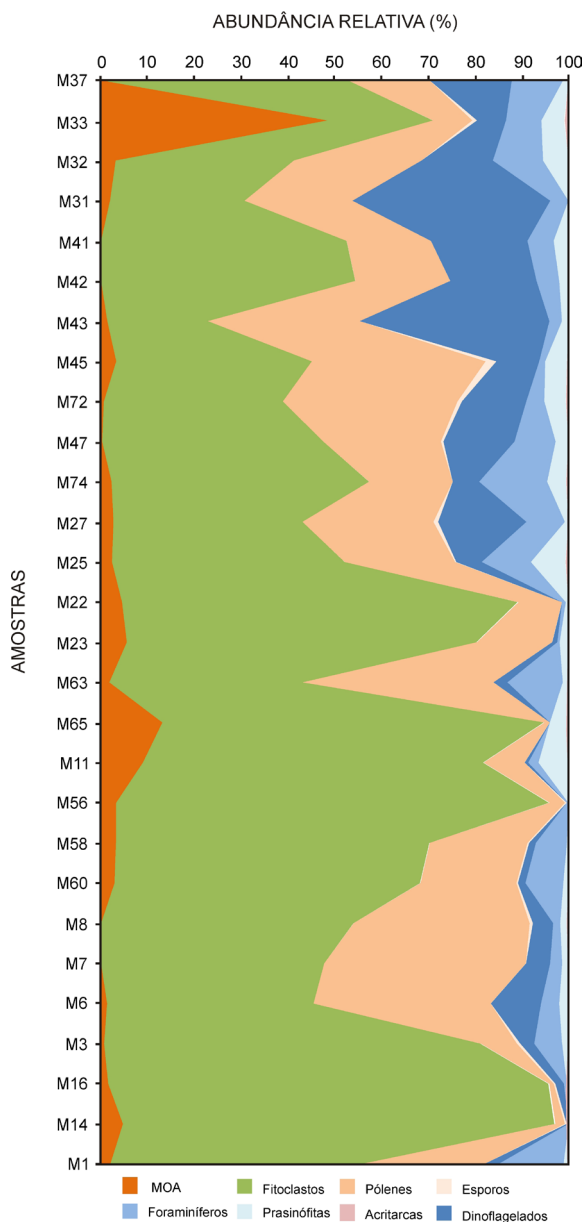


Fig. 5.8. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da praia da Mareta.

mentais, verificado para o topo da sucessão confirmam essa tendência geral.

Desde a base da sucessão até aos níveis datados do Batoniano superior verifica-se uma maior oscilação dos valores percentuais dos diferentes componentes da matéria orgânica, verificando-se um pequeno episódio transgressivo, marcado pela redução abrupta dos valores de fitoclastos e aumento de palinomorfos, principalmente de ori-

gem marinha, cujo pico máximo foi atingido na amostra M6. A partir do Caloviano médio verifica-se uma menor variabilidade percentual dos diferentes componentes, provavelmente como reflexo do espaçamento que existe entre as amostras (Fig. 5.7).

Na fig. 5.9 está representado o diagrama ternário utilizado para interpretar ambientes deposicionais e tendências transgressivas-regressivas.

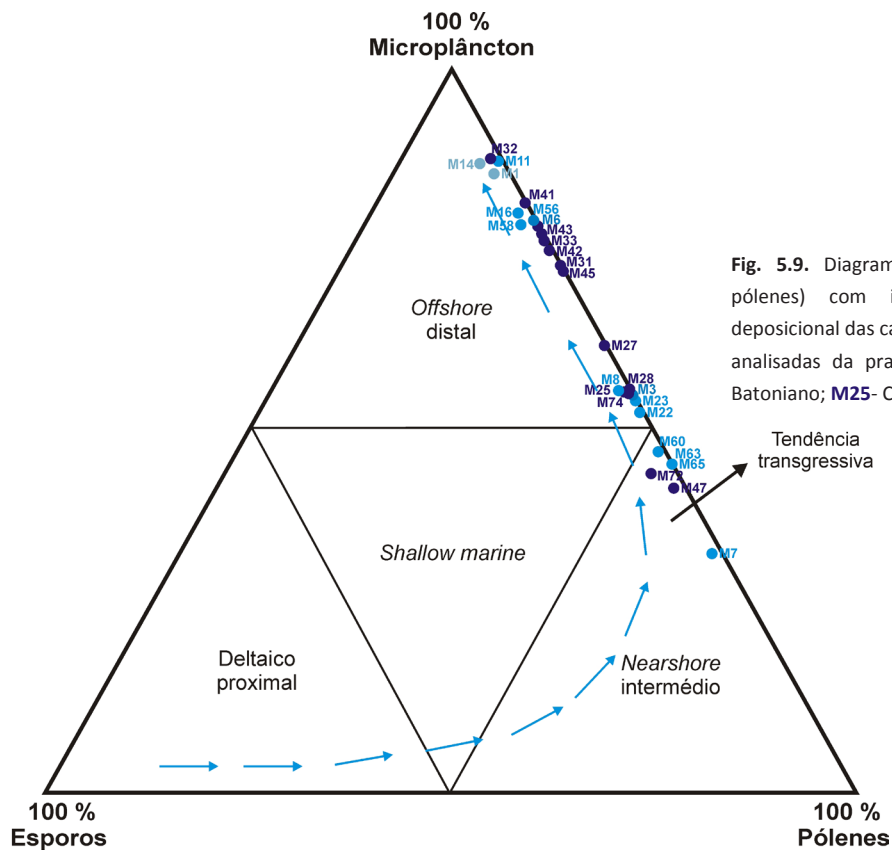
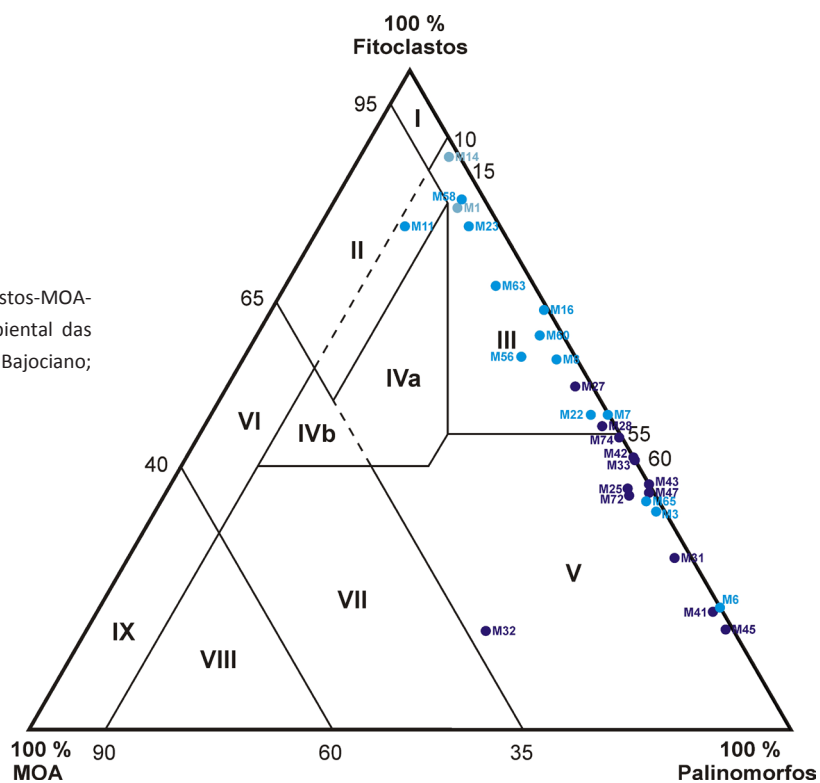


Fig. 5.9. Diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da praia da Mareta (M1- Bajociano; M3- Batoniano; M25- Caloviano).

Fig. 5.10. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da praia da Mareta (M1- Bajociano; M3- Batoniano; M25- Caloviano).



Os valores médios percentuais de microplâncton, esporos e pólenes, sugerem que nesta sucessão as amostras estudadas apresentam características de ambientes intermédios a distais, distribuindo-se entre ambiente *offshore* distal e *nearshore* intermédio, sendo consistente com uma tendência transgressiva geral.

De acordo com o diagrama ternário representado na fig. 5.10, onde foram projetados os valores percentuais dos três grupos principais da matéria orgânica, as amostras encontram-se dispersas principalmente entre os campos III e V. O campo III corresponde a um ambiente de plataforma proximal (plataforma óxica heterolítica), caracterizado pela quase ausência de MOA, dominância de fitoclastos e presença significativa de palinómorfs. O campo V caracteriza um ambiente de plataforma distal óxica, representado por baixas quantidades de MOA, por vezes muito degradada, e palinómorfs abundantes. É evidente a existência de uma tendência predominantemente transgressiva para o topo da sucessão, verificando-se um aumento de microplâncton (dinoflagelados, foros internos de foraminíferos e prasinófitas) e

diminuição de palinómorfs continentais.

5.2.3. PRAIA DA BALEEIRA

Como já referido anteriormente, o afloramento da praia da Baleeira, localiza-se a leste da vila de Sagres (Fig. 4.4, capítulo 4). Das 23 amostras que permitiram a obtenção de associações de palinómorfs relativamente abundantes, foram selecionadas 11 amostras para o estudo de palinofácies, pertencentes aos níveis de calcários margosos e margas datados do Caloviano superior.

A matéria orgânica recuperada das amostras estudadas apresenta grande diversidade e variabilidade dos componentes orgânicos. O grupo dominante é representado pelos palinómorfs (51,6%), sendo seguido pelo grupo dos fitoclastos (36,6%) e MOA (11,8%) (Tab. 5.5). O grupo dos palinómorfs é caracterizado pela dominância de formas marinhas (dinoflagelados e palinómorfs indeterminados) correspondendo a cerca de 30,7% do total, e em menor quantidade pali-

Tab. 5.5. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinómorfs e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da praia da Baleeira. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinómorfs; Bs = bioestruturados; Nbs = não-bioestruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = foros internos de foraminíferos).

Amostras	Grupos principais			Fitoclastos				Palinómorfs					Parâmetros	
	MOA	Fit.	Pal.	Opacos	Não-opacos			Continentais		Marinhos			OP/NOP	
					Bs	Nbs	Ct	Pol.	Esp.	Acs	Dino.	Pras.	For.	Indet.
BA2	7,0	47,6	45,4	20,4	1,5	25,6	-	14,9	-	-	10,4	0,3	4,0	15,9
BA4	4,9	25,5	69,5	5,5	3,0	17,0	-	24,7	0,5	0,3	20,1	0,5	9,6	13,7
BA6	13,7	27,4	58,9	10,6	5,0	11,7	-	18,2	-	0,3	19,8	0,3	7,3	13,1
BA26	0,9	48,6	50,5	20,5	7,5	20,3	0,2	13,2	0,5	-	14,4	1,8	3,0	17,6
BA24	9,5	35,1	56,2	11,6	9,5	14,1	-	32,2	1,1	-	10,3	1,6	2,4	8,6
BA22	5,6	50,1	44,2	7,3	11,0	31,3	0,6	17,2	1,4	-	5,9	0,6	7,0	12,1
BA19	50,3	11,4	38,6	2,4	2,4	6,6	-	18,6	1,2	-	6,0	0,9	4,8	7,2
BA17	2,7	41,9	55,4	3,3	3,3	35,2	-	31,3	0,3	-	4,5	1,2	4,2	13,9
BA12	7,0	47,9	45,1	13,1	9,8	25,0	-	15,5	0,6	-	11,3	0,6	4,0	13,1
BA9	3,7	46,3	50,0	8,6	10,0	27,7	-	25,4	-	1,1	6,0	0,6	6,6	10,3
BA7	24,7	21,3	54,0	1,2	2,7	17,4	-	14,6	-	-	14,6	0,3	7,3	17,1
Média	11,8	36,6	51,6	9,5	6,0	21,1	0,1	20,5	0,5	0,2	11,2	0,8	5,5	13,0

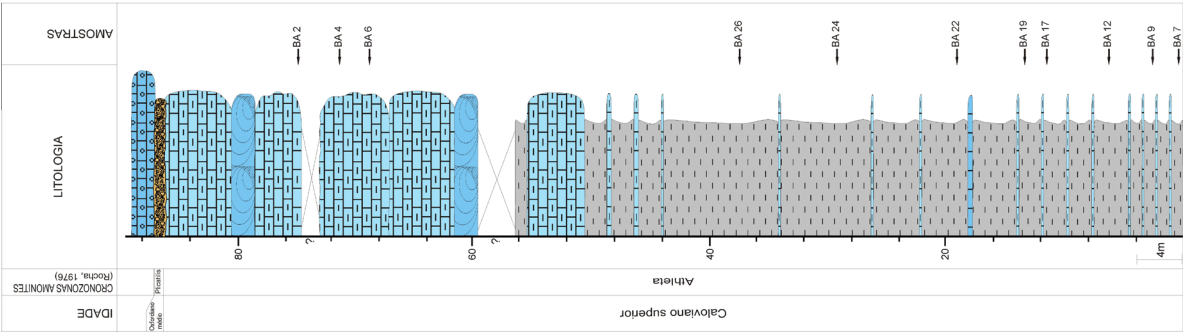


Fig. 5.11. Coluna estratigráfica da praia da Baleia e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas.

nomorfos continentais (21%). Os palinomorfos indeterminados têm uma expressão de 13% do total de palinomorfos marinhos. No grupo dos fitoclastos, predomina o subgrupo dos fitoclastos não opacos, com cerca de 27,8%, seguindo-se os fitoclastos opacos, com um valor médio de 9,5%.

Neste afloramento, os valores da razão OP/NOP calculados para todas as amostras analisadas variam entre o mínimo de 0,1 e o máximo de 0,8, apresentando um valor médio de 0,4. À semelhança do que se verificou no corte do Telheiro, estes valores indicam a existência de uma maior quantidade de fitoclastos não-opacos em relação aos fitoclastos opacos e pode ser explicado pelos mesmos controlos deposicionais sugeridos para o corte do Telheiro.

Na fig. 5.11 estão representados os gráficos quantitativos dos cinco grupos principais de componentes da matéria orgânica, recuperados ao longo da sucessão. Valores semelhantes da abundância relativa dos grupos MOA, fitoclastos e palinomorfos são observáveis ao longo de toda a sucessão. No entanto, destaca-se a ocorrência de uma ligeira diminuição de fitoclastos, aumento de palinomorfos marinhos e continentais, no intervalo compreendido entre as amostras BA17 e BA24.

Em termos gerais, como pode ser observado na fig. 5.12, os componentes distribuem-se de forma mais ou menos constante ao longo da sucessão, sendo indicador de condições ambientais relativamente estáveis.

As percentagens dos três grupos principais de palinomorfos (microplâncton, esporos e pólenes) foram projetadas no diagrama ternário que mostra os indicadores de tendências transgressiva-regressiva e proximal-distal (Fig. 5.13). Os valores médios percentuais de dinoflagelados, esporos e grãos de pólen sugerem que nesta sucessão a maioria das amostras apresenta grande afinidade

com ambientes distais (*offshore*) embora também surjam algumas tendências para ambientes marinhos intermédios (*nearshore*). Estas variações traduzem o facto de o microplâncton e pólenes serem dominantes em relação aos esporos, que são quase inexistentes.

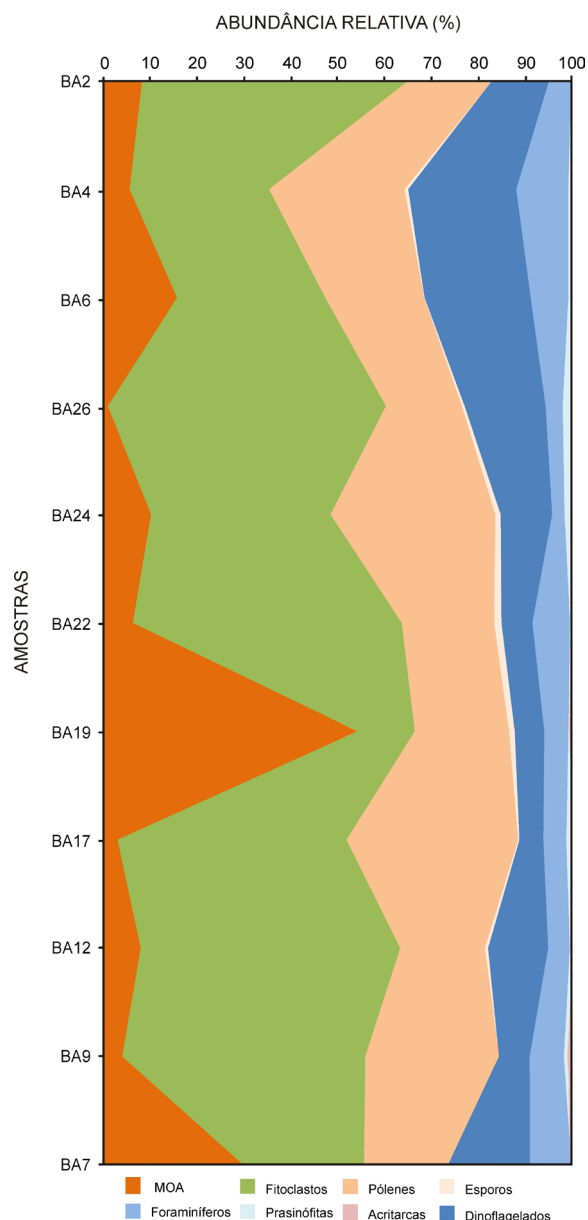


Fig. 5.12. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da praia da Baleeira.

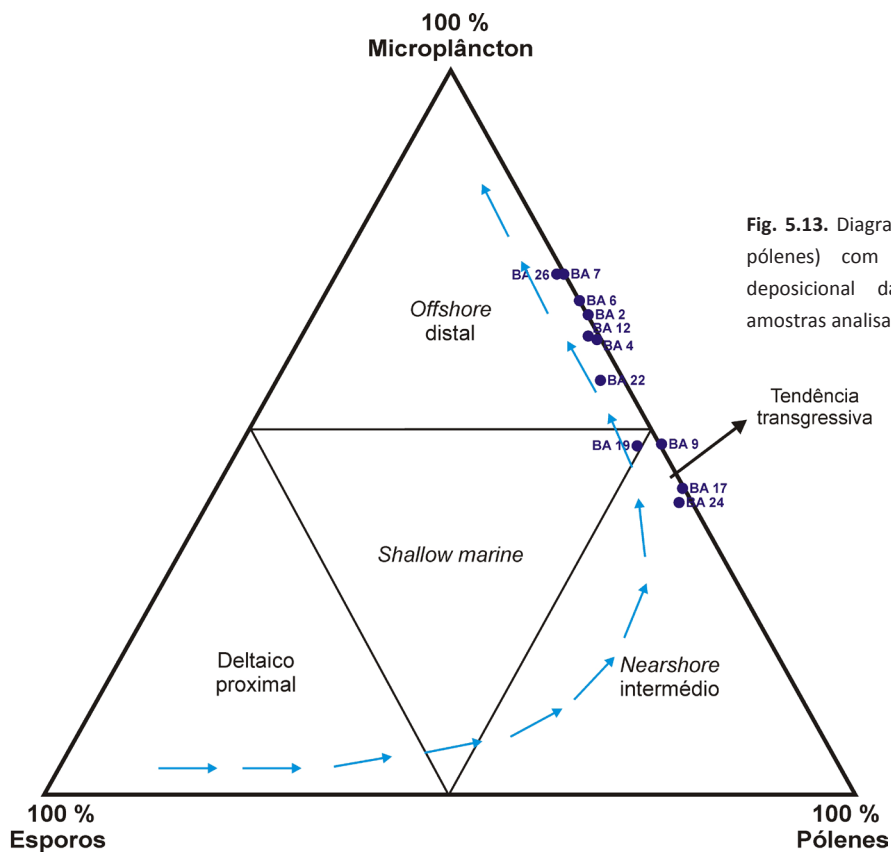
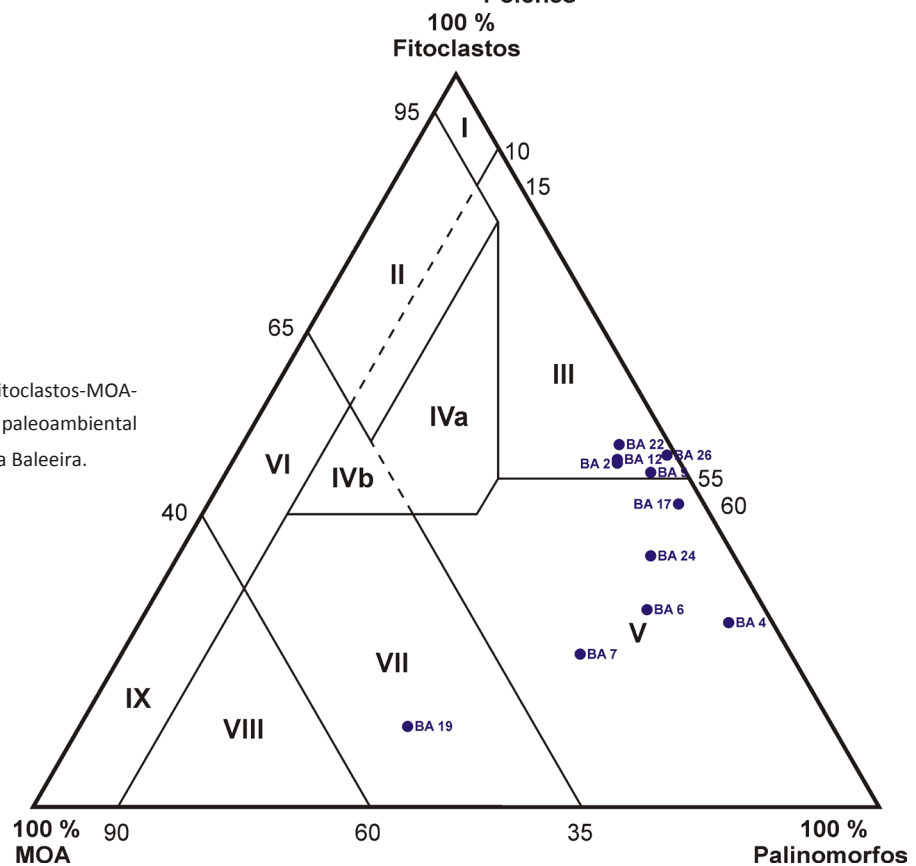


Fig. 5.13. Diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da praia da Baleeira.

Fig. 5.14. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da praia da Baleeira.



À semelhança do que se verificou na praia da Mareta, as amostras distribuem-se entre os campos III e V (Fig. 5.14). Assim, a sedimentação terá ocorrido em ambientes de plataforma proximal (plataforma óxica heterolítica) e ambientes de plataforma óxica, caracterizados pela presença moderada de MOA, percentagem elevada de fitoclastos e presença significativa de palinomorfos.

Apenas a amostra BA19 ficou projetada no campo VII que corresponde a um ambiente de plataforma distal disóxica-anóxica. Este facto está associado principalmente à elevada percentagem de MOA que foi registada nesta amostra, tratando-se de uma ocorrência anómala por comparação com os valores médios das restantes amostras.

Assim, a deposição da sucessão da praia da Baileira terá ocorrido em meio marinho de plataforma, relativamente proximal e com forte influência continental.

5.2.4 BAÍA DAS TRÊS ANGRAS

A sucessão da Baía das Três Angras, localizada próximo da aldeia da Carrapateira (Fig. 4.22, capítulo 4), compreende uma sequência sedimentar de cerca de 50 m de espessura, de idade Kimmeridgiano inferior, anteriormente descrita no capítulo 4. Foram recolhidas 38 amostras de margas e calcários margosos, tendo 33 destas sido sujeitas a estudos de palinofácies.

Nos resíduos orgânicos obtidos predomina o grupo dos fitoclastos (58,9%) e, dentro deste, o subgrupo com maior representatividade é o dos fitoclastos opacos (42,1%) (Tab. 5.6). O grupo da MOA (18,3%) apresenta expressão moderada, sendo quase equiparada às percentagens relativas

de palinomorfos (20,8%). Os palinomorfos, moderadamente bem preservados, estão representados principalmente por esporos e pólenes (15,8%) e por um grupo minoritário de palinomorfos marinhos (6,8%). O microplâncton marinho é representado principalmente por dinoflagelados (4,5%) e foros internos de foraminíferos (1,8%), embora também estejam presentes prasinófitas (0,3%) e acritarcas (0,2%).

Para a sucessão da Baía das Três Angras, os valores da razão OP/NOP variam entre 0,2 e 3,7, com um valor médio de 1,4. Estes valores indicam que existe um predomínio dos fitoclastos opacos em relação aos fitoclastos não opacos, podendo ser explicados pela ocorrência de vários fatores deposicionais, como por exemplo, a sedimentação associada a um transporte de alta energia (oxidante), local de deposição distante da área fonte do material lenhoso e/ou ocorrência de processos oxidantes sobre as partículas de fitoclastos, antes destas entrarem no sistema deposicional.

Na fig. 5.15 está representada a distribuição e variação vertical dos grupos principais da matéria orgânica. A partir da base, verifica-se um aumento da percentagem de palinomorfos marinhos e de fitoclastos, em simultâneo com baixos valores de palinomorfos continentais, o que sugere a existência de uma tendência geral transgressiva, até aos 12 m da sucessão. No entanto, esta tendência sofre uma alteração brusca, evidenciando a ocorrência de um episódio regressivo rápido, cujo máximo se encontra materializado por um nível conglomerático. Este facto é corroborado pela ocorrência de percentagens relativamente elevadas de MOA, fitoclastos e inexistência de palinomorfos marinhos, que sugerem a presença de ambiente proximal com condições óxicas.

A partir do nível conglomerático verifica-se que os valores percentuais de todos os grupos retornam

Tab. 5.6. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinomorfos e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da Baía das Três Angra. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinomorfos; Bs = bioestruturados; Nbs = não-bioestruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = foros internos de foraminíferos).

Amostras	Grupos principais			Fitoclastos			Palinomorfos							Parâmetros
	MOA	Fit.	Pal.	Opacos	Não-opacos		Continentais		Marinhos				OP/NOP	
					Bs & Nbs	Ct	Pol.	Esp.	Acs	Dino.	Pras.	For.		
C50	5,7	59,7	34,7	33,7	19,3	6,7	20,3	7,3	-	6,3	0,7	-	1,3	
C49	6,3	62,3	28,3	33,7	26,3	2,3	17,7	5,7	0,7	4,0	0,3	3,0	1,2	
C48	13,0	61,0	20,7	44,0	11,7	5,3	13,0	5,3	0,7	1,7	-	4,7	2,6	
C47	12,7	54,0	29,0	28,3	19,0	6,7	17,0	6,0	1,7	3,7	0,7	4,3	1,1	
C46	8,3	78,3	10,3	51,0	23,7	3,7	4,3	4,7	-	1,0	0,3	2,3	1,9	
C45	27,7	47,3	21,7	25,7	15,3	6,3	11,3	7,3	-	2,3	0,7	3,3	1,2	
C44	14,0	78,0	8,0	30,0	40,0	8,0	2,7	5,3	-	-	-	-	0,6	
C42	-	95,0	5,0	74,7	19,0	1,3	3,7	1,0	-	0,3	-	-	3,7	
C41	16,3	65,3	17,3	34,0	24,3	7,0	11,3	2,3	-	3,3	0,3	1,0	1,1	
C40	32,3	47,7	19,0	14,0	28,3	5,3	13,3	2,0	-	3,3	0,3	0,3	0,4	
C39	21,3	62,7	15,7	39,3	17,7	5,7	10,0	4,3	-	0,7	0,7	-	1,7	
C1	13,7	56,7	25,3	20,0	16,0	20,7	14,0	5,0	0,7	5,7	-	2,7	0,5	
C2	16,0	59,3	23,7	25,0	23,3	11,0	10,0	3,7	-	9,0	1,0	1,0	0,7	
C3	22,7	62,3	14,3	22,3	30,3	9,7	8,0	2,0	-	4,3	-	0,7	0,6	
C4	21,3	50,7	26,3	19,0	24,3	7,3	14,0	4,3	0,7	7,3	-	1,7	0,6	
C5	17,7	58,7	22,0	30,0	24,7	4,0	13,0	5,7	-	3,3	-	1,0	1,0	
C6	17,0	61,0	20,7	39,0	18,7	3,3	11,0	6,0	0,3	3,3	-	1,0	1,8	
C7	15,3	72,3	12,0	54,7	14,7	3,0	7,3	4,7	-	-	-	-	3,1	
C8	12,3	77,0	10,7	52,7	20,7	3,7	3,7	5,7	-	1,3	-	-	2,2	
C9	46,7	40,7	11,7	7,7	15,0	18,0	7,3	2,0	-	2,3	-	1,0	0,2	
C10	18,7	62,3	19,0	33,0	22,3	7,0	11,7	7,3	-	-	-	-	1,1	
C12	16,0	52,7	27,7	25,0	23,7	4,0	14,7	5,7	-	6,3	1,0	3,7	0,9	
C15	14,0	49,7	32,7	28,0	17,0	4,7	18,0	5,3	0,7	8,3	0,3	3,7	1,3	
C16	12,3	60,3	25,7	41,0	17,0	2,3	15,3	3,3	0,3	6,7	-	1,7	2,1	
C17	15,0	52,7	25,7	34,3	15,0	3,3	17,7	1,7	-	5,7	0,7	6,0	1,9	
C18	15,7	52,3	26,3	31,3	15,3	5,7	17,3	3,3	-	5,3	0,3	5,7	1,5	
C30	19,0	53,7	25,7	29,0	17,0	7,7	14,3	2,3	0,3	8,0	0,7	1,7	1,2	
C23	40,0	55,3	4,7	35,0	14,3	6,0	3,0	1,7	-	-	-	-	1,7	
C24	46,7	43,0	10,3	19,3	16,7	7,0	4,3	6,0	-	-	-	-	0,8	
C29	9,0	64,7	25,0	35,3	22,0	7,3	7,3	0,7	-	17,0	-	1,3	1,2	
C31	15,7	65,0	18,7	39,0	22,3	3,7	7,0	2,7	0,3	8,3	0,3	0,7	1,5	
C33	18,0	47,7	31,3	27,7	13,7	6,3	16,7	5,7	-	8,0	1,0	3,0	1,4	
C35	23,0	34,7	37,0	18,3	5,7	10,7	20,7	4,3	-	11,3	0,7	3,0	1,1	
Média	18,3	58,9	20,8	32,6	19,8	6,5	11,5	4,3	0,2	4,5	0,3	1,8	1,4	

aos valores que marcam a tendência geral transgressiva da sucessão (Fig. 5.16).

No entanto, a partir da amostra C46, verifica-se um eventual episódio regressivo, embora não tenha assumido uma expressão tão significativa como o anterior

O diagrama ternário da fig. 5.17 mostra os ambientes deposicionais e tendências transgressivas-regressivas definidos pelos valores percentuais de microplâncton, esporos e pólenes. A maioria das amostras estudadas foram projetadas entre os

campos *shallow marine* e *nearshore* intermédio, o que indica uma sedimentação em zonas marinhas pouco profundas. Em termos gerais, é evidente a predominância de pólenes e esporos em relação ao microplâncton.

As amostras C44, C24 e C8 são as que apresentam tendências mais proximais em relação às restantes, correspondendo a um ambiente deltaico proximal. As amostras C31 e C29 recaíram sobre o campo *Offshore* distal, uma vez que apresentam as maiores percentagens de microplâncton.

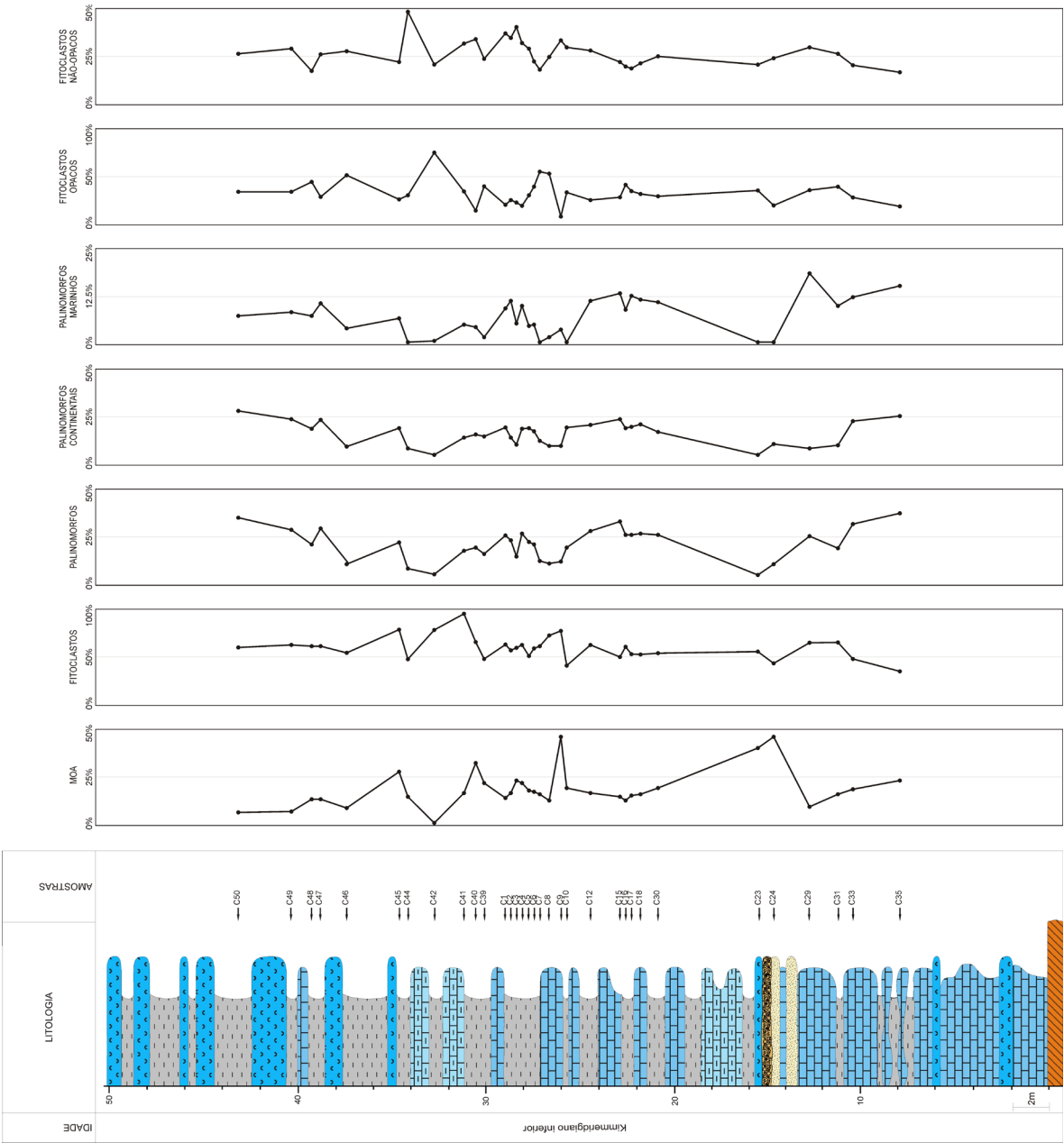


Fig. 5.15. Coluna estratigráfica da Baía das Três Angras e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas.

No entanto, a presença relativamente comum de forros internos de foraminíferos é consistente com um ambiente marinho de baixa profundidade (e.g., Al-Saad & Ibrahim, 2005). Assim, é evidente uma tendência transgressiva geral, embora a sedimentação tenha ocorrido sempre em ambientes proximais.

As percentagens dos três grupos principais da matéria orgânica (Fitoclastos, MOA e Palinomorfos) foram projetados no diagrama ternário representado na Fig. 5.18. As amostras encontram-se agrupadas principalmente entre os campos III e IV (IVa e IVb), embora haja algumas que ficaram projetadas sobre o campo I, II e IV. O campo IV é caracterizado pela transição da plataforma para a bacia, em que o campo IVa corresponde a um ambiente de transição com condições disóxicas, apresentando percentagens significativas de MOA e elevadas percentagens de fitoclastos e palinomorfos. O campo IVb (C24 e C9) equivale a um ambiente de transição subóxico a anóxico, com tendência de nível relativo do mar intermédio. É caracterizado por uma percentagem significativa de MOA, elevada percentagem de fitoclastos e presença relativa de palinomorfos. O campo III por sua vez corresponde a um ambiente de plataforma proximal (plataforma óxica heterolítica), caracterizado pela quase ausência de MOA, dominância de fitoclastos e presença significativa de palinomorfos.

As amostras C44, C8, C7 e C46, foram projetadas sobre o campo II, o que indica a presença de um conteúdo orgânico típico de ambientes de bacia marginal com condições disóxicas – anóxicas, constituído por baixa percentagem de MOA., predomínio de fitoclastos e presença significativa de palinomorfos.

Em suma, verificou-se que a sucessão da Baía das

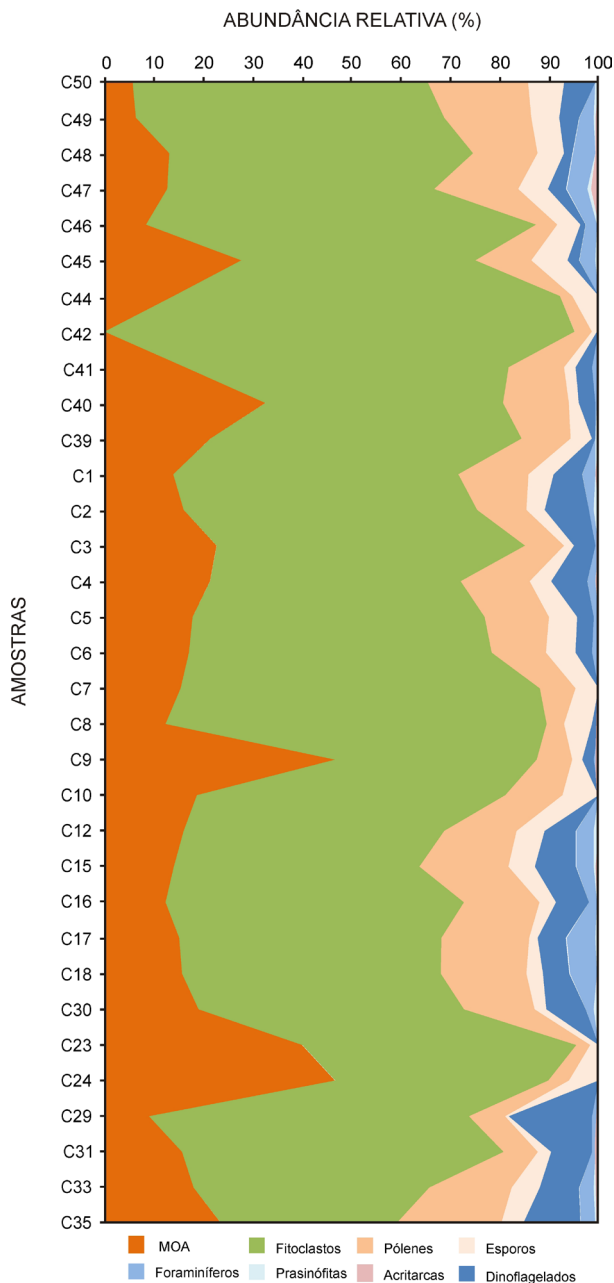


Fig. 5.16. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da Baía das Três Angras.

Três Angras terá sido depositada em ambientes que variaram desde plataforma óxica a ambientes de transição plataforma - bacia e plataforma proximal com condições disóxicas-anóxicas.

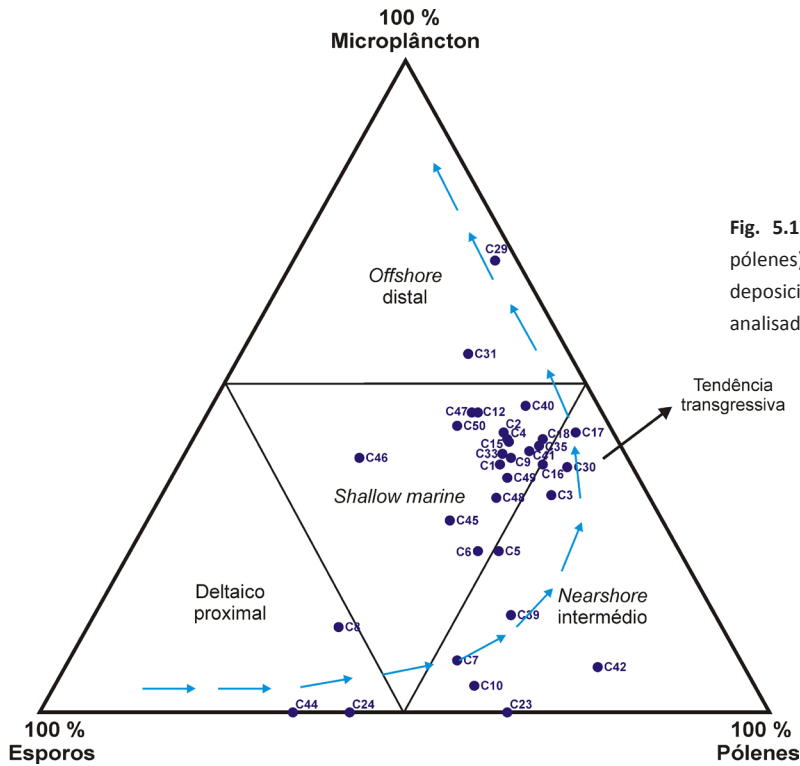
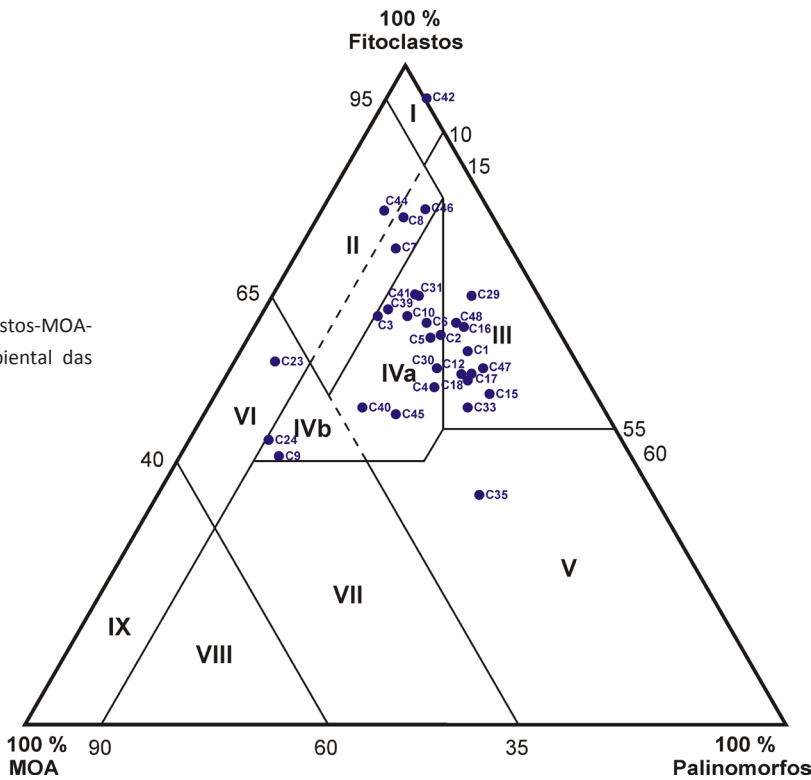


Fig. 5.17. Diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da Baía das Três Angra.

Fig. 5.18. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da Baía das Três Angra.



5.2.5. RUIVO-1

A sondagem Ruivo-1 feita na plataforma continental a sul de Faro (Fig. 4.24, capítulo 4), perfurou os 2248,7 metros de rochas sedimentares, cujas idades se distribuem desde o Triásico (?Keuper) ao Miocénico. Desta sondagem foram estudadas 15 amostras de margas e calcários margosos, anteriormente analisadas para os estudos palinostratigráficos.

Todos os intervalos estratigráficos estudados caracterizam-se pela abundante presença de matéria orgânica de origem continental, nos resíduos palinológicos. Em termos gerais, o grupo dominante é representado pelos fitoclastos (56,7%), sendo seguido pelo grupo dos palinomorfos (34,7%) e da MOA (8,9%) (Tab. 5.7). O grupo dos palinomorfos é caracterizado pelo maior número de

formas marinhas (23%), principalmente dinoflagelados (4,8%) e palinomorfos indeterminados (16,4%), e em menor quantidade palinomorfos continentais (11,6%). A maioria dos palinomorfos marinhos são de difícil classificação por se apresentarem degradados, sendo por isso classificados de indeterminados.

A razão OP/NOP varia entre o valor mínimo de 0,1 e máximo de 3,7, com uma média de 1,1 (Tab. 5.7). Este último valor traduz a existência de uma igual proporção entre os valores relativos de ambos os subgrupos de fitoclastos.

A variação vertical dos componentes orgânicos das quatro amostras do Triásico Superior mostra uma sedimentação claramente de carácter mais continental do que a restante sucessão, justificando a clara dominância do grupo fitoclastos em relação aos outros grupos (Fig. 5.19).

Tab. 5.7. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinomorfos e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da sondagem Ruivo-1. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinomorfos; Bs = bioestruturados; Nbs = não-bioestruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasínófitas; For. = foros internos de foraminíferos).

Amostras	Grupos principais			Fitoclastos				Palinomorfos							Parâmetros
	MOA	Fit.	Pal.	Opacos	Não-opacos			Continentais		Marinhos					OP/NOP
					Bs	Nbs	Ct	Pol.	Esp.	Acs	Dino.	Pras.	For.	Indet.	
R1	1,1	69,1	29,7	42,1	4,6	22,4	-	8,9	0,2	-	10,3	1,4	2,7	6,2	1,6
R2	1,6	45,9	52,4	15,7	2,4	23,5	4,3	2,4	2,7	-	0,8	3,5	-	43,0	0,5
R3	2,2	45,0	53,1	4,7	1,9	37,0	1,6	3,4	2,2	-	9,6	0,3	-	37,6	0,1
R4	2,4	44,4	53,7	17,3	2,6	23,3	1,2	1,4	22,5	-	1,9	1,9	1,0	24,9	0,6
R5	1,2	45,5	53,7	19,4	5,1	18,5	2,4	4,8	2,7	-	23,7	0,3	2,6	19,6	0,7
R6	22,6	28,5	48,9	11,8	2,0	14,7	-	7,6	1,7	-	3,2	0,2	1,2	34,9	0,7
R7	12,3	42,3	47,0	17,7	5,3	19,1	0,2	8,5	1,7	-	14,3	1,5	2,3	18,7	0,7
R8	1,6	68,7	29,9	43,1	2,4	21,2	2,1	6,8	2,1	-	3,8	-	1,9	15,3	1,7
R9	15,4	58,9	25,7	13,7	4,6	33,9	6,7	7,7	5,3	-	1,7	0,5	3,1	7,5	0,3
R10	15,1	61,8	23,1	24,0	13,0	24,8	-	12,7	1,0	-	1,4	0,2	1,4	6,3	0,6
R11	18,1	60,2	22,2	20,4	3,5	23,2	13,1	9,3	3,3	-	1,3	0,3	1,0	7,1	0,5
R12	8,2	63,2	28,6	35,4	5,1	17,6	5,1	15,3	2,8	-	0,6	0,3	-	9,6	1,3
R13	23,1	60,9	16,0	31,8	3,1	14,4	11,5	8,7	1,0	-	-	-	1,0	5,2	1,1
R14	5,5	74,5	20,3	49,2	2,6	22,4	0,3	11,3	1,8	-	-	-	-	7,1	1,9
R15	2,7	81,0	16,3	63,7	1,4	16,0	-	12,5	1,4	-	-	-	-	2,4	3,7
Média	8,9	56,7	34,7	27,3	4,0	22,1	3,2	8,1	3,5	0,0	4,8	0,7	1,2	16,4	1,1

Neste intervalo estratigráfico a distribuição dos componentes orgânicos particulados mostra uma tendência geral transgressiva, acentuada pelo aumento das percentagens relativas de MOA e diminuição do número de fitoclastos (Fig. 5.20).

Dentro da fração dos palinomorfos observa-se um aumento da presença de palinomorfos marinhos em detrimento dos palinomorfos continentais (esporos e pólenes).

Nas amostras recolhidas dos níveis pertencentes ao Caloviano observa-se uma maior diversidade e variação nas percentagens relativas dos diferentes componentes (Fig. 5.19). No geral, o grupo dominante é representado pelos fitoclastos, sendo seguido pelo grupo dos palinomorfos e da MOA.

Dentro do grupo dos palinomorfos, as formas marinhas são mais predominantes do que os palinomorfos continentais. A MOA apresenta percentagens relativas expressivas em algumas amostras (Fig. 5.20). A variação vertical dos componentes orgânicos sugere uma tendência geral transgressiva, indicada pela diminuição nas percentagens relativas de fitoclastos e palinomorfos continentais e aumento das percentagens relativas de dinoflagelados e foros internos de foraminíferos para o topo deste intervalo.

A matéria orgânica das três amostras (R1, R2 e R3) do Miocénico e Oligocénico é composta principalmente por fitoclastos, embora o grupo palinomorfos também apresente uma boa representação. A MOA apresenta sempre percentagens relativas insignificantes (Fig. 5.20).

O diagrama ternário (microplâncton-esporos-pólenes) confirma a tendência transgressiva, verificada durante o Triásico. Sendo esta justificada pelo aumento no microplâncton marinho em detrimento da presença de pólenes (Fig. 5.21).

Esta evidência indica que a deposição fez-se em meio marinho proximal com um aumento progressivo da influência marinha para o topo deste intervalo estratigráfico.

Projetando as percentagens relativas dos palinomorfos, foi possível verificar a mesma tendência transgressiva para os intervalos amostrados do Caloviano, Cretácico, Miocénico e Oligocénico (Fig. 5.21). No entanto, esta tendência transgressiva é em parte contrariada pela presença constante de tétradas de pólenes, em praticamente todas as amostras, bem como a presença dominante de componentes orgânicos de origem continental (fitoclastos de grandes dimensões, elevadas percentagens relativas de fitoclastos não-opacos e presença significativa de cutículas). A presença destes componentes orgânicos indica proximidade da área fonte ao local de deposição. Provavelmente, a tendência transgressiva sugerida pela distribuição dos componentes orgânicos particulados é consequência de controlos tectónicos/subsidência que promove sedimentação em zonas profundas, mas próximas da área fonte continental.

No diagrama ternário da fig. 5.22, encontram-se projetadas as percentagens relativas dos três grupos principais da matéria orgânica (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos). Como pode ser observado, as amostras do Triásico (R12, R12, R14 e R15), apresentam uma variação de ambientes de transição plataforma-bacia (campo IVa) a ambientes de plataforma óxica heterolítica (campo III), acentuando a tendência transgressiva anteriormente referida. Estes ambientes caracterizam-se por baixas percentagens de MOA, dominância de fitoclastos e presença significativa de palinomorfos.

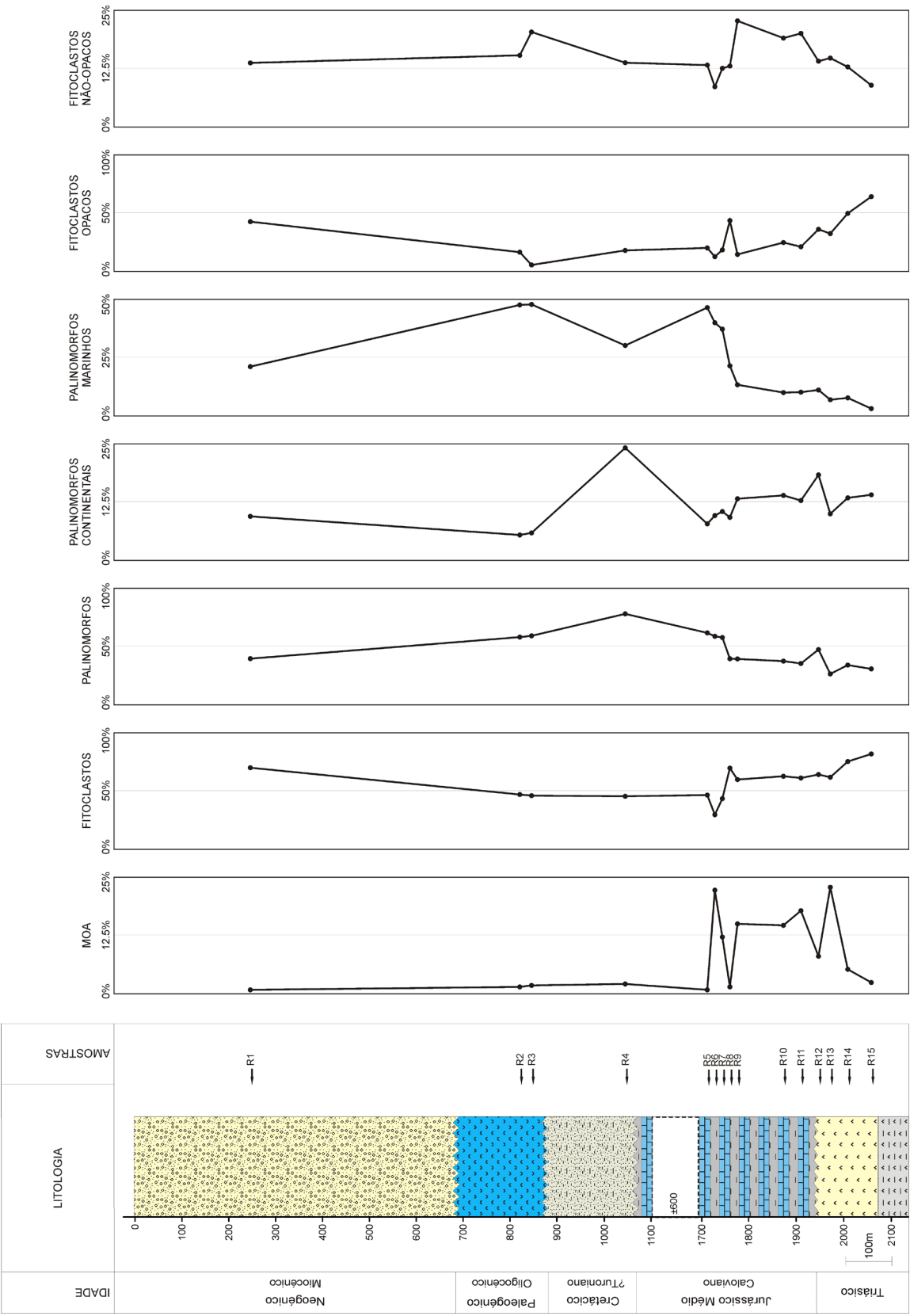


Fig. 5.19. Coluna estratigráfica da sondagem Ruivo-1 e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas.

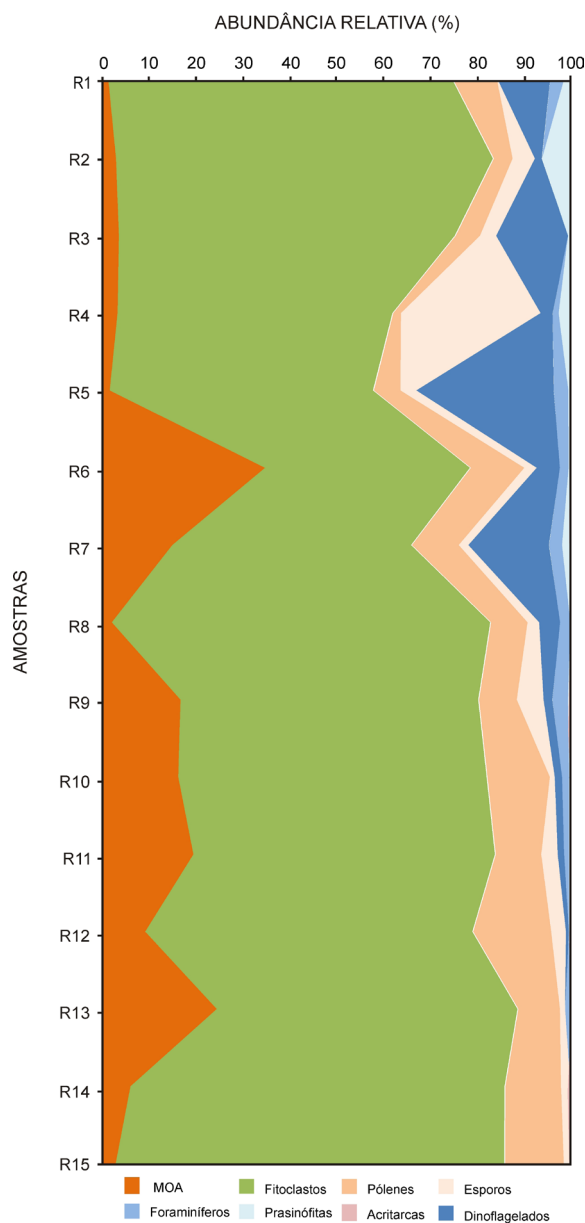


Fig. 5.20. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da sondagem Ruivo-1.

As amostras do Caloviano apresentam uma notória tendência geral de variação de ambientes de plataforma mais proximal (plataforma óxica heterolítica) para ambientes de plataforma mais distal (plataforma distal óxica) (Fig. 5.22).

O primeiro caracteriza-se por uma reduzida per-

centagem de MOA, elevada percentagem de fitoclastos e percentagem significativa de palinomorfos, e o segundo, por baixa a moderada percentagem de MOA (normalmente degradada) e palinomorfos abundantes.

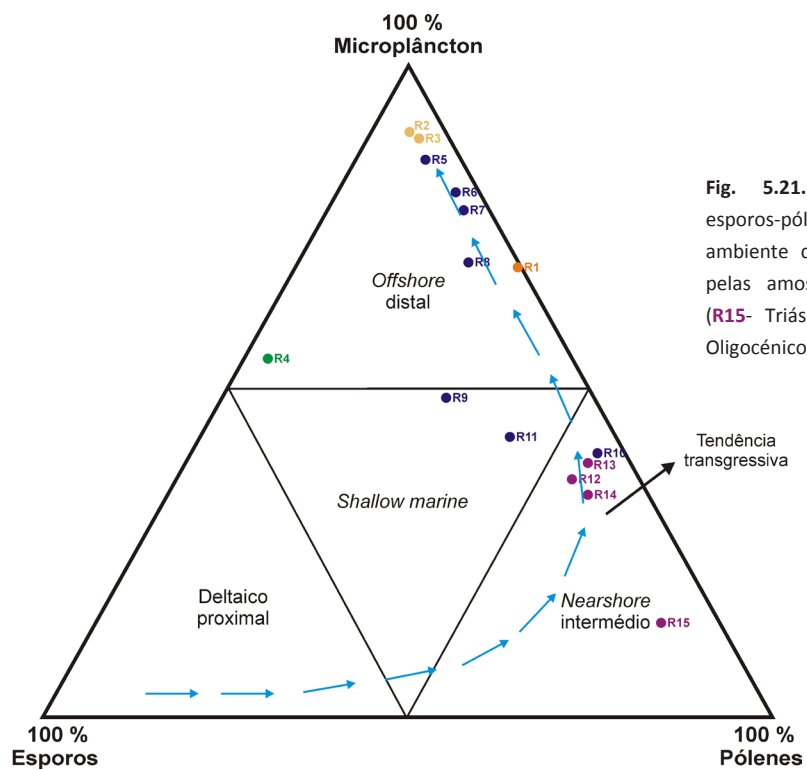


Fig. 5.21. Diagrama ternário (microplâncton-espores-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da sondagem Ruivo-1 (**R15**- Triásico; **R13**- Caloviano; **R4**- Cretácico; **R2**- Oligocénico; **R1**- Miocénico).

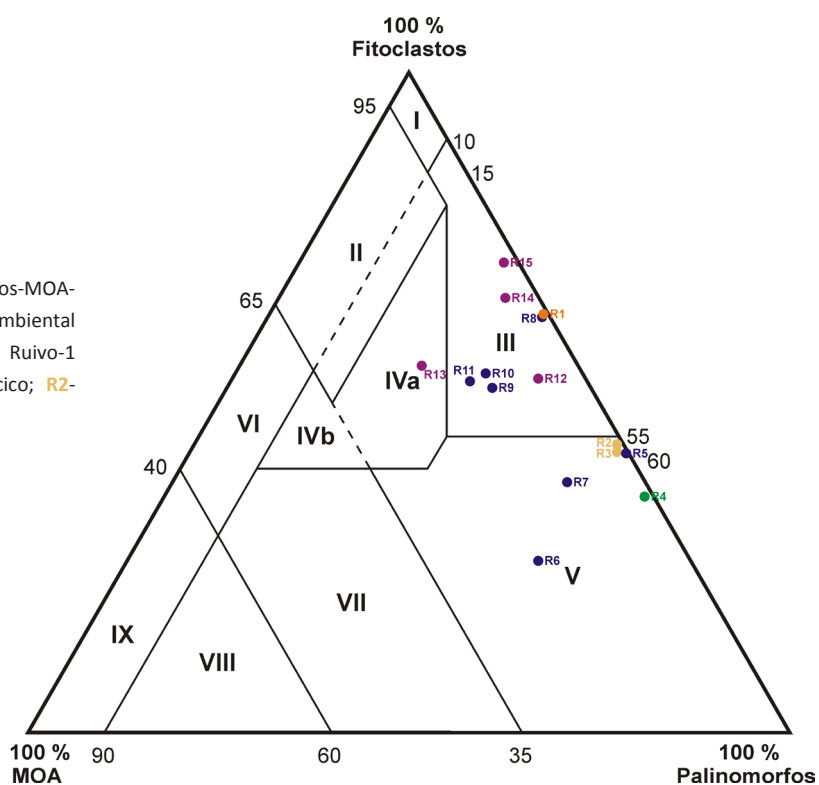


Fig. 5.22. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da sondagem Ruivo-1 (**R15**- Triásico; **R13**- Caloviano; **R4**- Cretácico; **R2**- Oligocénico; **R1**- Miocénico).

5.2.6. CORVINA

A sondagem Corvina, localizada a sudoeste de Faro (Fig. 4.24, capítulo 4), atravessou cerca de 2700 m de sedimentos do Mesozoico e Cenozoico. Foram estudadas as 16 amostras, recolhidas entre os 344 e os 3080 metros de profundidade, cujas associações de palinomorfos foram detalhadamente descritas no capítulo 4.

As amostras estudadas apresentam como grupo dominante os fitoclastos (48,6%), sendo as proporções de opacos (24%) e não-opacos (24,6%) muito semelhantes (Tab. 5.8). O grupo dos palinomorfos (27,2%) apresenta percentagens significativas e é composto sobretudo por pólenes e esporos (12,7%) e dinoflagelados (9,3%). Os palinomorfos classificados como indeterminados constituem 3,1% do total de palinomorfos marinhos. No que respeita ao grupo da MOA (22,1%), regis-

taram-se percentagens muito elevadas de matéria orgânica homogênea não-fluorescente nas amostras da base da sondagem (entre a amostra CO11 e CO16), o que terá levado à diluição das percentagens relativas de fitoclastos e palinomorfos mas, no entanto, estas, não deixam de ser significativas.

Os valores da razão de OP/NOP obtidos para as amostras desta sondagem são muito semelhantes aos valores obtidos para a sondagem Ruivo-1, estando compreendidos entre 0,1 e 2,7, com um valor médio de 1,0. Assim, é evidente a existência de um grande equilíbrio entre a quantidade de fitoclastos opacos e não opacos presentes em todas as amostras estudadas.

Na fig. 5.23 está representada a distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados de acordo com a sua posição estratigráfica ao longo da sondagem.

Tab.5.8. Percentagens relativas dos grupos principais dos componentes orgânicos do querogénio, subgrupos de palinomorfos e fitoclastos e valores da razão OP/NOP, obtidos nas amostras da sondagem Corvina. (Fit. = fitoclastos; Pal. = palinomorfos; Bs = bioestruturados; Nbs = não-bioestruturados; Ct = cutículas; Pol. = pólenes; Esp. = esporos; Acs = acritarcas; Dino. = dinoflagelados; Pras. = prasinófitas; For. = foros internos de foraminíferos).

Amostras	Grupos principais			Fitoclastos					Palinomorfos							Parâmetros
	MOA	Fit.	Pal.	Opacos	Não-opacos			Continentais		Marinhos					OP/NOP	
					Bs	Nbs	Ct	Pol.	Esp.	Acs	Dino.	Pras.	For.	Indet.		
CO 1	1,8	61,1	37,1	20,4	13,7	24,5	2,6	20,6	1,0	-	13,4	-	0,5	1,5	0,5	
CO 2	0,8	58,9	43,7	25,3	13,6	17,9	2,1	22,4	1,1	-	16,8	0,5	-	2,9	0,8	
CO 3	1,1	57,8	46,6	39,0	3,8	14,7	0,3	24,8	2,2	-	14,2	0,5	4,6	0,3	2,1	
CO 4	1,8	41,9	57,1	19,1	2,6	19,9	0,3	30,0	0,3	-	21,7	0,5	0,5	4,1	0,8	
CO 5	5,5	64,6	24,8	46,9	0,3	17,4	-	14,8	0,3	-	2,9	-	-	6,8	2,7	
CO 6	5,8	80,2	11,9	57,8	-	22,4	-	11,3	-	-	0,3	-	-	0,3	2,6	
CO 7	3,7	87,9	7,3	58,3	9,6	20,0	-	5,1	-	-	-	-	-	2,3	2,0	
CO 8	2,0	76,7	19,5	37,5	14,8	24,4	-	9,6	-	-	5,8	0,3	-	3,8	1,0	
CO 9	2,5	55,4	36,6	23,8	15,2	15,8	0,6	11,8	1,1	-	15,4	2,5	3,6	2,3	0,8	
CO 10	6,6	40,8	49,1	5,1	6,6	28,1	1,0	5,1	0,3	-	28,1	1,0	4,1	10,6	0,1	
CO 11	43,8	32,4	19,9	10,5	6,1	15,8	-	5,8	0,8	-	8,0	1,7	0,8	2,8	0,5	
CO 12	85,4	8,6	6,1	3,6	1,6	3,4	-	4,5	-	-	0,5	0,5	0,7	-	0,7	
CO 13	62,5	10,5	10,8	3,5	1,7	5,2	-	3,2	0,3	-	2,6	2,0	0,9	1,7	0,5	
CO 14	21,8	51,8	23,9	20,7	9,3	21,8	-	6,4	1,4	-	11,8	0,7	1,4	2,3	0,7	
CO 15	45,7	26,6	27,4	6,0	6,3	14,4	-	10,6	1,6	-	3,8	3,0	2,2	6,3	0,3	
CO 16	62,9	22,8	13,1	7,1	6,9	8,8	-	6,4	0,2	-	2,9	1,2	0,5	1,9	0,5	
Média	22,1	48,6	27,2	24,0	7,0	17,2	0,4	12,0	0,7	0,0	9,3	0,9	1,2	3,1	1,0	

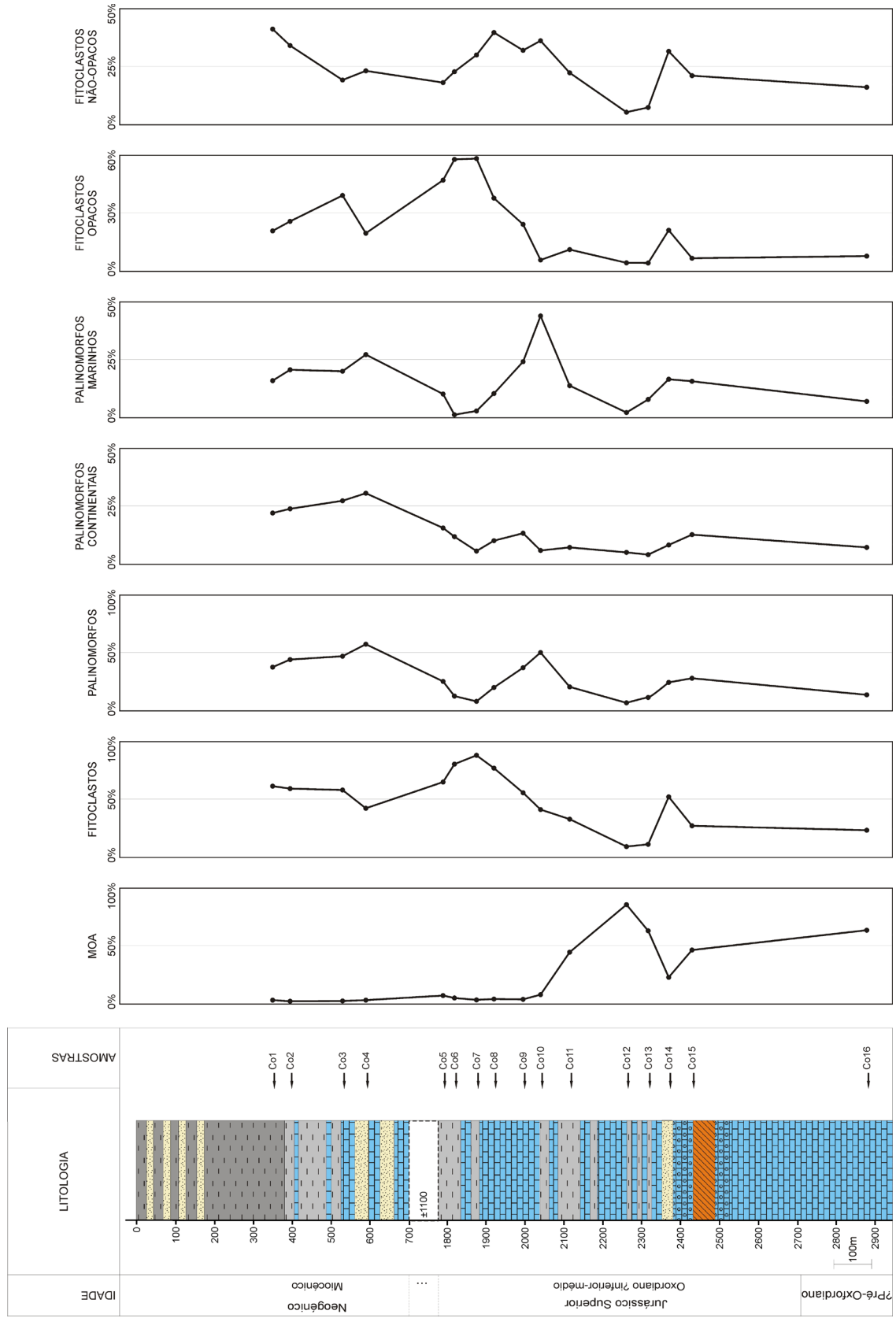


Fig. 5.23. Coluna estratigráfica da sondagem Corvina e distribuição vertical dos componentes orgânicos particulados recuperados nas amostras analisadas.

Foi observado que existe uma intensa influência continental na sedimentação em todos os intervalos estratigráficos estudados, caracterizada pela abundante presença de matéria orgânica de origem continental. No entanto, existem algumas diferenças entre as amostras estudadas dos níveis pertencentes ao Miocénio e ao Jurássico Superior (Oxfordiano inferior a médio).

As amostras do Miocénio (CO1, CO2, CO3 e CO4) apresentam como grupo dominante os fitoclastos. O grupo dos palinomorfos apresenta percentagens significativas e é composto sobretudo por esporos. Foi ainda registada a presença de forros internos de foraminíferos e MOA, mas ocorrendo em reduzidas percentagens.

Para o intervalo correspondente ao Oxfordiano inferior – médio verificou-se uma variação vertical mais acentuada dos diferentes componentes orgânicos. A base deste intervalo apresenta elevadas percentagens de MOA, o que dilui as percentagens relativas de fitoclastos e palinomorfos, no entanto, estas, não deixam de ser significativas (Fig. 5.24). No grupo dos palinomorfos, os de origem continental apresentam uma nítida dominância sobre os palinomorfos marinhos. Para o topo deste intervalo a MOA praticamente desaparece, verificando-se um aumento da percentagem de fitoclastos. Os palinomorfos apresentam um pico máximo na amostra CO10, caracterizado por elevadas percentagens relativas de dinoflagelados, que diluem as percentagens relativas de palinomorfos continentais. Este intervalo corresponde à fase de maior influência marinha na sedimentação e que pode ser indicativo de um período do mar alto. Os palinomorfos continentais também apresentam um pico máximo correlativo com o de dinoflagelados, provavelmente devido à deposição seletiva promovida pela sua equivalência hidrodinâmica.

Considerando o diagrama ternário microplâncton-esporos-pólenes (Fig. 5.25), verifica-se que todas as amostras do Miocénio foram projetadas no campo *nearshore* intermédio, o que indica que a deposição terá ocorrido em meio marinho, perto da linha de costa e com forte influência continental. As amostras do Jurássico Superior distribuíram-se entre os ambientes *offshore* distal (plataforma) e *nearshore* intermédio. Enquanto que as amostras da base deste intervalo, revelam uma tendência transgressiva, caracterizada por ambientes proximais mas de sedimentação com condições restritas. Para o topo verifica-se a existência de uma tendência regressiva, marcada pelo aumento gradual das percentagens relativas de fitoclastos e diminuição de palinomorfos.

Projetando as amostras do Miocénio no diagrama ternário da fig. 5.26, verifica-se que o conteúdo orgânico destas, aponta para um ambiente de plataforma óxica heterolítica (campo III) com uma tendência intermédia. As amostras da base do Jurássico Superior, distribuem-se entre os campos VII, VIII e IX, indicando ambientes de plataforma distal com condições disóxicas-anóxicas. No entanto, a presença de tétradas de pólenes indica que o local de deposição está próximo da área fonte o que sugere ambientes proximais mas de sedimentação profunda com condições anóxicas e restritas, que terão promovido a formação de MOA. Relativamente ao conjunto de amostras que caracterizam o topo deste intervalo, observa-se uma variação de ambientes de plataforma distal óxica para ambientes altamente proximais, justificando a tendência regressiva referida anteriormente.

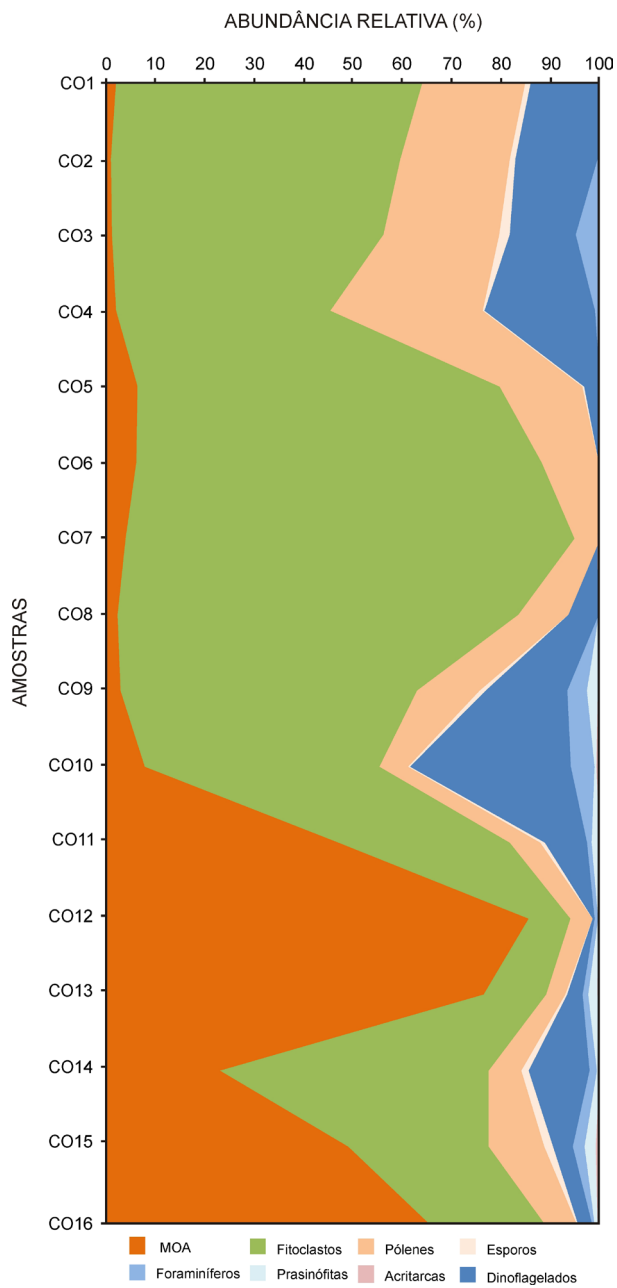


Fig. 5.24. Perfil de palinofácies nas amostras analisadas da sondagem Corvina.

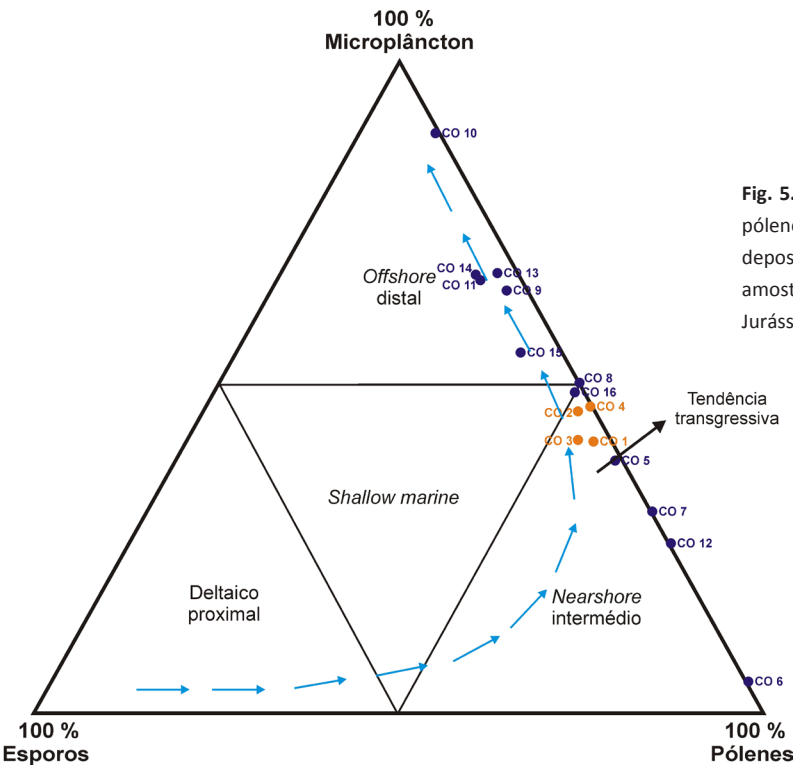


Fig. 5.25. Diagrama ternário (microplâncton-espores-pólenes) com ilustração do possível ambiente deposicional das camadas representadas pelas amostras analisadas da sondagem Corvina (CO10- Jurássico Superior; CO1- Miocénico).

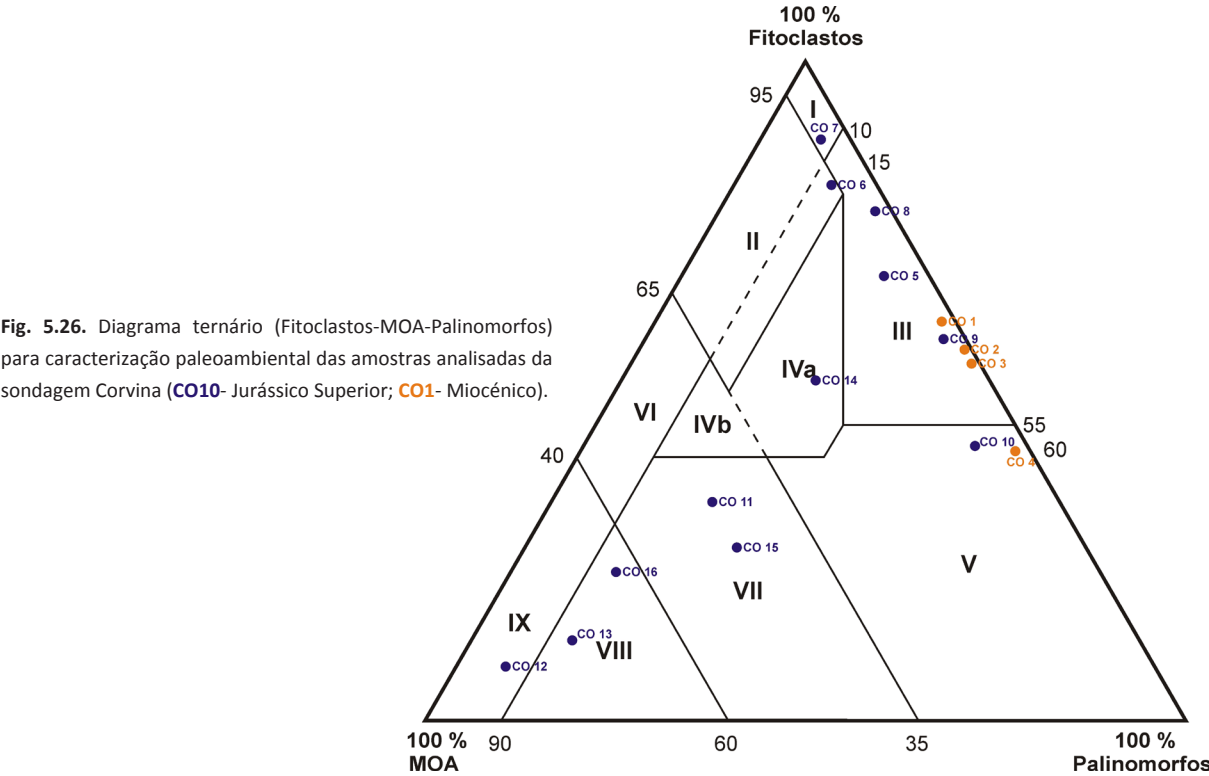


Fig. 5.26. Diagrama ternário (Fitoclastos-MOA-Palinomorfos) para caracterização paleoambiental das amostras analisadas da sondagem Corvina (CO10- Jurássico Superior; CO1- Miocénico).

5.3. CONCLUSÃO

O conteúdo orgânico das amostras estudadas da praia da Mareta, da praia da Baleeira, do corte do Telheiro, da Baía das Três Angras e das sondagens Ruivo-1 e Corvina, apresenta grande diversidade e variabilidade. Contudo, foi observado que existe uma constante e intensa influência continental na sedimentação em todos os intervalos estratigráficos estudados, caracterizada pela abundante presença de partículas orgânicas de origem continental.

A maioria das amostras estudadas são relativamente ricas em matéria orgânica e as partículas apresentam-se bem conservadas. No entanto, é comum a presença de pirite nos interior dos palinomorfs, o que pode estar associado à atividade de bactérias e outros organismos sulfato-redutores e indicar condições anóxicas do meio deposicional. Os fitoclastos evidenciam um grande potencial de preservação. Dentro do grupo de palinomorfs os pólenes parecem apresentar uma maior preservação.

As razões OP/NOP obtidas para o corte do Telheiro (0,6) e praia da Baleeira (0,4) mostram a existência de um maior predomínio de fitoclastos não-opacos, o que pode ser explicado, principalmente, pela proximidade da área fonte dos componentes lenhosos e/ou fraca energia no transporte, o que pode reduzir o efeito dos processos oxidantes.

Para a praia da Mareta e sondagens Ruivo-1 e Corvina, os valores médios da razão OP/NOP encontram-se próximos de 1, o que sugere uma abundância relativa semelhante entre os dois sub-grupos de fitoclastos.

O valor médio da razão OP/NOP mais elevado, foi registado nas amostras da Baía das Três Angras, o que indica uma predominância de fitoclas-

tos opacos sobre os fitoclastos não-opacos. Assim, este valor pode indicar a ação de vários fatores deposicionais, como a ocorrência de oxidação dos fitoclastos antes destes entrarem no sistema deposicional, local de deposição afastado da área fonte destas partículas fitoclasticas e deposição associada a um transporte de alta energia.

Ao longo de todas as sucessões estudadas foram identificados pólenes da espécie *Classopolis classoides* considerada como um bom indicador de condições paleoclimáticas quentes e áridas nas áreas fonte de sedimentos.

As reconstruções paleoambientais foram efetuadas com base na integração dos dados de palinofácies, tendo permitido obter uma ideia geral das tendências paleoambientais e de proximalidade-distalidade para as sucessões estudadas.

Considerando os parâmetros dos três principais grupos de componentes da matéria orgânica, a maioria das características paleoambientais registadas em todas as sucessões são muito similares, verificando-se uma oscilação, predominantemente, entre ambientes proximais e ambientes intermédios.

No Caloviano inferior (corte do Telheiro) a sedimentação terá ocorrido entre ambientes altamente proximais e ambientes de plataforma óxica. As sucessões do intervalo Caloviano médio a superior (praia da Mareta e da Baleeira) terão sido depositadas em ambientes de plataforma proximal (plataforma óxica heterolítica) e ambientes de plataforma óxica, relativamente estáveis.

A sedimentação da sucessão de idade Kimmeridgiano inferior (Baía das Três Angras) é consistente com ambientes de plataforma óxica a ambientes de transição plataforma – bacia, e plataforma proximal com condições disóxicas-anóxicas, ou seja, zonas marinhas pouco profundas.

Relativamente às sondagens Ruivo-1 e Corvina, em termos gerais, a sedimentação terá ocorrido entre ambientes de plataforma distal óxica a ambientes altamente proximais, para os intervalos pertencentes ao Caloviano e Oxfordiano inferior-médio, respetivamente.

A análise das tendências transgressivas-regressivas foi facilitada pela aplicação do diagrama ternário microplâncton-esporos-pólenes, no qual se projetaram os valores percentuais dos principais grupos de palinomorfos, obtidos em todas as sucessões em estudo.

Em termos gerais, foi possível verificar uma tendência transgressiva geral para os intervalos amostrados pertencentes ao Triásico (Ruivo-1) e ao Caloviano (corte do Telheiro, praia da Mareta, praia da Baleeira e Ruivo-1), que se terá mantido até ao Jurássico Superior, como comprovado pelos resultados obtidos na sondagem Corvina. No entanto, esta tendência terá sofrido uma brusca alteração, no final do Oxfordiano inferior - médio, passando a apresentar uma tendência geral regressiva.

A sucessão da Baía das Três Angra (Kimmeridgiano inferior) apresenta uma tendência geral transgressiva, embora se tenha verificado a ocorrência de um episódio regressivo rápido na primeira metade da sucessão.

A análise das palinofácies sugere que a sedimentação das sucessões estudadas terá ocorrido em meio marinho, relativamente proximal e com forte influência continental.

Os resultados obtidos através da aplicação do estudo de palinofácies, mostraram que este tipo de estudo é de extrema importância, não só para a interpretação de paleoambientes e determinação das condições deposicionais da matéria orgânica, como também para a identificação de ciclos sedimentares.

6. GEOQUÍMICA

6.1. INTRODUÇÃO

Os dados fornecidos pelos isótopos estáveis de carbono e oxigénio têm grande importância, uma vez que permitem determinar a natureza das alterações climáticas e oceanográficas ao longo do tempo geológico (Marshall, 1992).

A composição isotópica de carbono e oxigénio dos carbonatos é referida na notação convencional “ δ ”, em “partes por mil” (‰), sendo:

$$\delta = \frac{\text{razão isotópica na amostra} - \text{razão isotópica no padrão}}{\text{razão isotópica no padrão}} \times 10^3$$

Assim, os valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ refletem a diferença entre a razão isotópica $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ e $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, respetivamente, presentes na amostra em análise e os valores dessa mesma razão num padrão internacional (e.g., Criss, 1999; Sharp, 2007; Allègre, 2008). Normalmente, o padrão internacional mais utilizado para carbonatos é o PDB (obtido a partir de belemnites da formação PeeDee, do Cretácico Superior da Carolina do Sul, EUA) ou o seu equivalente V-PDB (padrão produzido em Viena, calibrado para o valor original do padrão PDB).

Se o valor de δ for positivo, significa que a razão entre o isótopo pesado (e.g., ^{13}C e ^{18}O) e o isótopo leve (e.g., ^{12}C , ^{16}O) na amostra é superior à razão do padrão utilizado, se for negativo tem o significado oposto. Em termos gerais, pode-se afirmar que os valores positivos de δ indicam que a amostra é mais rica no isótopo pesado do que o padrão, e vice-versa (Sharp, 2007; Allègre, 2008).

Os dados isotópicos de oxigénio podem indicar mudanças na temperatura e na composição do oceano, enquanto que as variações das razões isotópicas de carbono, ao longo das sucessões estratigráficas, refletem variações no ciclo de carbono que podem estar relacionadas com a produtividade orgânica nos oceanos ou com a variação

dos gases atmosféricos com efeito de estufa (e.g., Kump & Arthur, 1999; Marshall, 1992).

Nos últimos 20 anos têm vindo a ser desenvolvidos inúmeros trabalhos sobre a estratigrafia de isótopos estáveis de carbono e oxigénio em rochas do Mesozoico. No que respeita ao Jurássico, esses estudos têm tido principal enfoque sobre intervalos em que ocorreram eventos de importância global, de que são exemplos o evento anóxico do Toarciano inferior (e.g., Jenkyns, 1988; Jenkyns & Clayton, 1986, 1997; Jiménez *et al.*, 1996; Rosales *et al.*, 2001; van de Schootbrugge, 2005; Mailliot *et al.*, 2009; Sabatino *et al.*, 2009; Price, 2010; Izumi *et al.*, 2012) e o intervalo Jurássico Médio - Jurássico Superior onde foram descritas uma série de tendências isotópicas significativas (e.g., Jenkyns, 1996; Bartolini *et al.*, 1999; Pad-den *et al.*, 2002; Rey & Delgado, 2002; Dromart *et al.*, 2003b; Wierzbowski, 2004; Louis-Schmi *et al.*, 2007; Brigaud *et al.*, 2008; Nunn *et al.*, 2009).

Em Portugal, a maioria dos trabalhos com isótopos estáveis em afloramentos do Mesozoico, têm sido desenvolvidos principalmente na Bacia Lusitânica, sobre sedimentos do Jurássico Inferior, dos quais se destacam, Duarte *et al.* (2004), Hesselbo *et al.* (2007) e Silva *et al.* (2011).

Na Bacia Algarvia a aplicação do estudo de geoquímica de isótopos estáveis em sedimentos Mesozoicos é muito escasso. O primeiro trabalho, publicado por Heimhofer *et al.* 2003, reporta-se essencialmente ao estudo da aplicação de isótopos estáveis de carbono para efetuar correlações quimioestratigráficas entre sucessões do Cretácico Inferior. No âmbito do presente estudo foram publicados alguns trabalhos, sobre variações das razões isotópicas de carbono ao longo de sucessões estratigráficas do Jurássico, presentes no Afloramento Mesozoico da Carrapateira e em Benaçoitão (Borges *et al.*, 2010a, 2011b, 2011c).

6.1.1. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO ($\delta^{13}\text{C}$)

O estudo de isótopos estáveis de carbono em carbonatos marinhos e em matéria orgânica têm-se revelado de extrema relevância, não só para interpretar a natureza das perturbações ocorridas no ciclo global do carbono ao longo do tempo, como também as mudanças na pressão parcial do dióxido de carbono ($p\text{CO}_2$) na atmosfera, permitindo assim efetuar reconstruções paleoambientais (e.g., Scholle & Arthur, 1980; Anderson & Arthur, 1983; Weissert & Mohr, 1996; Kump & Arthur, 1999; Gröcke *et al.*, 2003; Wierzbowski, 2004).

O carbono ocorre numa ampla variedade de compostos na Terra, desde a forma reduzida, em compostos orgânicos na biosfera, a oxidado em compostos inorgânicos, como CO_2 e carbonatos. O carbono apresenta dois isótopos estáveis, o ^{12}C e o

^{13}C , sendo que o primeiro é muito mais abundante (98.93%) do que o segundo (1.07%) (Rosman & Taylor, 1998). As proporções relativas destas duas formas são controladas por diversas reações orgânicas e inorgânicas, que conduzem ao fracionamento isotópico.

O carbono inorgânico dissolvido nos oceanos, o carbono presente nas plantas terrestres e o dióxido de carbono (CO_2) atmosférico, constituem os principais reservatórios de carbono na Terra (e.g., Kump & Arthur, 1999; Sharp, 2007) (Fig. 6.1).

Em termos gerais, o ciclo do carbono depende da abundância e composição isotópica, dada pela razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ($\delta^{13}\text{C}$), nos diferentes reservatórios e da interação entre eles. Como os átomos de carbono sofrem fracionamento isotópico à medida que passam através do ciclo de carbono global, qualquer alteração no tamanho e volume de cada um

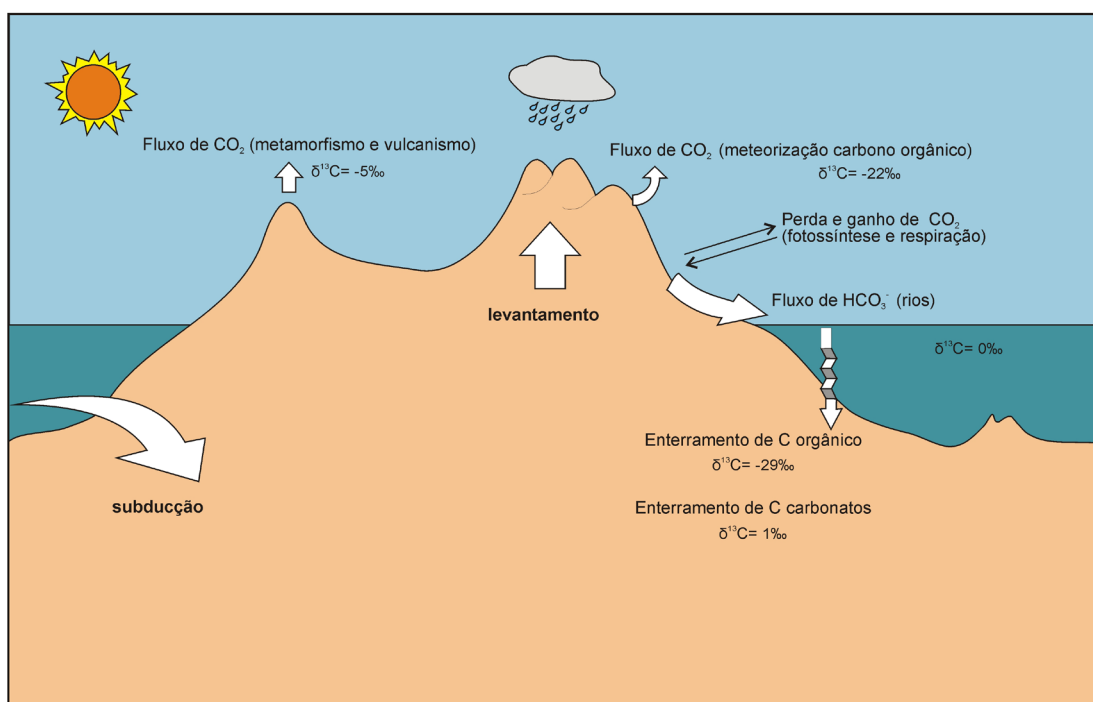


Fig. 6.1 Ciclo global do carbono com valores médios $\delta^{13}\text{C}$ do Fanerozóico (adaptado de Kump & Arthur, 1999).

dos componentes do ciclo é registada também nos grandes reservatórios de carbono (*e.g.*, Scholle & Arthur, 1980; Kump & Arthur, 1999; Hoefs, 2009).

Estas mudanças, na composição isotópica do carbono, são transmitidas aos minerais de carbonato e à matéria orgânica formada. Algumas das perturbações capazes de afetar o ciclo de carbono incluem, por exemplo, a emissão e aumento de CO₂ na atmosfera através da atividade vulcânica, aumento de metano que entra para o sistema oceano/atmosfera a partir dos “gases de hidratos de metano”, as alterações na taxa de produção e soterramento de carbono nos sedimentos, na forma de carbonato e matéria orgânica, e as mudanças nas taxas de meteorização das áreas continentais (*e.g.*, Sharp, 2007; Hoefs, 2009). Estas alterações ocorridas no ciclo do carbono, ao longo dos tempos, podem ser identificadas pela análise da composição dos isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) de depósitos marinhos, a partir de carbonatos de cálcio (calcite e aragonite) e de matéria orgânica (*e.g.*, Kump & Arthur, 1999).

A maioria dos carbonatos marinhos formam-se em equilíbrio com o carbono inorgânico dissolvido na água do mar, principalmente o bicarbonato (HCO₃⁻). Assim, como os efeitos de fracionamento isotópico do carbono, entre os carbonatos e o bicarbonato presente no meio envolvente, são muito pequenos e quase não são afetados pela temperatura, a análise de valores de $\delta^{13}\text{C}$ a partir de carbonatos é extremamente útil como indicador de mudanças na composição do reservatório marinho (*e.g.*, Marshall, 1992; Sharp, 2007).

A razão $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos traduz principalmente a razão $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do carbono inorgânico presente nas águas superficiais, estando uma pequena fração associada à precipitação dos carbonatos (Rodrigues, 2005).

Há diversos fatores que podem interferir no grau

de fracionamento dos isótopos de carbono dissolvido na água do mar e, portanto, nos sedimentos, dos quais se destacam a profundidade da água, a circulação oceânica, a atividade orgânica, a quantidade de água doce que é incorporada na água do mar e a meteorização química (*e.g.*, Sharp, 2007).

Durante a fotossíntese, o fitoplâncton, por exemplo, incorpora preferencialmente ^{12}C na matéria orgânica produzida. Em termos gerais, a produtividade orgânica primária e a oxidação da matéria orgânica, ao longo da coluna de água, influenciam diretamente os valores $\delta^{13}\text{C}$ na superfície dos oceanos (Marshall, 1992).

Devido à baixa profundidade da zona fótica nos oceanos, a fotossíntese só ocorre em águas superficiais. Durante este processo, os organismos fotossintéticos removem preferencialmente o carbono leve (^{12}C) presente nas águas superficiais, que é incorporado na sua matéria orgânica, fazendo com que, gradualmente, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ aumentem nestas águas. Se à escala do tempo geológico ocorrer um aumento da produtividade primária dos oceanos, os organismos fotossintéticos quando morrem levam parte do carbono ^{12}C para o fundo do mar, e se houver condições de preservação da matéria orgânica, o ^{12}C é sequestrado nos sedimentos marinhos. Isto origina, numa escala de tempo curta, que a coluna de água se torne progressivamente mais pobre em carbono ^{12}C com o aumento da profundidade (Marshall, 1992) e, numa escala de tempo geológico, leva a um aumento do isótopo ^{13}C nas águas dos oceanos.

Geralmente, os calcários resultam não só da precipitação de carbonatos de origem inorgânica em equilíbrio na água do mar, mas também da atividade biológica (Wefer & Berger, 1991). A precipitação de carbonatos ocorre normalmente em

desequilíbrio, nomeadamente devido à atividade de bio-mineralização, que pode produzir variações significativas no fracionamento dos isótopos estáveis. A incorporação de ^{12}C nas partes duras dos organismos conduz a valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$, enquanto a remoção de CO_2 pela fotossíntese tem o efeito oposto, nos carbonatos precipitados. Estas diferenças nos valores $\delta^{13}\text{C}$ variam de grupo para grupo de organismos. Os braquiópodes e moluscos tendem a ter conchas que estão perto do equilíbrio isotópico com o meio envolvente, ao contrário dos equinodermes, corais e algas calcárias, que precipitam carbonato em formas e quantidades muito diferentes das do meio envolvente (Marshall, 1992).

A assinatura isotópica do carbono em carbonatos depende não só das variações temporais que afetam os teores de carbono orgânico, como também das que interferem com o carbono em carbonatos, associadas diretamente com as taxas de produção e de sequestro nos sedimentos (Weissert & Mohr, 1996; Weissert *et al.*, 1998; Wortmann & Weissert, 2001). A diminuição da precipitação de carbonatos torna a razão carbono orgânico/carbonato, muito instável, até ao ponto em que até mesmo pequenas variações nos reservatórios de carbono orgânico, podem provocar mudanças isotópicas significativas nos valores de carbono (Morettini *et al.*, 2002).

A preservação e isolamento (sequestro) da matéria orgânica nos sedimentos, leva a um aumento dos valores de ^{13}C nos oceanos, pelo que os carbonatos precipitados durante tempos de elevado sequestro de carbono nos sedimentos apresentam valores $\delta^{13}\text{C}$ elevados. Assim, elevados valores de $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos podem indiciar eventos anóxicos caracterizados pelo sequestro de grandes quantidades de carbono orgânico rico em ^{12}C (Scholle & Arthur, 1980).

O sequestro do isótopo leve de carbono (^{12}C), tende a causar variações positivas de $\delta^{13}\text{C}$ nos reservatórios residuais (oceanos, por exemplo). Por isso, a composição isotópica dos carbonatos marinhos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) tem sido uma ferramenta muito útil para determinar as taxas globais de deposição do carbono orgânico (e.g., Anderson & Arthur, 1983). Este facto tem vindo também a ser corroborado pela observação de excursões positivas dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em casos de eventos anóxicos globais.

Devido aos inúmeros fatores que podem afetar a composição isotópica da matéria orgânica preservada nos sedimentos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$), como os processos diagenéticos primários, a determinação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ a partir de carbonatos é mais exata e fiável (Jenkyns *et al.*, 2002).

Normalmente, a diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (*input*) está normalmente associado a fontes terrestres (orgânico e inorgânico) e à oxidação da matéria orgânica marinha. Por outro lado, o aumento de $\delta^{13}\text{C}$ nos oceanos (*output*) pode estar relacionada com a formação de carbonatos marinhos e/ou com o sequestro de matéria orgânica marinha.

No entanto, alguns autores associam a diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ com o aumento de ^{12}C proveniente do carbono orgânico oxidado, durante o tempo que a água do mar permaneceu na plataforma (Immenhauser *et al.*, 2002; Immenhauser *et al.*, 2003). Hesselbo *et al.*, (2000) sugerem que excursões negativas dos isótopos de carbono, podem estar relacionadas com a rápida libertação de metano de origem biogénica, a partir dos hidratos de metano presentes nos sedimentos, para os oceanos e para a atmosfera. Van de Schootbrugge *et al.* (2005) consideram que, se esta teoria estiver correta, o metano teria que funcionar como um condutor global para os isótopos de carbono e as

excursões negativas teriam de se refletir no carbono orgânico e inorgânico (terrestre ou marinho), e estar representadas nas diferentes secções por todo o mundo, onde os sedimentos tenham sido preservados.

Em suma, mudanças nos valores de $\delta^{13}\text{C}$ ao longo do tempo geológico, podem se usadas como um indicador da produtividade geral biológica dos oceanos. Em termos gerais, excursões positivas são indicadoras de um aumento de produtividade orgânica e os negativos da diminuição da produtividade (Marshall, 1992). Excursões negativas no $\delta^{13}\text{C}$ medido a partir de carbonatos marinhos, estão também normalmente associadas a transições temporais, entre diferentes períodos do tempo geológico, e extinções em massa (Kump, 1991).

6.1.2. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE OXIGÉNIO ($\delta^{18}\text{O}$)

Na natureza, o oxigénio ocorre, principalmente, na forma do isótopo ^{16}O . No entanto, há também pequenas quantidades do isótopo estável ^{18}O . A abundância do isótopo ^{18}O é expressa sob a forma de percentagem relativa do isótopo ^{18}O em relação ao ^{16}O ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) (Anderson & Arthur, 1983).

Durante a evaporação ocorrem importantes variações na composição isotópica do oxigénio da água do mar, uma vez que este processo conduz à concentração do isótopo mais pesado ^{18}O na fase líquida, ficando o vapor de água enriquecido em ^{16}O . Assim, os carbonatos precipitados nos oceanos durante períodos de grande evaporação, ou seja, em condições de temperaturas globais mais elevadas, apresentam um aumento relativo dos valores de ^{18}O . Por outro lado, durante os períodos glaciares, os oceanos ficam enriquecidos em ^{18}O , devido à maior retenção de água nas calotes polares, enriquecida em ^{16}O .

O ambiente de deposição tem uma grande influência sobre o valor de $\delta^{18}\text{O}$ presente em carbonatos. Normalmente o valor $\delta^{18}\text{O}$ da água do mar é próximo de zero, podendo no entanto ocorrer pequenas oscilações, dentro de um limite muito estreito. Quando os carbonatos marinhos são precipitados em equilíbrio, o valor $\delta^{18}\text{O}$ será aproximadamente 25 ‰ a 30 ‰ superior ao da água do mar (Marshall, 1992).

Em carbonatos, as principais variáveis primárias que determinam o sinal isotópico do oxigénio são a temperatura da água e a razão isotópica $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da água do mar (Rodrigues, 2005). As variações dos valores de ^{18}O durante a formação de carbonatos sofrem a influência direta das variações da temperatura, uma vez que o processo de fracionamento da água está dependente da energia disponível. Numa composição isotópica de oxigénio constante na água do mar, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em carbonatos precipitados em equilíbrio, decresce 0,23‰ por cada 1°C de aumento de temperatura. Com estes indicadores é possível estimar a temperatura da água do mar durante a formação dos carbonatos (Rodrigues, 2005).

A salinidade da água tem também um efeito direto sobre o valor $\delta^{18}\text{O}$ da água e, consequentemente, sobre o carbonato precipitado. De acordo com Marshall (1992), o $\delta^{18}\text{O}$ diminui cerca de 0,11‰ por cada redução de 1‰ de salinidade. Desta forma, se os efeitos de fracionamento, tais como temperatura do oceano, podem ser estimados, também pode ser feita uma estimativa da salinidade da água do oceano durante a deposição. Assim, a diminuição da temperatura ou o aumento da salinidade levam a um aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$.

O teor de magnésio dos carbonatos é outro parâmetro que interfere, de forma significativa, sobre o grau de fracionamento dos isótopos de oxigénio entre a água e os carbonatos precipitados.

O valor de $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos aumenta em cerca de 0,06 ‰ por cada mol.% de MgCO_3 presente na calcite. Assim, se a calcite contém 17mol.% MgCO_3 então, isso irá causar um aumento de 1‰ no valor $\delta^{18}\text{O}$. Este fator tem que ser tomado em linha de conta, quando se pretende estimar valores $\delta^{18}\text{O}$ de carbonatos dolomíticos (Marshall, 1992).

A quantidade de água meteórica misturada com água oceânica durante a precipitação dos carbonatos tem um efeito significativo sobre o valor global da $\delta^{18}\text{O}$ nesses carbonatos. A água meteórica apresenta valores $\delta^{18}\text{O}$ negativos, que diminuem de forma mais ou menos sistemática, com altitude e latitude. Portanto, o valor $\delta^{18}\text{O}$ pode ser também usado como um indicador para inferir a quantidade de água meteórica presente no oceano no momento de precipitação dos carbonatos (*e.g.*, Benito *et al.*, 2005). Com esta informação, é possível determinar a proximidade e influência dos sistemas fluviais em relação ao mar (Marshall, 1992).

As variações das excursões dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ são devidas, em grande parte, à distância percorrida pela água na fase de vapor, desde a evaporação primária a partir da água dos oceanos. Quanto mais tempo a água permanece na atmosfera, maior será a perda do isótopo pesado (^{18}O) e maior o ganho do isótopo leve (^{16}O). Desta forma, tanto a latitude como a altitude do local de precipitação pode influenciar a composição isotópica da água da chuva. Quanto maior a latitude mais baixo será o valor $\delta^{18}\text{O}$ presente na água da chuva.

Em termos gerais, as variações da curva isotópica de oxigénio em gelos presentes nas calotes polares, permitem inferir mudanças climáticas, glaciações e mudanças no sistema de correntes marinhas, ao longo do tempo geológico. É geralmente aceite que as glaciações continentais e in-

terglaciações induzem alterações nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ dos oceanos, mesmo que em escalas temporais muito curtas (Ruff, 2005a; 2005b).

A análise da composição em isótopos de oxigénio em carbonatos, a partir de rocha total, tem sido considerada um indicador fiável de paleotemperaturas e/ou paleosalinidade. No entanto, as paleotemperaturas obtidas a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ devem ser utilizadas com algumas reservas, devendo ser dada mais atenção às tendências gerais do que aos valores absolutos (Rodrigues, 2005).

6.1.3. ALTERAÇÕES NAS ASSINATURAS DE ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÉNIO

Os valores primários dos isótopos estáveis de carbono e oxigénio, presentes nos sedimentos marinhos, são reflexo da composição isotópica da água do mar na altura em que foram depositados (Marshall, 1992). Assim, é possível inferir qual a composição isotópica dos oceanos a partir da determinação da composição de carbonatos marinhos, podendo para isso ser utilizados fósseis ou cimentos carbonatados (Keith & Weber, 1964; Brand & Veizer, 1981). No entanto, há que ter sempre em linha de conta que os sinais isotópicos primários podem ser afetados não só por efeitos deposicionais primários como também por processos diagenéticos pós-deposicionais (Veizer, 1992; Ruf *et al.*, 2005a). Estes incluem principalmente, a transformação de carbonatos polimorfos metastáveis, como aragonite e calcite com elevados teores de Mg, em carbonatos de baixa estabilidade como a calcite pobre em magnésio, a diagénese inicial (meteórica), e por último a diagénese final, associada ao soterramento dos sedimentos (Immenhauser *et al.*, 2002).

No que respeita aos valores $\delta^{18}\text{O}$, a diagénese inicial (meteórica) faz com que a ocorra uma diminuição do $\delta^{18}\text{O}$ devido à influência da água da chuva isotopicamente mais leve. Os carbonatos de plataforma interior tendem a ser mais afetados pela ação da diagénese inicial do que os carbonatos de plataforma distal (Immenhauser *et al.*, 2002).

Por sua vez, a ocorrência de alterações significativas dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ em calcários micríticos é pouco provável, uma vez que a quantidade de carbono presente nos calcários é muito superior à presente em qualquer fluido que possa intervir na diagénese. Por esta razão, os valores $\delta^{13}\text{C}$ presentes nos carbonatos são menos suscetíveis a sofrer alterações durante a diagénese do que os valores de $\delta^{18}\text{O}$. No entanto, as mudanças significativas no valor de $\delta^{13}\text{C}$ podem ocorrer quando o carbono organogénico é incorporado nos carbonatos (Sharp, 2007). Durante a diagénese os isótopos de carbono podem ser fracionados por reações bacterianas formando CO_2 rico em ^{12}C , através da oxidação da matéria orgânica, ou enriquecido em ^{13}C , devido à metanogénese levando à diminuição ou ao aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos, respetivamente (Rodrigues, 2005).

A preservação da assinatura primária dos isótopos estáveis de carbono e oxigénio em carbonatos varia de acordo com o tipo de carbonato em questão. O principal fator a considerar é a solubilidade dos minerais formados no sedimento original. Por exemplo, enquanto que a calcite com baixos teores de magnésio é relativamente estável devido à sua insolubilidade, a calcite rica em magnésio e a aragonite são menos estáveis. Assim, pode-se considerar que a calcite rica em magnésio ou formada em sistemas abertos com uma elevada razão água/rocha, tem pouca probabilidade de preservar os valores originais de isótopos estáveis (Sharp, 2007).

Outros processos diagenéticos, tais como a compactação, não vão por si só alterar as razões isotópicas, mas podem auxiliar a percolação de fluidos dos poros, promovendo precipitação de cimentos e recristalizações.

Os sedimentos marinhos podem dar origem a cimentos que ainda estão em equilíbrio com o meio. No entanto, a sua ocorrência é mais provável em sedimentos carbonatados de origem abiótica, depositados em ambientes de alta energia. Uma vez que, nessas condições, a água apresenta uma grande quantidade de bicarbonato dissolvido e os clastos têm geralmente um tamanho reduzido. Nos mares atuais, os cimentos formados nestas condições apresentam na sua composição aragonite ou calcite rica em magnésio e, portanto, podem ser facilmente alterados posteriormente por processos diagenéticos. Porém, Marshall (1992) refere que em sedimentos antigos, a cimentação por calcite pobre em magnésio, mais estável, poderá ter ocorrido com alguma frequência.

Os cimentos carbonatados tendem a apresentar valores de $\delta^{18}\text{O}$ muito elevados, quando precipitados em baixas temperaturas e em equilíbrio com a água. Estes valores podem no entanto, ser alterados quando são submetidos a processos diagenéticos, passando a manifestar a assinatura isotópica característica da temperatura do fluido no momento da precipitação. Estas variações isotópicas entre a água e os minerais são resultado dos processos de dissolução e precipitação dos cimentos (Sharp, 2007).

A carsificação dos carbonatos dá-se geralmente após a rocha ter litificado completamente. Quando isto ocorre, a calcite rica em magnésio e aragonite foram já, invariavelmente, convertidas em calcite pobre em magnésio e muitos dos poros intergranulares foram preenchidos pelos cimentos. Embora a carsificação normalmente ocorra devido

à ação de água meteórica, geralmente restringe-se à superfície das rochas, e a estruturas que permitem a fácil perlocação da água para o interior das rochas, como, elevadas porosidades iniciais e fraturas (falhas, diaclases). Como a maior parte da rocha permanece inalterada, os veios ou nódulos de calcite de meteorização são facilmente identificados, petrograficamente e geoquimicamente e, portanto, podem ser facilmente evitados (Marshall, 1992).

Uma vez que os fatores primários de deposição e os fatores diagenéticos podem afetar o sinal isotópico de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$, devem ser sempre considerados os seus efeitos, aquando da interpretação dos valores da composição isotópica das amostras em estudo

(Fig. 6.2).

Sempre que for necessário identificar o grau de alteração diagenética do material em estudo, o primeiro passo é realizar uma análise textural detalhada. A presença de cimentos e minerais de substituição são a causa mais comum de alteração da composição de isótopos estáveis de um sedimento. A presença destes pode ser determinada pela análise de lâminas delgadas, desde que o sedimento não apresente uma granulação muito fina. Cimentos mais finos podem ser caracterizados usando técnicas de coloração (vermelho de alizarina S), microscopia eletrônica, difração dos Raios-X e catodoluminescência (e.g., Popp *et al.*, 1986; Marshall, 1992; Sharp, 2007).

CONTROLO SOBRE OS VALORES $\delta^{18}\text{O}$ E $\delta^{13}\text{C}$ EM CARBONATOS			$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$
PRIMÁRIOS	Fracionamento dos isótopos de C e O	aumento da temperatura	-	
		aumento do pH	-	-
		efeitos cinéticos	-	-
	Alterações na composição isotópica (C e O) da água do mar	descargas de água-doce	-	-
		respiração		-
		fotossíntese		+
		oxidação da matéria orgânica		-
		produção de matéria orgânica e soterramento		+
		precipitação de carbonatos		-
		dissolução de carbonatos		+
		evaporação	+	
DIAGENÉTICOS		diagénese deposicional	+	+
		diagénese meteórica	-	-
		diagénese final	+	+

Fig. 6.2 Ação de fatores primários e diagenéticos sobre os valores $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em carbonatos (adaptado de Colombié *et al.*, 2011).

6.1.4. ISÓTOPOS ESTÁVEIS DE CARBONO E OXIGÊNIO NO JURÁSSICO

Durante o Mesozoico foram registadas importantes excursões globais positivas de carbono, em diversos horizontes estratigráficos. Estas têm vindo a ser interpretadas como sendo o reflexo do aumento da produtividade orgânica e/ou aumento da deposição orgânica nos oceanos.

Pela observação da curva global $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 6.3), durante o Jurássico Inferior, é possível destacar dois importantes eventos. Uma excursão negativa, na transição Sinemuriano-Pliensbaquiano e uma excursão positiva no Toarciano inferior (Jenkyns *et al.*, 2002). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$, obtidos com base na análise de isótopos estáveis em rocha total, em belemnites e conchas de braquiópodes, para este intervalo, são muito baixos próximo do Pliensbaquiano superior, seguindo-se uma tendência positiva no Toarciano inferior (e.g., McArthur *et al.*, 2000; Röhl *et al.*, 2001; Rosales *et al.*, 2004; Suan *et al.*, 2008; Oliveira *et al.*, 2009; Mailliot *et al.*, 2009).

Price (2010) reporta a ocorrência de uma excursão positiva dos isótopos de carbono durante o Aaleniano. Dada a grande correspondência existente entre estes valores obtidos em sedimentos do domínio Boreal com os dados já conhecidos para o domínio tetisiano, é possível afirmar que esta excursão tem um significado global. O mesmo autor refere que esta excursão positiva $\delta^{13}\text{C}$ é contemporânea, da ocorrência de um episódio transgressivo identificado para este intervalo de tempo.

No Jurássico Médio e Superior verifica-se um número significativo de variações isotópicas, incluindo uma excursão positiva de isótopos de carbono que ocorreu durante o Oxfordiano médio (Jenkyns, 1996; Weissert & Mohr, 1996;

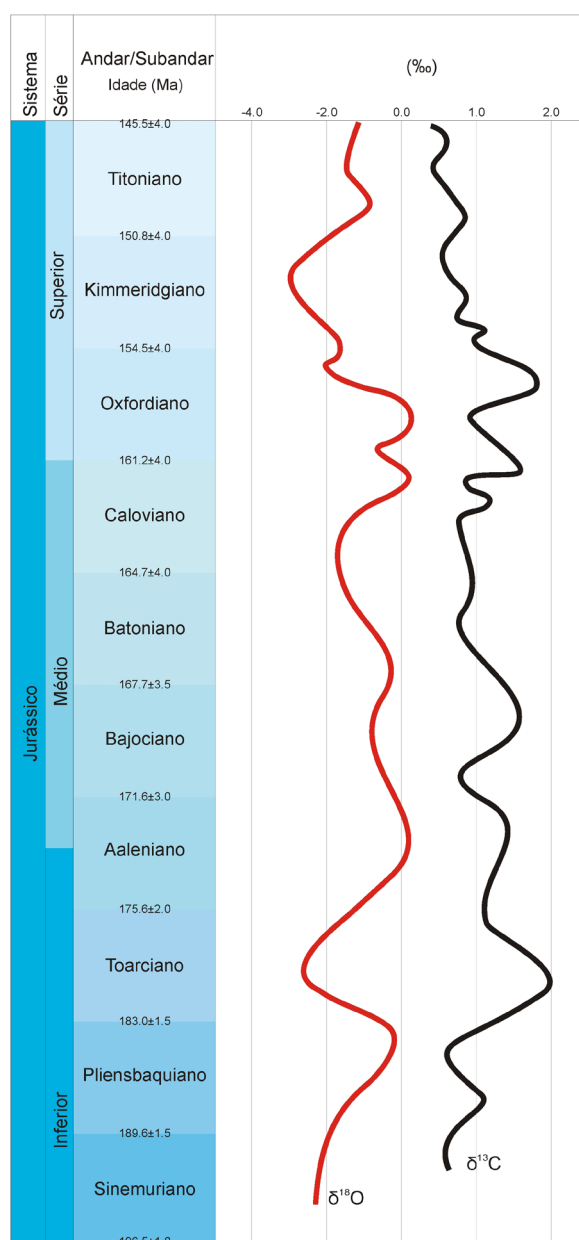


Fig. 6.3. Curva global $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ durante o Jurássico, para o domínio tetisiano (adaptado de Rey & Delgado, 2002).

Bartolini *et al.*, 1999; Wierzbowski, 2004; Dromart *et al.*, 2003a; Tremolada *et al.*, 2006; Louis-Schmid *et al.*, 2007; Nunn *et al.*, 2009; Wierzbowski & Rogov, 2011), associado a um importante evento transgressivo. Esta excursão positiva, tem vindo a ser evidenciada num grande número de estudos desenvolvidos sobre análise de carbonatos (amostra total), quer nas regiões do domínio tetisiano quer do domínio sub-Boreal (Nunn *et al.*, 2009).

Ainda no Oxfordiano médio, durante a fase terminal, é conhecida uma série de excursões negativas abruptas (Padden *et al.*, 2001; 2002; Bartolini, 2003). Estas anomalias negativas da curva $\delta^{13}\text{C}$ poderão ter estado associadas a um aumento repentino dos teores de metano, decorrentes da reorganização geoquímica em grande escala que ocorreu nos oceanos durante este período de tempo (Padden *et al.*, 2001).

Globalmente, o Jurássico Superior é conhecido por apresentar perturbações significativas no ciclo de carbono global, que teve um grande impacto sobre a sedimentação carbonatada (Nunn & Price, 2010).

Durante o Titoniano superior, a formação de carbonatos em domínios essencialmente pelágicos aumentou em resultado do aumento da estabilidade nos oceanos, como é comprovado pelas curvas isotópicas do carbono e oxigénio (Weissert & Erba, 2004).

A estratigrafia de isótopos estáveis de carbono estabelecida no domínio Tetisiano é, em grande parte, compatível com o domínio Boreal (Nunn & Price, 2010). No entanto, existem pequenas diferenças que podem ser explicadas pela diminuição da comunicação oceânica entre os dois domínios durante o Jurássico Médio e Superior, ou por diferenças existentes em termos de amostras analisa-

das, fósseis ou rocha total, ou da resolução biostratigráfica da amostragem.

Jenkyns *et al.* (2002) levaram a cabo um trabalho de compilação dos resultados de $\delta^{18}\text{O}$ para o Jurássico, publicados por vários autores. Os dados obtidos sugerem que na transição Caloviano-Oxfordiano as temperaturas eram extremamente baixas, seguindo-se um período excecionalmente quente durante o Oxfordiano médio e uma nova descida da temperatura no Kimmeridgiano inferior. A obtenção dos valores de paleotemperaturas tem sido efetuada essencialmente a partir da análise dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ a partir de conchas de belemnites, braquiópodes e bivalves.

Dromart *et al.* (2003b) desenvolveram estudos, cujo objetivo principal foi o de comprovar a existência de um extremo arrefecimento global, que afetou as temperaturas superficiais da água do mar na transição Jurássico Médio-Superior, principalmente no limite Caloviano-Oxfordiano, muito provavelmente associado à formação de gelo nos continentes num regime climático subpolar. Os mesmos autores referem que para a Europa Ocidental, para a latitude aproximada entre os 30-34°N, os resultados obtidos revelam que no Jurássico Médio, a temperatura superficial dos oceanos variava entre os 20 a 27 °C, num clima subtropical. No final do Jurássico Médio, a diminuição da temperatura em cerca de 5 °C, é sugestiva da formação de calotes polares nos continentes presentes a elevadas latitudes, uma vez que a amplitude da diminuição da temperatura é semelhante à existente para períodos glaciares e interglaciares ocorridos durante o Quaternário. A existência de uma diferença acentuada do gradiente latitudinal de temperatura (0,6 °C por grau de latitude), entre o norte da Eurásia e a Europa Ocidental comprova também a ocorrência de um arrefecimento polar durante o Oxfordiano inferior.

Existem várias evidências biostratigráficas da variação da assinatura isotópica de $\delta^{18}\text{O}$, obtidos no Jurássico Superior da Europa Ocidental (Fig. 6.3) (Abbink *et al.*, 2001; Jenkyns *et al.*, 2002; Brigaud *et al.*, 2008).

O Jurássico Superior, em particular o Kimmeridgiano, foi identificado como sendo um período em que as temperaturas globais atingiram valores muito elevados (*e.g.*, Price, 1999; Abbink *et al.*, 2001; Price & Rogov, 2009; Nunn *et al.*, 2010). Os dados de isótopos de oxigénio atestam a ocorrência de um rápido aumento das temperaturas durante a transição Oxfordiano-Kimmeridgiano (Fig. 6.3).

O início do episódio de arrefecimento, no Titoniano inferior, precede uma transição de condições húmidas para semi-áridas, na Europa Ocidental (Wignall & Ruffell, 1990).

Em termos gerais, durante o Jurássico, o clima foi muito condicionado pelos efeitos das elevadas temperaturas registadas (efeito de estufa). De acordo com Scotese (2001; 2002), com base na distribuição dos diferentes tipos de rochas que se formam em condições climáticas específicas, é evidente a existência de uma grande simetria na distribuição de vários sinais indicativos de períodos quentes ou frios, como por exemplo, evaporitos, arenitos eólicos e depósitos de carvão. Scotese (2001) refere que durante o Jurássico Inferior e Médio, o clima no supercontinente Pangeia era predominantemente árido e quente, existindo algumas áreas desérticas rodeadas por regiões mais frias e temperadas. Segundo o mesmo autor, no Jurássico Superior o clima global começou a modificar-se, em reflexo da fracturação e separação dos continentes que constituíam a Pangeia. Nas regiões continentais o clima tornou-se menos seco com episódios sazonais de neve e gelo nas regiões polares.

Hamon & Merzeraud (2007) demonstraram que os sinais de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, obtidos a partir de carbonatos de águas pouco profundas, podem estar principalmente associados a variações relativas do nível médio da água do mar, e não apenas relacionados com fatores ambientais. Normalmente, os dados obtidos a partir do estudo de amostras provenientes de águas pouco profundas, refletem variações locais e/ou processos diagenéticos primários. Assim, consideram que estes sinais isotópicos podem constituir uma ferramenta extremamente útil para complementar e potencializar a informação das sequências estratigráficas.

Durante o Jurássico verificou-se uma subida mais ou menos gradual do nível do mar, tendo-se apenas registado episódios pontuais de regressão significativa em resultado de movimentos tectónicos regionais. Durante o Hetangiano inferior, Sinemuriano inferior, Pliensbaquiano inferior, Toarciano inferior, Bajociano inferior a superior, Caloviano médio e no intervalo Oxfordiano superior - Kimmeridgiano, registaram-se os episódios transgressivos mais significativos. A regressão, provavelmente global, mais extensa e rápida ocorreu no final do Triásico, tendo no entanto também sido registados pequenos eventos regressivos, de escala regional e pequena extensão, no Aaleniano superior, no Batoniano, no intervalo Oxfordiano superior-Kimmeridgiano e durante o Titoniano (*e.g.*, Hallam, 2001).

6.1.5. ANÁLISE GEOQUÍMICA – TOC (CARBONO ORGÂNICO TOTAL)

A quantidade de matéria orgânica que foi incorporada e preservada nos sedimentos, ou em rochas sedimentares, pode ser determinada geoquímica-

mente, sendo normalmente expressa como o Carbono Orgânico Total (TOC).

A quantidade da matéria orgânica presente nos sedimentos é geralmente expressa em percentagem do peso relativa de carbono orgânico (Jarvie, 1991). De acordo com vários autores, (e.g., Anders, 1991; Bordenave *et al.*, 1993; Hunt, 1996) o valor mínimo necessário para que uma rocha seja considerada como geradora de hidrocarbonetos, deve encontrar-se entre os 0,5 e 1,0% TOC, embora sejam consideradas como tendo um potencial de geração baixo. No entanto, Tissot & Welte (1974 *in* Fernandes, 2000) consideram o valor de 0,3% TOC como o mínimo necessário para rochas-mãe de natureza carbonatada.

São vários os fatores que podem condicionar a quantidade de carbono orgânico total presente nos sedimentos, como por exemplo, o tipo de litologia, a profundidade da coluna de água, a variação da razão matéria orgânica continental/marinha, a taxa de acumulação dos sedimentos, e a produtividade primária (e.g., Rullkötter, 2006).

Os valores de TOC variam consideravelmente dependendo da natureza litológica dos sedimentos. Normalmente, valores elevados de TOC, estão associados a sedimentos de grãos finos, como xistos argilosos, margas e calcários margosos. Tyson (1995) associa este facto à existência de correspondência de equivalência hidrodinâmica entre a matéria orgânica e o tamanho do grão (o tamanho da maioria das partículas de matéria orgânica é equivalente às granulometrias mais finas dos sedimentos), e a relação existente entre a área da superfície das partículas e da matéria orgânica adsorvida. Arenitos, calcários e argilitos vermelhos, geralmente apresentam valores de TOC muito baixos, provavelmente devido à grande porosidade e permeabilidade dos sedimentos mais grosseiros, ou como consequência da matéria orgânica

ter sido destruída por oxidação antes ou depois da deposição.

Os valores de TOC em rochas marinhas variam de 0,1% (depósitos de águas profundas-pelágicas) a 94% (carvão) (Tyson, 1995).

6.2. RESULTADOS OBTIDOS NAS SUCESSÕES ESTUDADAS DA BACIA ALGARVIA E DO AFLORAMENTO MESOZOICO DA CARRAPATEIRA

Para o estudo de isótopos estáveis de carbono e de oxigénio foram seleccionadas três sucessões representativas do Jurássico Médio e Superior, da Bacia Algarvia (Benaçoitão e praia da Mareta) e do Afloramento Mesozoico da Carrapateira (Baía das Três Angras), cujas idades se encontram bem definidas e referidas nos capítulos 2 e 4.

Com o objetivo de determinar as variações nas assinaturas do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos presentes nestas sucessões e relacioná-las com o registo sedimentar regional e global, foram recolhidas várias amostras de calcários micríticos, com baixo conteúdo fossilífero e posteriormente sujeitas ao procedimento descrito no capítulo 3. A utilização da análise de isótopos estáveis a partir de rocha total (carbonatos), tem sido positivamente comprovada em inúmeros estudos (e.g. Anderson & Arthur, 1983; Rey & Delgado, 2002; Weissert & Erba, 2004; O'Dogherty *et al.*, 2006; Colombié *et al.*, 2011). Como referido no capítulo 3, os valores de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigénio ($\delta^{18}\text{O}$) serão apresentados em “partes por mil” (‰), em relação ao padrão internacional V-PDB (Viena Pee Dee Belemnite), comumente utilizado em carbonatos e calibrados com recurso ao padrão IAEA-CO-1 ($\delta^{18}\text{O}_{\text{IAEA-CO-1}} = -2,437\text{‰ VPDB}$; $\delta^{13}\text{C}_{\text{IAEA-CO-1}} = +2,480\text{‰ VPDB}$).

Para a obtenção de valores de TOC, foram analisados alguns resíduos orgânicos provenientes de amostras anteriormente submetidas a estudos palinológicos. Os valores de TOC são expressos em percentagem (wt%) de peso em relação à amostra original.

6.2.1. PRAIA DA MARETA

Como já referido, a praia da Mareta localiza-se imediatamente a sul de Sagres e exibe a sucessão estratigráfica mais completa do Jurássico Médio da Bacia Algarvia. Compreende calcários e margas, num total de cerca de 140 m de espessura, abrangendo as idades compreendidas entre o Bajociano Superior e o Oxfordiano superior/Kimmeridgiano. Rocha (1976) definiu as Cronozonas Bullatus, do Caloviano inferior, Coronatum, do Caloviano médio, Athleta, do Caloviano Superior e a Cronozona Plicatilis, do Oxfordiano médio.

Sessenta e cinco amostras foram recolhidas ao longo da sucessão da praia da Mareta (Fig. 6.4). No topo da sucessão foi possível efetuar uma amostragem de maior resolução, devido essencialmente, às litologias aí presentes. Assim, as primeiras 49 amostras (M1i-M49i) pertencem ao Caloviano superior (Cronozona Athleta).

Os valores de TOC (Tab. 6.1.) obtidos nas 11 amostras analisadas, oscilam entre 0,06 e 0,65 wt%, apresentando um valor médio de 0,35 wt%, aumentando gradualmente nas amostras recolhidas dos níveis pertencentes ao Caloviano superior, apesar de significativa dispersão de valores observada.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos para esta sucessão, variam entre -0,4 a 3,03‰ e -2,34 a

-1,14‰, respetivamente (Fig. 6.4; Tab. 6.1).

A curva $\delta^{13}\text{C}$ varia gradualmente ao longo da sucessão mantendo-se, de uma forma mais ou menos consistente, no intervalo 0‰ e 3,0‰.

Os valores $\delta^{13}\text{C}$ obtidos a partir das sete amostras recolhidas das camadas pertencentes ao Bajociano superior-Batoniano superior, encontram-se todos próximos de 2,00‰. No entanto, na amostra M59i, recolhida no topo da camada pertencente ao Batoniano superior, registou-se o valor mais baixo de $\delta^{13}\text{C}$ (-0,44‰) de toda a sucessão. No entanto, devido à baixa resolução da amostragem nesta parte da sucessão, verifica-se uma grande dispersão dos resultados, pelo que esta excursão negativa pode não ser significativa e deve ser interpretada com reservas. Depois desta “excursão negativa”, verifica-se um retorno a valores próximos dos pré-excursão. A partir do Caloviano médio os valores de isótopos de carbono mantêm-se mais ou menos constantes, registando-se apenas pequenas variações próximo da transição para o Caloviano superior, e duas pequenas excursões negativas nas camadas pertencentes ao Caloviano superior, cujos valores mínimos atingiram os 0,55-1,00‰.

Em termos gerais verifica-se uma tendência positiva da curva $\delta^{13}\text{C}$, para o topo da sucessão, tendo-se registado os valores mais elevados nas camadas do Caloviano superior.

Globalmente, o intervalo Caloviano-Oxfordiano, nas regiões do domínio tetisiano, é caracterizado por valores relativamente elevados de $\delta^{13}\text{C}$, verificando a existência de dois valores máximos no Caloviano médio e no Oxfordiano médio. Estes valores elevados de $\delta^{13}\text{C}$ têm vindo a ser interpretados como uma consequência do aumento generalizado do sequestro do carbono orgânico, desencadeado pelo aumento de nutrientes nos

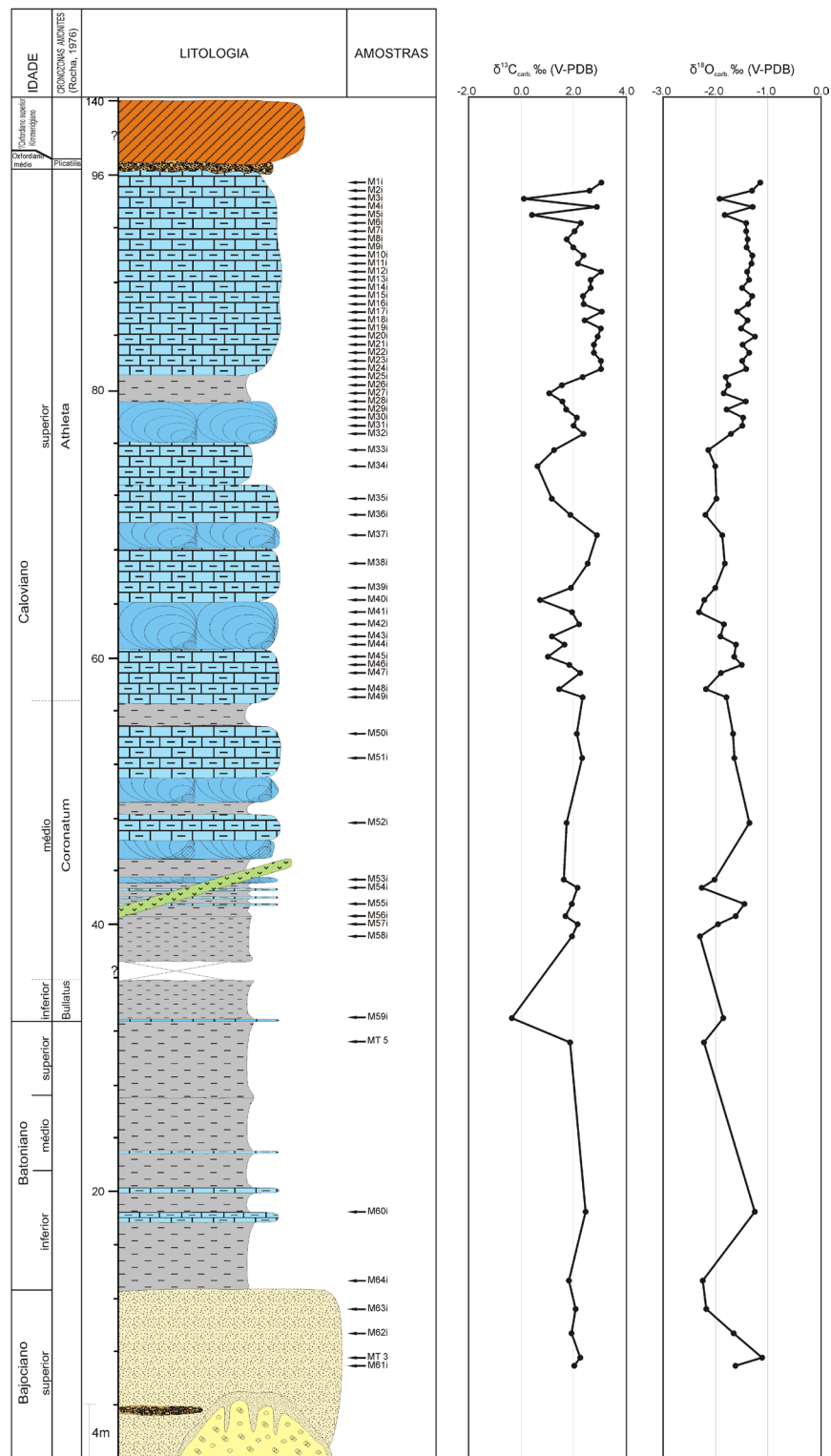


Fig. 6.4. Coluna estratigráfica da sucessão da praia da Mareta e resultados $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos nas amostras analisadas.

Tab. 6.1. Valores $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ (a) e TOC (b) obtidos nas amostras recolhidas na sucessão da praia da Mareta.

a)				b)		
Idade	Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Idade	Amostras	TOC (%)
Caloviano superior	M1i	3,00	-1,17	Caloviano superior	M31	0,65
	M2i	2,46	-1,33		M41	0,53
	M3i	0,03	-1,95		M45	0,46
	M4i	2,83	-1,32		M48	0,08
	M5i	0,35	-1,85	Caloviano inferior	M76	0,45
	M6i	2,28	-1,44	Batoniano superior	M22	0,20
	M7i	1,98	-1,42		M21	0,06
	M8i	1,61	-1,43	Batoniano inferior	M60	0,39
	M9i	2,01	-1,32		M11	0,16
	M10i	2,35	-1,34		M7	0,44
	M11i	2,10	-1,42		M3	0,38
	M12i	2,99	-1,39			
	M13i	2,59	-1,52			
	M14i	2,61	-1,33			
	M15i	2,30	-1,41			
	M16i	2,36	-1,62			
	M17i	3,03	-1,42			
	M18i	2,36	-1,54			
	M19i	2,98	-1,27			
	M21i	2,86	-1,51			
	M22i	2,72	-1,39			
	M23i	2,99	-1,52			
	M24i	2,99	-1,44			
	M25i	2,28	-1,83			
	M26i	1,49	-1,78			
	M27i	1,00	-1,87			
	M28i	1,51	-1,45			
	M29i	1,65	-1,82			
	M30i	2,06	-1,50			
	M31i	1,94	-1,52			
	M32i	2,32	-1,74			
	M33i	1,19	-2,17			
	M34i	0,55	-2,03			
	M35i	1,10	-2,01			
	M36i	1,81	-2,22			
	M37i	2,83	-1,90			
	M38i	2,48	-1,85			
	M39i	1,83	-2,03			
	M40i	0,65	-2,24			
	M41i	1,88	-2,34			
	M42i	2,15	-1,87			
	M43i	1,11	-1,94			
	M44i	1,59	-1,64			
	M45i	0,95	-1,67			
	M46i	1,77	-1,53			
	M47i	2,19	-1,93			
	M48i	1,38	-2,21			
	M49i	2,28	-1,82			
Caloviano médio	M50i	2,06	-1,69			
	M51i	2,26	-1,67			
	M52i	1,67	-1,38			
	M53i	1,56	-2,05			
	M54i	2,09	-2,29			
	M55i	1,87	-1,48			
	M56i	1,62	-1,64			
	M57i	2,09	-1,98			
Caloviano inferior	M58i	1,87	-2,33			
	M59i	-0,44	-1,88			
Batoniano superior	MT5i	1,80	-2,25			
Batoniano inferior	M60i	2,40	-1,28			
	M64i	1,76	-2,27			
Bajociano superior	M63i	2,01	-2,21			
	M62i	1,86	-1,68			
	MT3i	2,19	-1,14			
	M61i	1,96	-1,65			

oceanos, provenientes das áreas continentais, durante um período de subida do nível médio do mar (e.g., Jenkyns 1996; Bartolini *et al.*, 1999; Rey & Delgado, 2002).

Quanto à curva $\delta^{18}\text{O}$ destaca-se a ocorrência de uma pequena excursão negativa entre as amostras MT3 e M60i, cujo valor mínimo atingiu os $-2,27\text{‰}$, a que se segue uma tendência geral negativa precedida por um pequeno aumento dos valores médios de $\delta^{18}\text{O}$ ($1,51\text{‰}$) para o topo da sucessão.

Uma variação positiva dos valores $\delta^{18}\text{O}$ é interpretada como uma tendência para temperaturas mais frias, enquanto uma variação negativa é considerada como uma manifestação de um aumento da temperatura (e.g., Weissert & Erba, 2004). Vários autores referem a existência de uma associação direta entre a variação do nível médio da água do mar e a variação da temperatura, considerando assim, que climas mais frios correspondem normalmente a períodos em que se verificou uma descida no nível médio da água do mar e climas mais quentes estão muitas vezes associados a períodos de subida do nível de mar (e.g., Abbink *et al.*, 2001; Bartolini, 2003).

Os valores $\delta^{18}\text{O}$ registados na sucessão da praia da Mareta apresentam, em termos gerais, grandes similaridades com a curva $\delta^{18}\text{O}$ global, sendo consistentes com o período transgressivo, com clima de temperaturas relativamente elevadas generalizado que se manteve até ao final do Caloviano, no domínio tetisiano (Hallam, 2001).

6.2.2. BENAÇOITÃO

Várias discordâncias relacionadas com os episódios compressivos associados, à abertura do oceano Atlântico, são observados no registo es-

tratigráfico da Bacia Algarvia (Terrinha, 1998). Um desses episódios ocorreu na transição do Jurássico Médio e Jurássico Superior e encontra-se marcado por um episódio tectónico muito importante, observado por toda a península Ibérica, que causou o basculamento e dobramento dos estratos do Jurássico Médio (Mouterde, 1971).

Este importante episódio tectónico pode ser observado em Benaçoitão, onde calcários do Oxfordiano superior - Kimmeridgiano assentam discordantemente sobre calcários margosos do Caloviano médio.

O corte de Benaçoitão localiza-se a cerca de 2 km a oeste da Ponta do Zavial, de coordenadas $37^{\circ}2'22.06''\text{N}$, $8^{\circ}53'42.41''\text{W}$ (Fig. 6.5).

Este corte, com aproximadamente 30 m de espessura, consiste numa sequência de intercalações de calcários margosos e calcários micríticos na base, passando a calcários cinzentos com pequenos níveis de margas cinzentas no topo. Aproximadamente a meio da sucessão é possível observar um espesso conglomerado, com cerca de 2,5 m de espessura, com calhaus e grânulos de calcários e dolomitos mais ou menos grosseiros e bem rolados. Alguns níveis de calcários micríticos do topo, quando fraturados, apresentam um intenso odor a betume.

De acordo com Rocha (1976), os fósseis de amonites presentes, embora raros, permitiram atribuir a primeira metade do corte ao Caloviano médio, Cronozona Coronatum. O mesmo autor refere a presença de fósseis do Oxfordiano médio na associação recuperada nos níveis conglomeráticos, considerando que as unidades sobrejacentes deverão pertencer ao Oxfordiano superior - Kimmeridgiano.

Para os estudos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, vinte e seis amostras foram recolhidas ao longo da sucessão

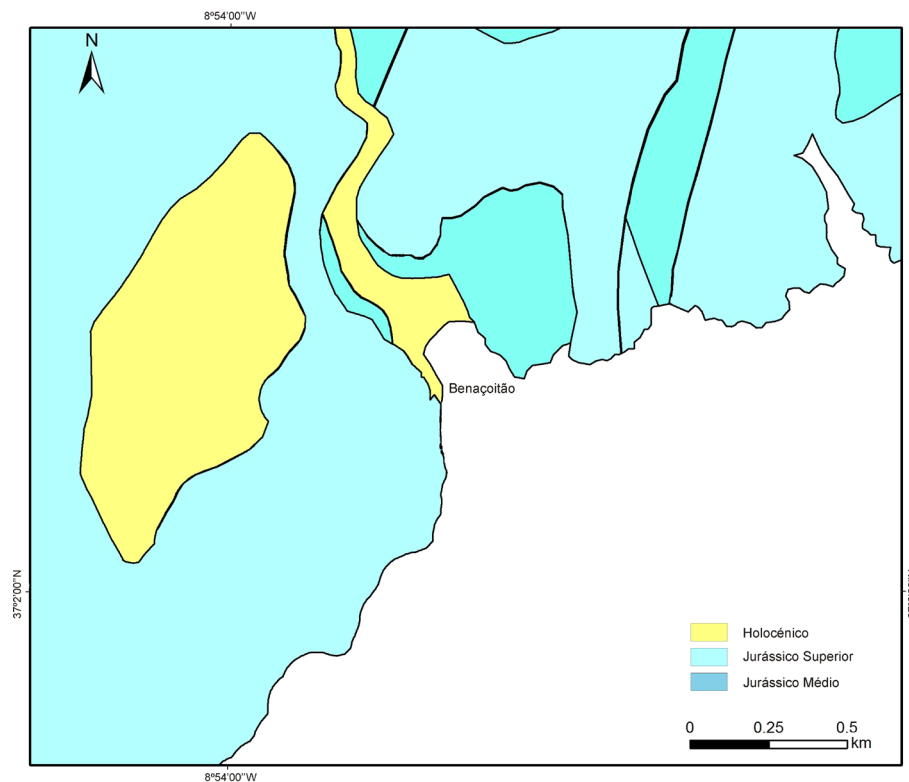


Fig. 6.5. Mapa geológico simplificado da região de Benaçoitão (adaptado de Manuppella & Perdígão, 1972).

de Benaçoitão. Onze delas, dos níveis pertencentes ao Caloviano Médio e as restantes quinze do Oxfordiano superior-Kimmeridgiano. Apenas cinco amostras, recolhidas nos níveis mais margosos da sucessão pertencentes ao Oxfordiano superior-Kimmeridgiano, foram submetidas a análise de TOC (BN 1, BN 8, BN 12, BN 15 e BN22).

Os valores de TOC obtidos (Tab. 6.2) apresentam um valor médio de 1,06 wt%, variam entre o valor mínimo de 0,30 wt%, na amostra BN 22, recolhida no nível imediatamente acima do primeiro nível de conglomerado, e um valor máximo de 2,82 wt% na amostra BN12, pertencente ao último nível margoso da sucessão.

Na fig. 6.6 estão representados os gráficos dos valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos ao longo do corte de Benaçoitão.

Os valores $\delta^{13}\text{C}$ mudam gradualmente ao longo da sucessão, oscilando entre os valores -0,38‰ a -7,41‰ no Caloviano médio, e valores de -5,38‰ a 0,31‰ no Oxfordiano superior-Kimmeridgiano. A curva $\delta^{18}\text{O}$ mostra uma tendência geral semelhante à curva $\delta^{13}\text{C}$, apresentando valores que variam entre -3,04 e -5,40‰ na primeira metade da sucessão e entre -2,39 e -4,41‰ na segunda metade (Tab. 6.2).

A tendência geral de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ mostram uma excursão negativa distinta, atingindo os valores mínimos de -7,48 e -5,40‰ respetivamente, junto ao primeiro nível de conglomerado, que marca a discordância Jurássico Médio - Jurássico Superior. Os valores $\delta^{13}\text{C}$ mencionados em estudos anteriores de sucessões da mesma idade, encontram-se normalmente restritos ao intervalo entre 0‰ e

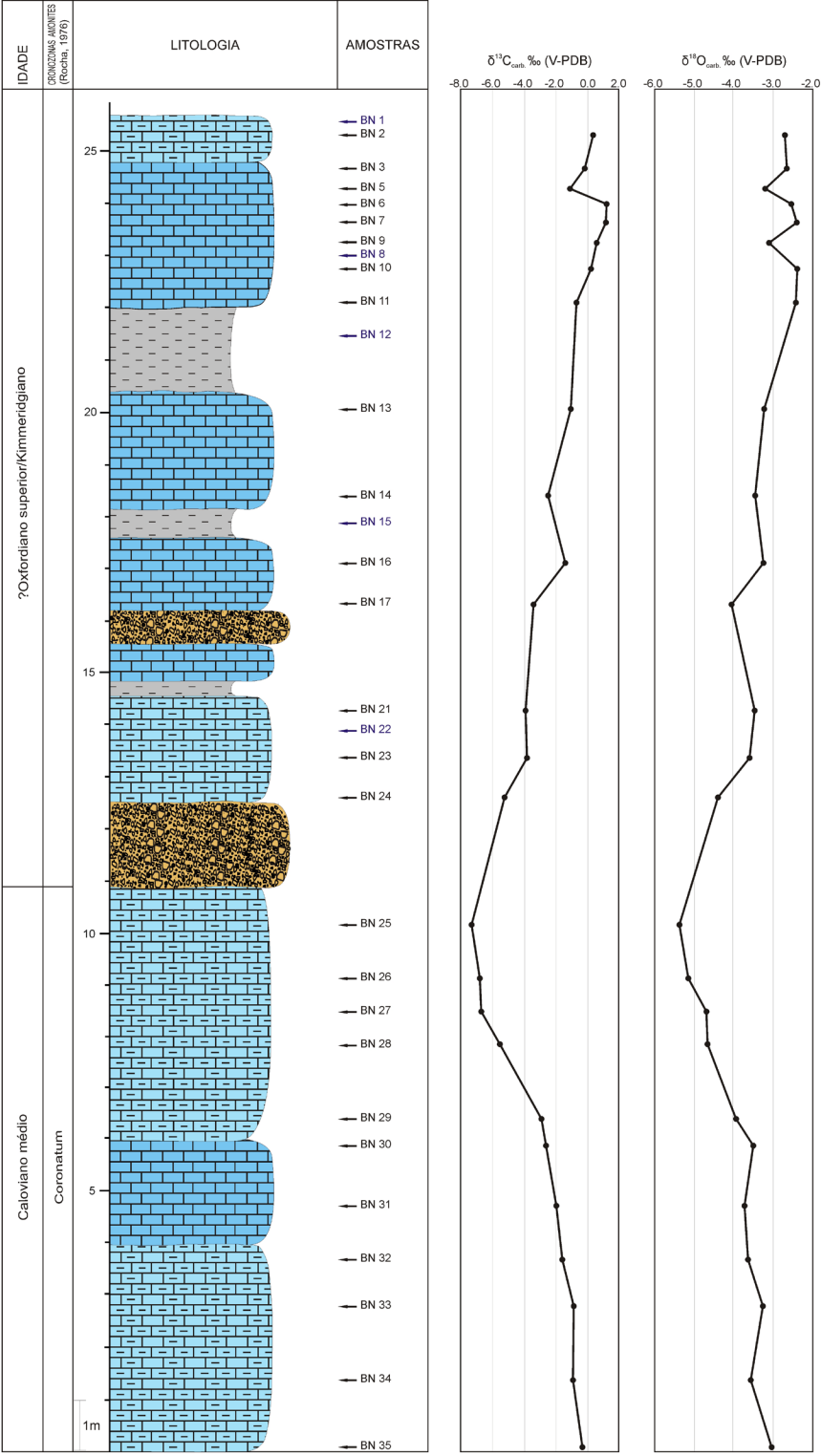


Fig. 6.6. Coluna estratigráfica do corte de Benaçoitão e resultados $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ obtidos nas amostras analisadas (BN 1- amostras para TOC; BN 2- amostras para $\delta^{13}C$, $\delta^{18}O$).

Tab. 6.2. Valores $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e TOC obtidos nas amostras recolhidas no corte de Benaçoitão.

Idade	Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Amostras	TOC (%)
?Oxfordiano superior/ Kimmeridgiano	BN2	0,31	-2,70	BN1	0,53
	BN3	-0,26	-2,65	BN8	0,41
	BN5	-1,20	-3,21	BN12	2,82
	BN6	1,13	-2,54	BN15	1,24
	BN7	1,09	-2,40	BN22	0,30
	BN9	0,50	-3,11		
	BN10	0,14	-2,39		
	BN11	-0,79	-2,42		
	BN13	-1,15	-3,23		
	BN14	-2,80	-3,47		
	BN16	-1,50	-3,25		
	BN17	-3,53	-4,07		
	BN21	-4,04	-3,48		
	BN23	-3,95	-3,61		
	BN24	-5,38	-4,41		
Caloviano médio	BN25	-7,48	-5,40		
	BN26	-6,96	-5,17		
	BN27	-6,87	-4,71		
	BN28	-5,68	-4,68		
	BN29	-2,98	-3,95		
	BN30	-2,73	-3,51		
	BN31	-2,08	-3,74		
	BN32	-1,69	-3,65		
	BN33	-0,93	-3,27		
	BN34	-0,98	-3,58		
	BN35	-0,38	-3,04		

3‰, não sendo conhecida nenhuma excursão de significado mundial, dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ para este intervalo (*e.g.*, Nunn *et al.*, 2009). Assim, podemos considerar que a tendência geral da curva $\delta^{13}\text{C}$ aqui obtida a partir da análise dos carbonatos, pode ser interpretada como uma grande acarreo de ^{12}C para a bacia de deposição a partir de episódios de meteorização e/ou da degradação de matéria orgânica nas áreas continentais.

O episódio de inversão tectónica verificado na Bacia Algarvia durante o intervalo Caloviano superior-Oxfordiano inferior, terá estado na origem de elevadas taxas de meteorização, que provoca uma entrada de grandes quantidades de ^{12}C para a Bacia deposicional e consequentemente leva a uma diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$. Os resultados obtidos nesta sucessão, embora não sejam completamente correlacionáveis com as variações globais

já conhecidas, podem no entanto corresponder a oscilações ambientais de escala regional, muito provavelmente associados ao carácter muito restrito da Bacia durante este intervalo de tempo.

6.2.3. BAÍA DAS TRÊS ANGRAS

A sucessão sedimentar observada na Baía das Três Antras corresponde à parte superior do Afloramento Mesozoico da Carrapateira, cuja descrição detalhada foi feita no capítulo 4. Sessenta e cinco amostras de carbonatos micríticos foram estudadas para compilar os valores $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para esta sucessão (Fig. 6.7).

Os valores de isótopos de carbono e oxigénio encontram-se no intervalo -3,1 e 1,91‰ e -4,79 e

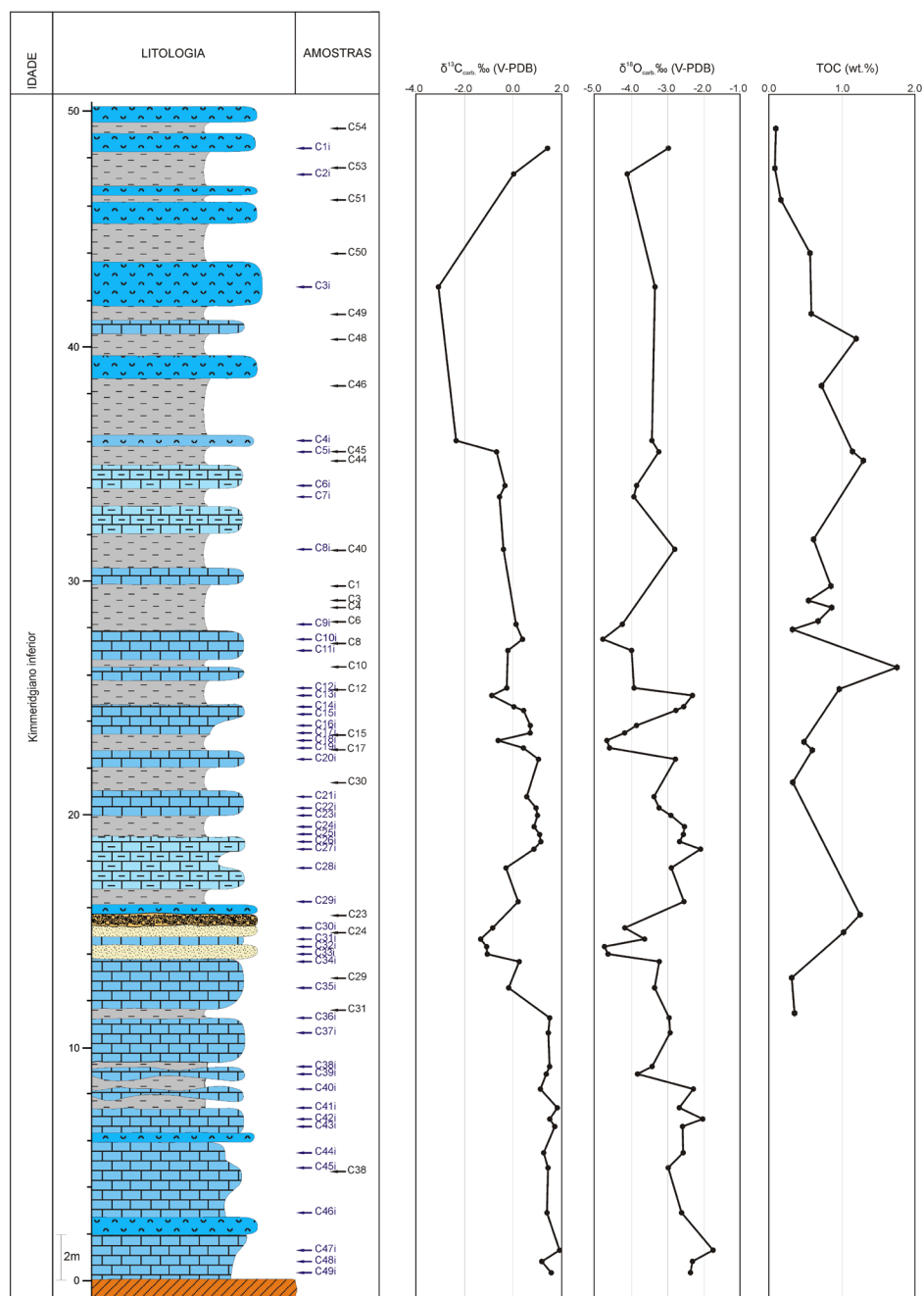


Fig. 6.7. Coluna estratigráfica da sucessão da Baía das Três Angras e resultados $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e TOC obtidos nas amostras analisadas (C1i- amostras para $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$; C1- amostras para TOC).

Tab. 6.3. Valores $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ e TOC obtidos nas amostras recolhidas na Baía das Três Angras.

a)						b)			
Idade	Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)	Amostras	TOC (%)	Idade	Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ (‰)
Kimmeridgiano inferior	C1i	1,43	-2,98	C1	0,86	Kimmeridgiano inferior	C44 a	-0,85	-4,18
	C2i	0,00	-4,11	C3	0,59		C44 b	-1,16	-4,63
	C3i	-3,10	-3,35	C4	0,86		C44 c	-1,12	-4,68
	C4i	-2,37	-3,43	C6	0,68		C44 d	-0,95	-4,67
	C5i	-0,68	-3,24	C8	0,35		C44 e	-1,30	-3,20
	C6i	-0,36	-3,85	C10	1,77		C44 f	-1,07	-4,45
	C7i	-0,56	-3,93	C12	0,97		C44 g	-1,46	-4,88
	C8i	-0,40	-2,80	C15	0,50		C44 h	-1,34	-4,63
	C9i	0,13	-4,25	C17	0,60		C44 i	-1,17	-3,23
	C10i	0,37	-4,79	C23	1,28		C44 j	-0,77	-4,12
	C11i	-0,21	-3,99	C24	1,05		C44 k	-0,78	-3,67
	C12i	-0,26	-3,93	C29	0,32		C44 l	-1,60	-4,92
	C13i	-0,88	-2,31	C30	0,34		C44 m	-0,68	-3,88
	C14i	0,04	-2,55	C40	0,64		C44 n	-1,44	-4,70
	C15i	0,42	-2,77	C44	1,31		C44 o	-1,20	-4,63
	C16i	0,72	-3,86	C45	1,18		C44 p	-1,48	-4,68
	C17i	0,69	-4,19	C46	0,75		C44 q	-1,35	-4,59
	C18i	-0,62	-4,68	C48	1,41				
	C19i	0,43	-4,61	C49	0,59				
	C20i	1,06	-2,78	C50	0,56				
	C21i	0,55	-3,37	C51	0,16				
	C22i	0,96	-3,23	C53	0,06				
	C23i	1,02	-2,91	C54	0,10				
	C24i	0,88	-2,53	C31	0,36				
	C25i	0,95	-2,56	C48	1,22				
	C26i	1,13	-2,67						
	C27i	0,87	-2,09						
	C28i	-0,32	-2,89						
	C29i	0,22	-2,55						
	C30i	-0,85	-4,18						
	C31i	-1,38	-3,63						
	C32i	-1,13	-4,74						
	C33i	-1,10	-4,64						
	C34i	0,26	-3,23						
	C35i	-0,18	-3,36						
	C36i	1,53	-2,96						
	C37i	1,47	-2,93						
	C38i	1,52	-3,43						
	C39i	1,38	-3,83						
	C40i	1,11	-2,28						
	C41i	1,85	-2,67						
	C42i	1,53	-2,03						
	C43i	1,74	-2,58						
	C44i	1,28	-2,57						
	C45i	1,43	-2,98						
	C46i	1,41	-2,61						
	C47i	1,91	-1,74						
	C48i	1,20	-2,31						
	C49i	1,59	-2,37						

-1,74‰, respetivamente. Com valores médios de 0,38‰ para o $\delta^{13}\text{C}$ e de -3,23‰ para o $\delta^{18}\text{O}$ (Tab. 6.3).

Os valores de TOC atingiram um valor médio de 0,7 wt%, variando entre o valor mínimo de 0,06 wt% e o valor máximo de 1,77 wt%, registados nas amostras C53 e C10, respetivamente (Tab. 6.3). Em termos gerais, estes valores mostram que a sucessão apresenta uma acumulação de matéria orgânica moderada.

A partir da observação da fig. 6.7, verifica-se que os valores de isótopos estáveis de carbono variam gradualmente ao longo da sucessão, verificando-se uma tendência geral de diminuição de $\delta^{13}\text{C}$ para

o topo, até praticamente à ocorrência da primeira camada dos calcários bioclásticos ricos em corais, que dominam a parte terminal da sucessão.

Desde a base, verifica-se uma tendência geral positiva da curva $\delta^{13}\text{C}$, em que os valores se mantêm mais ou menos constantes variando entre 1,1 e 1,91‰. Esta tendência sofre uma alteração brusca, no intervalo compreendido entre os 16 e 18 m da sucessão, com início junto aos calcarenitos, coincidindo com a ocorrência de um episódio de regressão brusca, estando o máximo da regressão materializado por um nível conglomerático. Neste nível os valores de $\delta^{13}\text{C}$ atingem um valor mínimo de -1,38‰, enquanto que os valores de TOC che-

gam aos 1,77 wt%. Por outro lado, ao analisarmos os diagramas de distribuição dos componentes orgânicos, presentes nas amostras deste intervalo, referidos no capítulo 5, os dados corroboram esta interpretação. As percentagens de esporos e de fitoclastos amorfizados aumentam até à camada de conglomerado, que no conjunto sugerem um ambiente proximal, com condições óxicas, e a ausência de palinóforos marinhos.

Após esta excursão negativa, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ regressam a valores que marcam a tendência geral da sucessão. No entanto, a partir dos calcários margosos, presentes aos 32 m da sucessão, verifica-se uma nova diminuição dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, sugerindo novo episódio regressivo. Embora a nível litológico este último intervalo regressivo não tenha assumido uma expressão tão significativa como o anterior.

A análise dos dados obtidos sugere que a perturbação no registo estratigráfico de $\delta^{13}\text{C}$ correspondente à primeira excursão negativa se deveu a uma perturbação regional no ciclo do carbono. O aumento dos valores de ^{12}C verificado neste intervalo, poderá estar relacionado com um aumento das taxas de meteorização das áreas continentais, promovido por um evento regressivo com erosão das áreas de plataforma. O aumento dos valores de TOC terá tido origem no aporte de material orgânico de origem continental, o que corrobora a ocorrência de um episódio regressivo neste intervalo. Uma situação idêntica, com diminuição de valores $\delta^{13}\text{C}$ e coincidente com aumento de material orgânico de natureza continental (fitoclastos), é verificada no segundo evento regressivo, presente na sucessão. Neste também ocorre uma excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$, todavia litologicamente não tenha tido a mesma expressão da que se verificou na primeira excursão, possivelmente por corresponder a uma parte da bacia deposicional mais distal.

As duas excursões negativas são assim relacionadas com perturbações no ciclo de carbono de âmbito regional. Ambas são interpretadas como um resultado da entrada de grande quantidade de ^{12}C para a bacia deposicional, como resultado de impulsos regressivos como também é sugerido pela análise sedimentológica, palinofácies (ver capítulo 5) e dos valores de TOC.

Comparando a curva global da variação do $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ para o Kimmeridgiano do domínio tetisiano (Fig. 6.3), verifica-se que os valores são correlacionáveis com a tendência negativa registada na sucessão da Baía de Três Angra. Os valores $\delta^{18}\text{O}$, se forem interpretados em termos de paleotemperaturas, são consistentes com as temperaturas elevadas assumidas à escala global, para o Kimmeridgiano inferior (e.g., Nunn & Price 2010; Colombié *et al.*, 2011).

No entanto, tal como referido anteriormente, os dados obtidos a partir do estudo de amostras provenientes de águas pouco profundas, refletem mais facilmente variações locais do nível médio da água do mar, do que fatores ambientais globais (Hamon & Merzeraud, 2007). Isto pode ajudar a explicar o facto de os resultados, em termos de magnitude do valor $\delta^{13}\text{C}$, aqui obtidos não serem exatamente da mesma ordem de magnitude dos conhecidos para outros locais, apesar das tendências das variações isotópicas serem semelhantes.

Com o objetivo de testar a consistência da assinatura isotópica das amostras recolhidas nesta sucessão, foi efetuada amostragem lateral de alta resolução (a cada 50 centímetros), na camada de calcário micrítico presente entre os dois níveis de calcarenito, compreendidos entre os 13,0 m e os 14,5 m. As amostras foram analisadas sob uma lupa binocular para despistar a presença de bioclastos e posteriormente cortadas ao meio. A recolha do pó necessário para análise foi efetuado

de acordo com o descrito no capítulo 3. Enquanto que a curva $\delta^{13}\text{C}$ não apresenta grandes oscilações ao longo da camada, a curva $\delta^{18}\text{O}$ apresenta uma grande variação de valores (Fig. 6.8). Estes resultados mostram que os valores isotópicos do oxigênio são mais sensíveis a alterações pós-depositivas do que os valores de carbono, o que limita a sua aplicação para estimar as paleotemperaturas das águas superficiais da bacia de deposição.

6.3. CONCLUSÃO

Os resultados e conclusões apresentados compreendem os primeiros dados, de alta a moderada resolução, de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, do Bajociano Superior - ?Oxfordiano superior/Kimmeridgiano da Bacia Algarvia e do Afloramento Mesozoico da Carrapateira.

Na sucessão da praia da Mareta, no intervalo Bajociano superior – Caloviano médio, verificou-se uma tendência geral positiva da curva $\delta^{13}\text{C}$, com valores que variam gradualmente ao longo da sucessão, oscilando entre os -0,4 e 3,03‰. Esta tendência reflete possivelmente a existência de teores elevados de ^{12}C nos oceanos, cuja origem pode estar associada à degradação e oxidação da matéria orgânica e/ou meteorização das áreas continentais. Os valores $\delta^{18}\text{O}$ obtidos são semelhantes aos valores $\delta^{18}\text{O}$ globais, conhecidos para o domínio tetisiano, para o intervalo Bajociano superior - Caloviano superior.

O intervalo Jurássico Médio - Superior, do corte de Benaçoitão, exibe uma excursão negativa acentuada dos valores de $\delta^{13}\text{C}$, variando entre -0,38 e -7,48‰ no Caloviano médio, seguido de uma passagem para valores positivos (com o máximo de 1,13‰) no ?Oxfordiano superior/Kimmerid-

giano. Os valores negativos de $\delta^{13}\text{C}$ registados no Caloviano médio não são correlacionáveis com os valores obtidos na praia da Mareta. Assim, como a discordância marca a erosão de parte da sucessão do Caloviano superior, pode significar que este era um local mais proximal da bacia, e portanto, mais influenciado pelos aportes sedimentares das áreas continentais.

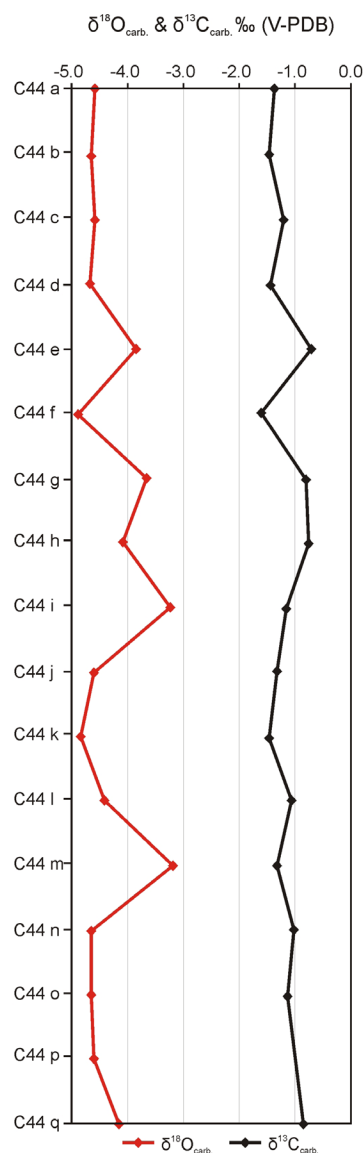


Fig. 6.8. Gráfico da variação lateral dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidos na camada selecionada da sucessão da Baía de Três Angra.

No Kimmeridgiano inferior da Baía das Três An-
gras, os valores $\delta^{13}\text{C}$ variam gradualmente ao
longo da sucessão, mostrando uma linha de base
com uma tendência geral negativa, com valores
que variam entre 1,59 ‰ e -0,68 ‰. No entanto,
a curva de $\delta^{13}\text{C}$ indica duas principais excursões
negativas $\delta^{13}\text{C}$, a primeira relacionada com a pre-
sença de um nível conglomerático, com um valor
mínimo de -1,38 ‰ e uma segunda excursão com
um valor mínimo de -3,10 ‰, imediatamente
abaixo das camadas de calcário bioclástico do
topo da sucessão. Estas duas excursões negativas
estão tendencialmente relacionadas com as per-
tubações no ciclo regional de carbono. Assim,
ambas são interpretadas como o resultado da en-
trada de grande quantidade de ^{12}C para a bacia
(área deposicional), como resultado de impulsos
regressivos como sugerido pela análise sedimen-
tológica, palinofácies e TOC. Os valores de TOC
mais elevados foram registados nos níveis margo-
sos e tendem a diminuir para o topo da sucessão,
onde se verificam as litologias mais carbonatadas.
Comparando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ com os valores de
TOC, verifica-se, que em termos gerais, nos níveis
onde se registaram valores de TOC mais elevados
correspondem a valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais baixos. Con-
tudo, o aumento de TOC deveu-se quase exclusi-
vamente aos fitoclastos (matéria orgânica de ori-
gem continental). Assim, o aumento de TOC não
terá tido origem num aumento de produtividade
marinha mas na transferência de matéria orgânica
continental por erosão, para a bacia deposicional.

Com este estudo verificou-se que a nível da Bacia
Algarvia é possível, com o uso da curva de alta
resolução de variação de $\delta^{13}\text{C}$, identificar episó-
dios de perturbação regional do ciclo de carbono,
neste caso relacionados com ciclos menores da
variação do nível médio da água do mar.

A estratigrafia de isótopos estáveis de carbono

do Jurássico aqui descrita, confirma que a qui-
mostratigrafia de $\delta^{13}\text{C}$ é extremamente útil, para
a resolução de problemas estratigráficos mesmo
que em pequena escala. Contudo, é necessário
efetuar uma amostragem de alta resolução, quan-
do se pretende correlacionar registos de isóto-
pos de carbono, com uma escala de variação tão
pequena quanto a que se verifica no Jurássico Mé-
dio e Superior.

Com exceção dos resultados obtidos no corte de
Benaçoitão, as curvas de variação dos valores
de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidas, apresentam, em termos
gerais, grandes semelhanças com as curvas $\delta^{13}\text{C}$
e $\delta^{18}\text{O}$ globais de referência do domínio tetisiano,
para o intervalo Bajociano superior – Kimmerid-
giano inferior.

7. CONCLUSÕES

Nos capítulos anteriores foram apresentadas considerações finais, relativas a cada um dos temas abordados, pelo que, no presente capítulo, serão referidos os aspetos gerais e mais importantes para o entendimento e articulação dos resultados obtidos e da sua interpretação.

As áreas estudadas foram selecionadas de modo a representarem a estratigrafia do Jurássico da Bacia Algarvia e do Afloramento Mesozoico da Carrapateira: Sector Ocidental (Armação Nova, Cabo de S. Vicente, praia da Mareta, praia da Baleeira e praia da Cilheta); Sector Oriental (Telheiro, Funchais, Estoi - S. Miguel, Cerro da Rocha, Pedreiras Secil - Picota, A22 E, A22 EE, A22 S); Afloramento Mesozoico da Carrapateira (Baía das Três Angras); Sondagens na região imersa da Bacia Algarvia (Ruivo-1 e Corvina).

A análise palinostratigráfica, das sucessões jurássicas da Bacia Algarvia e do Afloramento Mesozoico da Carrapateira, permitiu a obtenção de novos dados biostratigráficos, com base em dinoflagelados e mioesporos. Nas sucessões da Baía de Armação Nova e do Cabo de S. Vicente, Pliensbaquiano superior - Toarciano inferior, não foram obtidos palinomorfos diagnósticos de idade.

Na praia da Mareta as palinofloras recuperadas indicam idades compreendidas entre o intervalo Bajociano superior - Caloviano médio. Para as sucessões da praia da Cilheta e praia da Baleeira foi possível identificar espécies de dinoflagelados características do Caloviano superior. As associações de dinoflagelados presentes nas amostras estudadas no corte do Telheiro permitiram reconhecer a idade Caloviano inferior. As associações de dinoflagelados provenientes das pedreiras dos Funchais são consistentes com a idade Oxfordiano, enquanto que as recuperadas nas amostras estudadas do corte das pedreiras Secil - Picota indicam que pertence ao Kimmeridgiano.

Nas amostras analisadas das sondagens Ruivo-1 e Corvina, as espécies de dinoflagelados identificadas permitiram reconhecer o intervalo Caloviano médio - superior, na primeira, e Oxfordiano ?inferior - médio, na segunda.

No Afloramento Mesozoico da Carrapateira, a sucessão da Baía das Três Angras, apresentou dinoflagelados que possibilitaram datá-la do Kimmeridgiano inferior, confirmando a idade previamente atribuída com base em foraminíferos e corais.

As associações de dinoflagelados do Bajociano superior, Batoniano, Caloviano, Oxfordiano e Kimmeridgiano da Bacia Algarvia e da Baía das Três Angras, revelaram ser menos diversas do que as associações de idade equivalente conhecidas no Norte europeu (domínio Boreal), permitindo, no entanto, confirmar e complementar as idades atribuídas a estas sucessões com base em macrofaunas.

Muitos dos dinoflagelados característicos do domínio Boreal não foram observados na Bacia Algarvia. A reduzida diversidade observada nas microfloras de dinoflagelados está, provavelmente associada a fatores paleogeográficos. As sucessões estudadas terão sido depositadas em ambientes parcialmente restritos, e sem comunicação marinha significativa com o domínio Boreal.

A natureza relativamente confinada da bacia sedimentar, terá provavelmente impedido a migração de dinoflagelados, entre o sul de Portugal e as áreas adjacentes, o que poderá explicar a reduzida diversidade das associações do microplâncton marinho.

Apesar da reduzida diversidade das palinofloras recuperadas, este estudo permitiu verificar que as associações de dinoflagelados do intervalo Bajociano superior - Caloviano, não apresentam

provincialismo biótico entre o Norte e o Sul da Europa, pertencendo à fitoprovíncia de Latitude Média. No Kimmeridgiano inferior da Baía das Três Angras, não foi registada a presença de formas boreais mas sim de formas típicas do domínio tetisiano, o que é consistente com a existência de um crescimento do provincialismo entre o Norte e Sul da Europa no Jurássico Superior. Assim, em termos paleogeográficos, a inclusão da Bacia Algarvia no domínio tetisiano, durante o Jurássico, é evidente.

O estudo de palinofácies permitiu verificar a existência de um domínio de matéria orgânica de origem continental (fitoclastos e palinomorfs continentais), sobre matéria orgânica de origem marinha (dinoflagelados, acritarcas e algas), nos resíduos orgânicos obtidos nas amostras estudadas da praia da Mareta, praia da Baleeira, corte do Telheiro, Baía das Três Angras e nas sondagens Ruivo-1 e Corvina.

Em termos paleoambientais, existe uma grande similaridade dos ambientes deposicionais entre todas as sucessões, verificando-se, essencialmente, uma variação entre ambientes proximais e ambientes intermédios, mas sempre com forte influência continental. A análise das palinofácies permitiu, também, reconhecer episódios de variação do nível do mar. Foi possível aferir a ocorrência de uma tendência transgressiva geral, para os intervalos amostrados pertencentes ao Triásico e ao Caloviano. Esta tendência terá sofrido uma brusca alteração, no final do Oxfordiano inferior a médio, passando a apresentar uma tendência geral regressiva. No Kimmeridgiano inferior, presente na sucessão da Baía das Três Angras, verificou-se a ocorrência de um episódio regressivo rápido, na primeira metade da sucessão, procedido por uma tendência geral transgressiva.

A análise geoquímica de isótopos estáveis de car-

bono e de oxigénio, nas sucessões estudadas da Praia da Mareta, corte de Benaçoitão e Baía das Três Angras, para o intervalo Bajociano superior – Kimmeridgiano inferior, permitiu determinar as variações de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ dos carbonatos presentes nestas sucessões e relacioná-las com o registo sedimentar. Na Baía das Três Angras, foram identificados episódios de perturbação regional do ciclo de carbono, relacionados com ciclos menores de variação do nível médio do mar, através da determinação das variações na assinatura isotópica do carbono.

Em termos gerais, as curvas de variação dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ obtidas são consistentes com as curvas $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ globais de referência do domínio tetisiano, para este intervalo.

Os resultados palinostratigráficos obtidos contribuem para o aprofundamento do conhecimento da estratigrafia da Bacia Algarvia.

No futuro, e de forma a prosseguir com estudos palinológicos complementares, será necessário efetuar investigações noutras sucessões que não foram contempladas neste trabalho, com o objetivo de compreender e correlacionar melhor as unidades estratigráficas da bacia.

Dado que o conhecimento atual da Bacia Lusitânica, em termos de estratigrafia de dinoflagelados, é ainda muito limitado (e.g., Mohr & Schmidt, 1988; Davies, 1985; Smelror *et al.*, 1991; Oliveira *et al.*, 2007), será pertinente desenvolver estudos palinológicos desta bacia, por forma a estabelecer correlações com a Bacia Algarvia e outras bacias mesozoicas europeias do domínio Boreal e Tétis.

Os resultados decorrentes deste trabalho podem, ainda, constituir uma importante ferramenta para a divulgação do conhecimento científico da geologia do território nacional, em particular da Bacia Algarvia, podendo ser utilizados por todos os potenciais interessados nesta área.

Realça-se, ainda, o contributo destes estudos para a prospeção e pesquisa de petróleo nas bacias sedimentares portuguesas, uma vez que já é mundialmente reconhecido o valor desta área científica, quando aplicada a sistemas petrolíferos na datação das sequências sedimentares e na caracterização de rochas-mãe de hidrocarbonetos.

BIBLIOGRAFIA

- Abbink, O.; Targona, J.; Brinkhuis, H. & Visscher, H. (2001). Late Jurassic to earliest Cretaceous palaeoclimatic evolution of the southern North Sea. *Global and Planetary Change*, 30: 231-256.
- Allégre, C.J. (2008). *Isotope Geology*. Cambridge, Cambridge University Press.
- Almeida, C. & Carvalho, A. (1983-85). Caracterização de uma formação paleozóica “pós-tectónica” do Algarve. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, XXIV: 179-182.
- Al-Saad, H. & Ibrahim, M.I.A. (2005). Facies and palynofacies characteristics of the Upper Jurassic Arab D reservoir in Qatar. *Revue de Paléobiologie*, 24(1): 225-241.
- Anders, D. (1991). Geochemical exploration methods. In R.K. Merrill (Ed.). *Source and migration processes and evaluation technique* (pp. 89-95). American Association of Petroleum Geologists.
- Anderson, T.F. & Arthur, M.A. (1983). Stable isotopes of oxygen and carbon and their application to sedimentologic and paleoenvironmental problems. In M.A. Arthur; T.F. Anderson; I.R. Kaplan; J. Veizer & L.S. Land (Eds.). *Stable Isotopes in Sedimentary Geology* (pp. 1.1-1.151). Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Short Course Notes 10.
- Antunes, M.; Bizon, G.; Nascimento, A. & Pais, J. (1981). Nouvelles données sur la datation des dépôts miocènes de l'Algarve (Portugal), et l'évolution géologique régionale. *Ciências da Terra*, 6: 153-168.
- Antunes, M.T.; Elderfield, H.; Legoinha, P. & Pais, J. (1997). The Neogene of Algarve. Excursion 2 (Portuguese part), 2º Cong. RCANS, Salamanca, 30 Setembro a 6 Outubro, 19 p.
- Antunes, M.T. & Pais, J. (1992). The Neogene and Quaternary of Algarve. *Ciências da Terra* (UNL), nº especial, II: 57-66.
- Antunes, M.T. & Pais, J. (1993). The Neogene of Portugal. *Ciências da Terra* (UNL), 12: 7-22.
- Antunes, M.T.; Pais, J.; Legoinha, P.; Elderfield, H.; Sousa, L. & Estevens, M. (2000). The Neogene of Algarve (Portugal). 1º Congresso Sobre o Cenozóico de Portugal (pp. 235-246. Monte da Caparica.
- Atrops, F. & Marques, B. (1986). Mise en évidence de la zone à Platynota (Kimméridgien inférieur) dans le Massif du Montejunto (Portugal); conséquences stratigraphiques et paléontologiques. *Geobios*, 19(5): 537-547.
- Azerêdo, A.; Duarte, L.; Henriques, M. & Manuppella, G. (2003b). Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos de Geologia de Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 p.
- Azerêdo, A.C.; Manuppella, G. & Ramalho, M. (2003a). The Late Sinemurian carbonate platform and microfossils with Tethyan affinities of the Algarve Basin (south Portugal). *Facies*, 48: 49-60.
- Bailey, D.A. & Partington, M. (1991). Some Middle Jurassic dinocysts from the Brent Group of the northern North Sea. *Journal of Micropalaeontology*, 9: 245-252.
- Barron, H.F. (1989). Dinoflagellate cyst biostratigraphy and palaeoenvironments of the Upper Jurassic (Kimmeridgian to basal Portlandian) of the Helmsdale region, east Sutherland, Scotland. In D.J. Batten & M.C. Keen (Eds.). *Northwest European micropalaeontology and palynology* (pp. 193-213). British Micropalaeontological Society

- Series. Ellis Horwood Limited, Chichester, U.K.
- Bartolini, A. 2003. Cretaceous radiolarian biochronology and carbon isotope stratigraphy of ODP Site 1149 (Northwestern Pacific, Nadezhda Basin). <http://www.odp.tamu.edu/publications/185>.
- Bartolini A.; Baumgartner P.O. & Guex, J. (1999). Middle and Late Jurassic radiolarian palaeoecology versus carbon-isotope stratigraphy. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 145: 43-60.
- Batten, D.J. (1981). Palynofacies, organic maturation and source potential for petroleum. In J. BROOKS, (Ed.). *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration* (pp. 201-224) Academic Press. London, 441 p.
- Batten, D.J. (1982). Palynofacies, palaeoenvironments and petroleum. *Journal of Micropalaeontology*, 1: 107-114.
- Batten, D.J. (1983). Identification of amorphous sedimentary organic matter by transmitted light microscopy. In J. Brooks (Ed.). *Petroleum and Exploration of Europe* (pp. 275-287). Blackwell Scientific Publications, Oxford.
- Batten, D.J. (1996). Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation. In J. Jansonius & D.C. McGregor (Eds.). *Palynology: Principles and Applications*, 3(26A) (pp. 1011-1064). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas.
- Batten, D.J. & Morrison, L. (1983). Methods of palynological preparation for palaeoenvironmental, source potential and organic maturation studies. In L.I. Costa (Ed.) *Palynology - Micropalaeontology: Laboratories, Equipment and Methods. Norwegian Petroleum Directorate Bulletin*, 2: 35-53.
- Beialy, S.E.; El-Soughier, M.; Abdel Mohsen, S. & El Atfy, H. (2011). Palynostratigraphy and paleoenvironmental significance of the Cretaceous succession in the Gebel Rissu-1 well, north Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 59(2-3): 215-226.
- Benchley, P.J. & Rawson, P.F. (2006). The geology of England and Wales. Geological Society, Londo, 559 p.
- Benito, M.I.; Lohmann, K.C. & Mas, R. (2005). Late Jurassic Paleogeography and Paleoclimate in the Northern Iberian Basin of Spain: Constraints from Diagenetic Records in Reefal and Continental Carbonates. *Journal of Sedimentary Research*, 75: 82-96.
- Berger, J.P. (1986). Dinoflagellates of the Callovian-Oxfordian boundary of the "Liesberg-Dorf" quarry (Berner Jura, Switzerland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 172: 331-355.
- Berthou, P.Y.; Correia, F.; Prates, S. & Taugourdeau, J. (1983). Essai de Synthèse du Crétacé de l'Algarve: Biostratigraphie, paléogéographie, sédimentation argileuse. *Bulletin d'information des géologues du Bassin de Paris*, 20(2): 3-24.
- Berthou, P.Y. & Leereveld, H. (1990). Stratigraphic implications of palynological studies on Berriasian to Albian deposits from Western and southern Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66: 313-344.
- Blakey, R. (2011). Paleogeographic and Tectonic History of Europe [consultado em 22 de Janeiro de 2012]. Disponível em <http://cpgeosystems.com/europaleogeography.html>.
- Bonnet, C. (1850). *Algarve (Portugal). Description géographique et géologique de cette province*. Academia Real de Ciências de Lisboa. Lisboa.

- Bordenave, M.L.; Espitalié, J.; Laplat, P.; Oudin, J.L. & Vandenbrouke, M. (1993). Screening techniques for source rock evaluation, In M.L. Bordenave (Ed.). *Applied Petroleum Geochemistry* (pp. 217-279). Editions Technip, Paris.
- Borges, M.; Fernandes, P.; Rodrigues, B. & Goodhue, R. (2010a). Carbon isotope record ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonate}}$) of the Middle to Late Jurassic (Callovian - Oxfordian) from the Algarve Basin, Portugal. *Abstracts of Goldschmidt Conference – Geochimica et Cosmochimica Acta* 74 (12), p. A105.
- Borges, M.; Fernandes, P.; Pereira, Z. & Riding, J.B. (2010b). Palinoestratigrafia do Jurássico da região de Sagres (Bacia Algarvia) e da Carrapateira: resultados preliminares. VIII Congresso Nacional de Geologia, e-Terra, 17(9): 1-4. (<http://metododirecto.pt/CNG2010/index.php/vol/article/view/81>).
- Borges, M., Fernandes, P., Rodrigues, B., Matos, V. (2010c). Maturação orgânica e palinoestratigrafia da Sondagem RUIVO-1, região imersa da Bacia Algarvia. Implicações para a prospecção de hidrocarbonetos. *e-Terra*, 19(7): 1-4 (<http://metododirecto.pt/CNG2010/index.php/vol/article/view/218>).
- Borges, M.; Fernandes, P.; Pereira, Z. & Riding, J.B. (2010d). Middle-Upper Jurassic palynology of the Sagres region and the Carrapateira Outlier, southern Portugal. In R. Pena dos Reis & N. Pimentel (Eds.). *Abstracts of the II Central and North Atlantic Conjugate Margins Conference* (pp. 32-36). Lisbon.
- Borges, M.; Fernandes, P.; Pereira, Z. & Riding, J.B. (2010e). The Middle Jurassic palynology of the Sagres region, southern Portugal. In I. Ruiz-Omeñaca, L. Piñuela & J.C. García-Ramos (Eds.). *Comunicaciones del V Congreso del Jurásico de España. Museo del Jurásico de Asturias (MUJA)* (pp. 46-47). Museo del Jurásico de Asturias, Colunga.
- Borges, M.; Fernandes, P.; Pereira, Z. & Riding, J.B. (2010f). Jurassic palynostratigraphy of the Sagres region (Algarve Basin) and the Carrapateira outlier: preliminary results. *Abstracts of The Third International Palaeontological Congress* (p. 94). London.
- Borges, M.E.N.; Riding, J.B.; Fernandes, P. & Pereira, Z. (2011a). 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.; Goodhue, R.; Fernandes, P.; Pereira, Z.; Matos, V. & Rodrigues, B. (2011b). $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonate}}$ chemostratigraphy of the Carrapateira Outlier (Lower Kimmeridgian), Southern Portugal. *Abstracts of Goldschmidt Conference – Mineralogical Magazine*, 75(3): 554.
- Borges, M.; Goodhue, R.; Fernandes, P.; Pereira, Z.; Matos, V. & Rodrigues, B. (2011c). Variação isotópicas $\delta^{13}\text{C}_{\text{carbonatos}}$ na sucessão da baía de Três Angra - Afloramento Mesozóico da Carrapateira (Kimmeridgiano inferior). *Abstracts VIII Congresso Ibérico de Geoquímica/ XVII Semana de Geoquímica* (pp. 457-461). Castelo Branco.
- Borges, M.; Riding, J.B.; Fernandes, P.; Pereira, Z. & Matos, V. (2011d). New palynological data from the Ruivo-1 and Corvina wells, offshore Algarve Basin, Portugal – implications for future hydrocarbon exploration. *Abstracts of the 44th AASP Meeting*, Southampton.
- Borges, M.; Riding, J.B.; Fernandes, P. & Pereira, Z. (2011e). Jurassic palynostratigraphy of the

- Algarve Basin and the Carrapateira Outlier, Southern Portugal. *Abstracts of the 44th AASP Meeting*, Southampton.
- Borges, Marisa E.N.; Riding, James B.; 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.
- Boski, T.; Moura, D.; Santos, A.; Delgado, J.A.G. & Flores, J.A. (1995). Evolução da bacia algarvia (Centro) durante o Neogénico. Resumos alargados, Univ. do Porto – Fac. Ciências Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico, *Memórias* 4: 47-51. Porto.
- Boski, T.; Moura, D.; Veiga-Pires, C.; Camacho, S.; Duarte, D.; Scott, D. & Fernandes, S.G. (2002). Postglacial sea-level rise and sedimentary response in the Guadiana Estuary, Portugal/Spain border. *Sedimentary Geology*, 150: 103-123.
- Boulter, M.C. (1994). An approach to a standard terminology for palynodebris. In A. Traverse (Ed.). *Sedimentation of Organic Particles* (pp. 199-216). Cambridge University Press, 556 p.
- Brand, U. & Veizer, J. (1981). Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system-2: stable isotopes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 51: 987-997.
- Brenner, W. (1988). Dinoflagellaten aus dem Unteren Malm (Oberer Jura) von Süddeutschland; Morphologie, Ökologie, Stratigraphie. *Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen*, 6: 115 p.
- Brigaud, B.; Puceat, E.; Pellenard, P.; Vincent, B. & Joachimski, M.M. (2008) Climatic fluctuations and seasonality during the Late Jurassic (Oxfordian–Early Kimmeridgian) inferred from $\delta^{18}\text{O}$ of Paris Basin oyster shells. // *Earth and Planetary Science Letters*, 273: 58-67.
- Broecker, W. (2000). Abrupt climate change: causal constraints provided by the paleoclimate record. *Earth-Science Reviews*, 51: 137-154.
- Brown, C.A. (2008). Palynological Techniques. J.B. Riding & S. Warny (Eds.), Second Edition. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Dallas, Texas, U.S.A, p. 137.
- Bujak, J.P. & Williams, G.L. (1977). Jurassic palynostratigraphy of offshore eastern Canada. In F.M. Swain (Ed.). *Stratigraphic micropaleontology of Atlantic basin and borderlands. Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 6: 321-339.
- Cabral, M.C.S. (1995). Ostracodos do Cretácico Inferior do Algarve e da Região de Lisboa: Sistemática, biostratigrafia aspectos paleoecológicos e paleobiogeográficos. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 442 p.
- Cachão, M. (1995). Utilização de nanofósseis calcários em biostratigrafia, paleocenografia e paleoecologia. Aplicações ao Neogénico do Algarve (Portugal) e do Mediterrâneo Ocidental (ODP 653) e a problemática de *Coccolithus pelagicus*. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências Universidade de Lisboa, 450 p.
- Cachão, M.; Boski, T.; Moura, D.; Dias, R.P.; Silva, C.M.; Santos, A.; Pimentel, N. & Cabral, J. (1998). Proposta de articulação das unidades sedimentares neogénicas e quaternárias do Algarve (Portugal). Actas do V Congresso Nacional de Geologia. *Comunicações Instituto Geológico e Mineiro*, 84(1): A169-A172.
- Cachão, M. & Silva, C.M. (1992). Neogene palaeogeographic evolution of Algarve Basin

- (Southern Portugal): a two step model. Preliminary data. *Gaia*, 4: 39-42.
- Carvalho, M.A.; Mendonça Filho, J.G. & Menezes, T.R. (2006a). Paleoenvironmental reconstruction based on palynofacies analysis of the Aptian-Albian succession of the Sergipe Basin, Northeastern Brazil. *Marine Micropaleontology*, 59: 56-81.
- Carvalho, M.A.; Mendonça Filho, J.G. & Menezes, T.R. (2006b). Palynofacies and sequence stratigraphy of the Aptian-Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 192: 57-74.
- Carvalho, M.A.; Oliveira, A.C.; Machado, L.G. & Mendonça Filho, J.G. (2005). Sedimentação Albo-Aptiana de partículas vegetais (fitoclastos) em rochas do Membro Taquari, Formação Riachuelo, Bacia de Sergipe, Brasil. *Arquivos do Museu Nacional Rio de Janeiro*, 63(3): 411-424.
- Challenger Portugal Inc. (1976). *Geological Completion Report-Corvina*.
- Chevron Overseas Petroleum Inc. (1975). *Evaluation Report Ruivo-1*.
- Choffat, P (1950). Géologie du Cenozoïque du Portugal. Lisboa: *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, XXX (supl.): 128 p.
- Choffat, P (1887). Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Comunicações da Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal*, I (II): 222-312.
- Colombié, C.; Lécuyer, C. & Strasser, A. (2011). Carbon- and oxygen-isotope records of palaeoenvironmental and carbonate production changes in shallow-marine carbonates (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Geological Magazine*, 148: 133-153.
- Combaz, A. 1964. Les palynofaciès. *Revue de Micropaléontologie*, 7: 205-18.
- Conway, B.H., (1978). Microplankton from the Upper Bathonian of Zohar 5 and Yinnon 1 boreholes in southern Israel. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 26: 337-362.
- Conway, B.H., (1990). Palaeozoic-Mesozoic palynology of Israel. II. Palynostratigraphy of the Jurassic succession in the subsurface of Israel. *Geological Survey of Israel Bulletin*, 82: 39 p.
- Correia, F. (1989). Estudo biostratigráfico e microfácies do Cretácico carbonatado da Bacia Sedimentar Meridional Portuguesa (Algarve). Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências Universidade de Lisboa, 377 p.
- Correia, F.M.C. & Berthou, P.Y. (1984). Le Crétacé du Centre du Sud-Est de l'Algarve Oriental (Portugal). *I Congresso Español de Geologia*, I, pp. 27-41.
- Correia, F., Prates, S. & Berthou, P.Y (1981). Nouvelles données sur la biostratigraphie et la sédimentologie du Crétacé de l'Algarve oriental (Portugal). *Memórias e Notícias, Publicações do Museu e Laboratório Mineralógico e Geológico*, 91-92: 223-244.
- Correia, F.; Prates, S. & Berthou, P.Y (1982). Recherches sur la biostratigraphie et la sédimentologie du Crétacé de l'Algarve oriental (Portugal). *Cuadernos de Geologia Iberica*, 8: 811-829.
- Costa, F.A.P (1866). Molluscos fósseis. Gasteropodes dos depositos terciarios de Portugal. *Comunicações Geológicas Portugal*, 1º Cad.: 1-116.
- Costa, F.A.P (1867). Molluscos fosseis. Gasteropodes dos depositos terciarios de Portugal. *Comunicações Geológicas Portugal*, 2º Cad.: 117-252.

- Criss R. E. (1999). *Principles of Stable Isotope Distribution*, Oxford University Press, New York.
- Davies, E.H. (1983). The dinoflagellate Oppel-zonation of the Jurassic-Lower Cretaceous sequence in the Sverdrup Basin, arctic Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 359: 59 p.
- Davies, E.H. (1985). The miospore and dinoflagellate cyst Oppel-zonation of the Lias of Portugal. *Palynology*, 9: 105-132.
- Deflandre, G. (1939). Microplancton des mers Jurassiques conserve dans les marnes de Villers-sur-Mer (Calvados). Etude liminaire et considerations generales. *Travaux de la Station zoologique de Wimereux*, 13: 147-200.
- Dias, J. M. A. (1988). Aspectos geológicos do Litoral Algarvio. *Geonovas*, 10: 113-128.
- Dias, R. (2001). Neotectónica da Região do Algarve. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências Universidade de Lisboa, 369 p.
- Dodekova, L. (1992). Dinoflagellate cysts from the Bathonian-Tithonian (Jurassic) of North Bulgaria. II. Taxonomy of Oxfordian and Kimmeridgian dinoflagellate cysts. *Geologica Balcanica*, 22: 33-69.
- Doherty, L.I. (1980). Palynomorph separation procedures currently used in the paleontology and stratigraphy laboratories, US Geological Survey. *Geological Survey circular*, 830: 1-29.
- Dommergues, J-L.; Meister, C. & Rocha, R.B. (2011). The Pliensbachian ammonites of the Algarve Basin (Portugal) and their palaeobiogeographical significance for the "Iberia-Newfoundland" conjugate margins. *Swiss Journal of Geosciences*, 104(1): 81-96.
- Dromart, G.; Garcia, J.P. & Gaumet, F. (2003a). Perturbation of the carbon cycle at the Middle/Late Jurassic transition: Geological and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 303: 667-707.
- Dromart, G.; Garcia, J.P.; Picard, S.; Atrops, F.; Lécuyer, C. & Sheppard, S.M.F. (2003b). Ice age at the Middle-Late Jurassic transition. *Earth and Planetary Science Letters*, 213: 205-220.
- Duarte, L.V.; Perilli, N.; Dino, R.; Rodrigues, R. & Paredes, R. (2004). Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): sequence stratigraphy, calcareous nannofossils and stable isotope evolution. *Rivista italiana di paleontologia e stratigrafia*, 110: 115-127.
- Durand, B. (1980). Sedimentary organic matter and kerogen. Definition and quantitative importance of kerogen. In B. Durand (Ed.). *Kerogen: Insoluble Organic Matter from Sedimentary Rocks* (pp. 13-34). Editions Technip, Paris.
- Durang-Delga, M. & Rey, J. (1982). Découverte de Calpionelles dans le Jurassique terminal et le Crétacé basal de l'Algarve (Portugal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, II/265: 237-242.
- Düringer, P. & Doubinger, J. (1985). La palynologie: un outil de caractérisation des faciès marins et continentaux à la limite Muschelkalk Supérieur-Lettenkohle. *Science GŽologie Bulletin*, 38: 19-34.
- Dürr, G. (1987). Dinoflagellaten-Zysten aus dem Weißjura (Mittelkimmeridgien) der westlichen Schwäbischen Alb (Süddeutschland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 176: 67-80.

- Dürr, G. (1988). Palynostratigraphie des Kimmeridgium und Tithonium von Süddeutschland und Korrelation mit boreal Floren. *Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen*, 5: 159 p.
- e-Geo- Sistema Nacional de Informação Geocientífica/LNEG (2004-2010). (consultado em 16 de Janeiro de 2012) Disponível em http://e-geo.ineti.pt/cartografia/cartas/cgp_50m.asp.
- Ercegovac M, & Kostić, A. (2006). Organic facies and palynofacies: Nomenclature, classification and applicability for petroleum source rock evaluation. *International Journal of Coal Geology*, 68: 70-78.
- Fechner, G.G. (1989). Eine unterliassische Mikroflora aus dem Salzdiapir bei Loulé (Süd-Portugal). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe A*, 106: 37-47.
- Federova, V.A. (1977). The significance of the combined use of microphytoplankton, spores and pollen for differentiation of multi-facies sediments. In S. R. Samoilovich & N. A. Timoshina (Eds.). *Questions of Phytostратigraphy* (398, pp. 70-88). Trudy Neftyanoi nauchnoissledovatel'skii geologo-razvedochnyi Institut (VNIGRI) Leningrad.
- Feio, M. (1951). A evolução do relevo do Baixo Alentejo e Algarve. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, XXXII (2): 303-481.
- Feio, M.; Ribeiro, A. & Ramalho, M.M. (1985). Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50 000, Folha 48-D (Bordeira). *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Feist-Burkhardt, S. & Monteil, E. (1997). Dinoflagellate cysts from the Bajocian stratotype (Calvados, Normandy, western France). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 21: 31-105.
- Feist-Burkhardt, S. & Wille, W. (1992). Jurassic palynology in southwest Germany - state of the art. *Cahiers de Micropaléontologie*, 7: 141-156.
- Fensome, R.A. & Williams, G.L. (2004). The Lentin & Williams Index of fossil dinoflagellates 2004 Edition. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series*, 42: 909 p.
- Fenton, J.P.G.; Neves, R. & Piel, K.M. (1980). Dinoflagellate cysts and acritarchs from Upper Bajocian to Middle Bathonian strata of central and southern England. *Palaeontology*, 23: 151-170.
- Fernandes, P. (2000). Investigation of the Stratigraphy, Maturation and Source-Rock Potential of Carboniferous Black Shales in the Dublin Basin. Tese de doutoramento, University of Dublin, Trinity College.
- Fernandes, P.; Borges, M.; Rodrigues, B. & Matos, V. (2010). A re-assessment of the organic maturation and palynostratigraphy of the wells Ruivo-1 and Corvina, offshore Algarve Basin, Portugal. In R. Pena dos Reis & N. Pimentel (Eds.). *Abstracts of the II Central and North Atlantic Conjugate Margins Conference* (pp. 111-115). Lisbon.
- Forsman, J.P. & Hunt, J.M. (1958). Insoluble organic matter (kerogen) in sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 15: 170-182.
- Geyer, O., 1956. Korallen-Faunen aus dem oberen Jura von Portugal. *Senckenbergiana lethaea*, 35: 317-356.
- Gocht, H. (1970). Dinoflagellaten-Zysten aus dem Bathonium des Erdölfeldes Aldorf (NW-

- Deutschland). *Palaeontographica Abteilung B*, 129:125-165.
- Gorin G.E. & Steffen, D. (1991). Organic facies as a tool for recording eustatic variations in marine fine-grained carbonates - example of the Berriasian stratotype at Berrias (Ardèche, Southeast France). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 85: 303-320.
- Götz, A.E.; Feist-Burkhardt, S. & Ruckwied, K. (2008). Palynofacies and sea-level changes in the Upper Cretaceous of the Vocontian Basin, southeast France. *Cretaceous Research*, 29(5-6): 1047-1057.
- Gouveia, A.M. (1938). Algarve: Aspectos fisiográficos. *Edições de Autor*, 161 p.
- Gradstein, F., Ogg, J. & Smith, A. (2004). *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge University Press, 589 p.
- Gray, J. (1965). Palynological techniques. In B. Kummel & D. Raup (Eds.). *Handbook of Paleontological Techniques* (pp. 471-481). W. H. Freeman and Company, San Francisco, U.S.A.
- Green, O.R. (2001). Extraction techniques for palaeobotanical and palynological material. *A Manual of Practical Laboratory and Field Techniques in Palaeobiology* (25, pp. 256-287). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, The Netherlands.
- 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.
- Guennel, G.K. (1952). Fossil spores of the Alleghenian coals of Indiana. *Report from the Department of Conservation's California Geological Survey*, 4: 1-40.
- Habib, D. (1982). Sedimentary supply origin of cretaceous black shales. In S.O. Schlanger & M.B. Cita (Eds.). *Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies* (pp. 113-27). Academic Press, London.
- Hallam, A. (2001). A review of the broad pattern of Jurassic sea-level changes and their possible causes in the light of current knowledge. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 167(1-2): 23-37.
- Hamon, Y. & Merzeraud, G. (2007). C and O isotope stratigraphy in shallow-marine carbonate: a tool for sequence stratigraphy (example from the Lodève region, peritethian domain). *Swiss Journal of Geosciences*, 100 (1): 71-84.
- Heimhofer, U.; Hochuli, P.A.; Burla, S.; Andersen, N. & Weissert, H. (2003). Terrestrial carbon-isotope record from coastal deposits (Algarve, Portugal): a tool for chemostratigraphic correlation on the intrabasinal and global scale. *Terra Nova*, 15: 8-13.
- Heimhofer, U.; Hochuli, P.A.; Burla, S. & Weissert, H. (2007). New records of Early Cretaceous angiosperm pollen from Portuguese coastal deposits: Implications for the timing of the early angiosperm radiation. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 144: 39-76.
- Herngreen, G.F.W.; De Boer, K.F.; Romein, B.J.; Lissenberg, T.H. & Wijker, N.C. (1984). Middle Callovian beds in the Achterhoek, eastern Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 37(3): 29 p.
- 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 and Planetary Science Letters*, 253: 455-470.

- Hesselbo, S.P., Meister, C. & Gröcke, D.R. (2000). A potential global stratotype for the Sinemurian-Pliensbachian boundary (Lower Jurassic), Robin Hood's Bay, UK: ammonite faunas and isotope stratigraphy. *Geological Magazine*, 137: 601-607.
- Hoefs, J. (2009). *Stable Isotope Geochemistry* (6ª Edição). Springer, Berlin.
- Huber, B.; Müller, B. & Luterbacher, H. (1987). Mikropaläontologische Untersuchungen an der Callovien/Oxfordien-Grenze im Schweizer Jura und auf der Schwäbischen Alb (vorläufige Mitteilung). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 80: 449-459.
- Hunt, J.M., (1996). *Petroleum geochemistry and geology*. W.H. Freeman and company, New York.
- Hyde, H.A., & Williams, D.W. (1944). The Right Word. *Pollen Analysis Circular*, 8: 6.
- ICNB (2005). Parque Natural do Sudoeste Alentejano e Costa Vicentina (consultado em 22 de Novembro de 2011). Disponível em <http://portal.icnb.pt/ICNPortal/vPT2007-AP-SudAlentejanoCostaVicentina/>.
- Immenhauser, A.; Della Porta, G.; Kenter, J.A.M. & Bahamonde, J.R. (2003). An alternative model for positive shifts in shallow-marine carbonate $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$. *Sedimentology*, 50: 953-959.
- Immenhauser, A.; Kenter, J.A.M.; Ganssen, G.; Bahamonde, J.R., Van Vliet, A. & Saher, M.H. (2002). Origin and significance of isotope shifts in Pennsylvanian carbonates (Asturias, NW Spain). *Journal of Sedimentary Research*, 72: 82-94.
- Ioannides, N.S., Stavrinos, G.N. & Downie, C. (1976). Kimmeridgian microplankton from Clavell's Hard, Dorset, England. *Micropaleontology*, 22: 443-478.
- Izumi, K.; Miyaji, T. & Kazushige Tanabe, K. (2012). Early Toarcian (Early Jurassic) oceanic anoxic event recorded in the shelf deposits in the northwestern Panthalassa: Evidence from the Nishinakayama Formation in the Toyora area, west Japan. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 315-316: 100-108
- Jacobson, S.R. (1991). Petroleum source rocks and organic facies. In R.K. MERRIL (Ed.). *Source and Migration Processes and Evaluation Techniques* (pp. 3-11). Treatise of Petroleum Geology, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa.
- Jan du Chêne, R.; Fauconnier, D.C. & Fenton, J.P.G. (1985). Problèmes taxonomiques liés à la révision de l'espèce "*Gonyaulax*" *cornigera* Valensi, 1953, kyste fossile de dinoflagellé. *Revue de Micropaléontologie*, 28: 109-124.
- Jarvie, D.M. (1991). Total Organic Carbon (TOC) analysis. In MERRIL, R.K. (Ed.) *Source and Migration Processes and Evaluation techniques*, Treatise of Petroleum Geology. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, p. 113-118.
- Jenkyns, H.C. (1988). The Early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. *American Journal of Science*, 288: 101-151.
- 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. & Clayton, C.J. (1986). Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology*, 33: 87-106.

- Jenkyns H.C. & Clayton, C.J. (1997). Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event. *Sedimentology*, 44: 687-706.
- Jenkyns, H.C.; Jones, C.E.; Grocke, D.R.; Hesselbo, S.P., & Parkinson, D.N. (2002). Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography, *Journal of the Geological Society London*, 159: 351–378.
- Jiménez, A.P.; Jiménez de Cisneros, C.; Rivas, P. & Vera, J.A. (1996). The Early Toarcian anoxic event in the westernmost Tethys (Subbetic): paleogeographic and paleobiogeographic significance. *Journal of Geology*, 104: 399-416.
- Jones, R.W. (1987). Organic Facies. In J. Brooks & D. Welte (Eds.) *Advances in Petroleum Geochemistry* (2, pp. 1-90). Academic Press.
- Keith, M.L. & Weber, J.N. (1964). Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 28: 1787-1816.
- Kullberg, J.C.; Pais, J. & Manuppella, G. (1992). Aspectos gerais da tectónica Alpina no Algarve. *Ciências da Terra* (UNL), 11: 293-302.
- Kump, L.R. (1991). Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. *Geology*, 19: 299-302.
- Kump, L.R. & Arthur, M.A. (1999). Interpreting carbon-isotope excursions: carbonates and organic matter. *Chemical Geology*, 161: 181-198.
- Kunz, R. (1990). Phytoplankton und Palynofazies im Malm NW-Deutschlands (Hannoversches Bergland). *Palaeontographica Abteilung B*, 216: 1-105.
- Lam, K. & Porter, R. (1977). The distribution of palynomorphs in the Jurassic rocks of the Brora Outlier, NE Scotland. *Journal of the Geological Society*, 134: 45-55.
- Lignum, J.; Jarvis, I. & Pearce, M.A. (2008). “A critical assessment of standard processing methods for the preparation of palynological samples.” *Review of Palaeobotany and Palynology*, 149(3-4): 133-149.
- Lopes, C. (2002). Análise e modelação da Bacia do Algarve. Tese de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, 173 p.
- Lopes, F. (2006). Rocha da Pena (Loulé, Algarve): ao encontro da geodiversidade (consultado em 10 de Janeiro de 2012). Disponível em <http://rochadapena.no.sapo.pt>.
- Lorente, M.A. (1990). Textural characteristics of organic matter in several subenvironments of Orinoco Upper delta. *Geologie en Mijnbouw*, 69: 263-278.
- Louis-Schmid, B.; Rais, P.; Bernasconi, S.; Pellenard, P.; Collin, P-Y. & Weissert, H. (2007). Detailed record of the mid-Oxfordian (Late Jurassic) positive carbon-isotope excursion in two hemipelagic sections (France and Switzerland): a plate tectonic trigger? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248: 459–472.
- Mailliot, S., Mattioli, E.; Bartolini, A.; Baudin, F.; Pittet, B. & Guex, J. (2009). Late Pliensbachian–Early Toarcian (Early Jurassic) environmental changes in an epicontinental basin of NW Europe (Causses area, central France): A micropaleontological and geochemical approach. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273(3-4): 346-364.
- Manuppella, G. (1988). Litostratigrafia e tectónica

- da Bacia Algarvia. *Geonovas*, 10: 67-71.
- Manuppella, G. (Coord.) (1985). Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Folha 53-A Faro. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Manuppella, G. (coord.) (1992). Carta Geológica da Região do Algarve na escala 1:100 000. Nota Explicativa, *Serviços Geológicos de Portugal*, 15 p.
- Manuppella, G.; Marques, B. & Rocha, R.B. (1988). Évolution tectono-sédimentaire du bassin de l' Algarve pendant le Jurassique. *2nd International Symposium on Jurassic Stratigraphy* (pp. 1031-1046). Lisboa.
- Manuppella, G. & Pais, J. (1986). Controlo estrutural da sedimentação neogénica no Algarve. *Maleo*, 1.2 (13): p. 26.
- Manuppella, G. & Perdigão, J. (1972). Carta Geológica de Portugal, na escala de 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-Kimmeridgiano do Algarve oriental: estratigrafia, paleobiologia (Ammonoidea) e paleobiogeografia. Tese de Doutoramento. Universidade Nova de Lisboa, 547 p.
- Marques, B. (1985). Litostratigrafia do Oxfordiano-Kimmeridgiano do Algarve. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71: 33-39.
- Marques, B.; Olóriz, F. & Rodríguez-Tovar, F.J. (1998). La limite Oxfordien-Kimmeridgien établie par une espèce index d'ammonites (*Sutneria*) (Algarve, Portugal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences, Series IIA, Earth and Planetary Science*, 326: pp. 641-645.
- Marques, B.; Olóriz, F.; Rodríguez-Tovar, F.J. & Caetano, P.S. (1992). The Transversarium-Bifurcatus Zone boundary at Rocha (Peral área, East-Central Algarve, Portugal). *Ciências da Terra*, 11: 109-125.
- Marques, B. & Rocha, R.B. (1981). Formações Jurássicas da região de Albufeira: estratigrafia, consequências cartográficas e tectónicas. *Ciências da Terra* (UNL), 6: 39-48.
- Marques, B. & Rocha, R.B. (1988a). O Caloviano do flanco norte do Guilhim (Algarve oriental): biostratigrafia e paleobiogeografia. *Ciências da Terra* (UNL), 9: 19-26.
- Marques, B. & Rocha, R.B. (1988b). Evolução paleogeográfica e paleobiogeográfica do Caloviano-Kimmeridgiano do Algarve. *Ciências da Terra* (UNL), 9: 33-40.
- Marshall, J.D. (1992). Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geological Magazine*, 129(2): 143-160.
- Martins, L. (1991). Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica). Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências Universidade de Lisboa, 418 p.
- Martins, L. & Kerrich, R. (1998). Magmatismo toleítico continental do Algarve (Sul de Portugal): um exemplo de contaminação crustal "in situ". *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 85: 99-116.
- Martins, L.T., Madeira, J.; Youbi, N.; Munhá, J.; Mata, J. & Kerrich, R. (2008). Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, southern Portugal. *Lithos*, 101: 102-124.

- Marzoli, A.; Renne, P.; Piccirillo, E.; Ernesto, M.; Bellieni, G. & De Min, A. (1999). Extensive 200-Million Year Old Continental Flood Basalts of Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284: 616-618.
- Matias, H. (2007). Hydrocarbon Potential of the Offshore Algarve Basin. Tese de Doutorado, Departamento de Física, Universidade de Lisboa, 324 p.
- Matos, V.G.A.E (2009). Estudo de palinofácies e de fácies orgânica de uma sequência sedimentar do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica. Tese de Mestrado. Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, 124 p.
- McArthur, J.M.; Donovan, D.T.; Thirvall, M.F.; Fouke, B.W. & Matthey, D. (2000). Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite paleotemperatures. *Earth and Planetary Science Letters*, 179: 269-285.
- McCrea J. M. 1950. On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. *Journal of Chemical Physics*, 18: 849-857.
- Melia, M.B. (1984). The distribution and relationship between palynomorphs in aerosols and deep-sea sediments of the coast of north-west Africa. *Marine Geology*, 58: 345-71.
- Mendonça Filho, J.G.; Carvalho, M.A. & Menezes, T.R. (2002). Palinofácies. In T.D. Dutra (Ed.). *Técnicas e Procedimentos para Trabalho com Fósseis* (pp. 20-24). Editora Unisinos, São Leopoldo.
- Mendonça Filho, J.G.; Chagas, R.B.A.; Menezes, T.R.; Mendonça, J.O.; da Silva, F.S. & Sabadini-Santos, E. (2010b). Organic facies of the Oligocene lacustrine system in the Cenozoic Taubaté basin, Southern Brazil. *International Journal of Coal Geology*, 84(3-4): 166-178.
- Mendonça Filho, J.G.; Menezes, T.R.; Mendonça, J.O.; Oliveira, A.D.; Carvalho, M.A.; Santanna, A.J. & Souza, J.T. (2010a). Palinofácies. In I.S. Carvalho (Ed.). *Paleontologia (3ª edição)* (pp. 289-323). Editora Interciência, Rio de Janeiro.
- Menezes, T.R.; Mendonça Filho, J.G.; Araujo, C.V.; Alves, I.V.A.F. & Mendonça, J.O. (2008). Fácies orgânica: conceitos, métodos e estudos de casos na indústria do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 98(2): 80-96.
- Miranda, R.; Valadares, V.; Terrinha, P.; Mata, J.; Azevedo, M.R.; Gaspar, M.; Kullberg, J.C. & Ribeiro, C. (2009). Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research*, 30: 575-586.
- Mohr, B.A.R. & Schmidt, D. (1988). The Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the region of Porto de Mós (Central Portugal): stratigraphy, facies and palynology. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 176: 245-267.
- Monteil, E. (1990). Revision and emendation of dinocyst genus *Amphorula* Dodekova 1969. The concept of morphostratigraphy. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine*, 14: 597-609.
- Morettini, E.; Santantonio, M.; Bartolini, A.; Cecca, F.; Baumgartner P.O. & Hunziker, J.C. (2002). Carbon isotope stratigraphy and carbonate production during the Early/Middle Jurassic: examples from the Umbria-Marche-Sabina Apennines (central Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 184: 251-273.
- Mougenout, D. (1989). Geologia da Margem

- Portuguesa. Tese Universidade Pierre et Marie Curie, Paris VI, 259 p.
- Mougenot, D.; Monteiro, J.H.; Dupeuble, P.A. & Malod, J. A. (1979). Le marge continental sudportugaise: évolution structurale et sédimentaire. *Ciências da Terra* (UNL), 5: 223-246.
- Moura, D. (1998). Litostratigrafia do Neogénico terminal e Plistocénico na Bacia Centro-Algarve. Evolução paleoambiental. Tese de Doutoramento, Universidade do Algarve, 252 p.
- Moura, D., Albardeiro, L.; Rodrigues, A.L.; Veiga-Pires, C. & Boski, T. (2006). Os aeolianitos como indicadores das variações do nível médio do mar. Baía da Armação de Pêra (Algarve, Portugal). In J. Mirão & A. Balbino (Eds.). *Livro de resumos VII Congresso Nacional de Geologia*. Pólo de Estremoz da Universidade de Évora, pp. 413-415.
- Moura, D. & Boski, T. (1999). Unidades litostratigráficas do Pliocénico e Plistocénico no Alvarve. *Comunicações Serviços Geológico e Mineiro*, 86: 85-106.
- Mouterde, R. (1971). Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Péninsule Ibérique au Jurassique. *Cuadernos de Geologia Iberica*, 2: 21-31.
- Murphy, M. & Salvador, A. (1999). International Stratigraphic Guide – An abridged version. *Episodes*, 22(4): 255-271.
- Nøhr-Hansen, H. (1986). Dinocyst stratigraphy of the Lower Kimmeridge Clay, Westbury, Wiltshire, England. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 35: 31-51.
- Nunn, E.V. & Price, G.D. (2010). Late Jurassic (Kimmeridgian–Tithonian) stable isotopes ($\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$) and Mg/Ca ratios: New palaeoclimate data from Helmsdale, northeast Scotland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 292: 325-335.
- 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. *Journal of the Geological Society*, 166: 633-641.
- O'Dogherty, L.; Sandoval, J.; Bartolini, A.; Bruchez, S.; Bill, M. & Guex, J. (2006). Carbon-isotope stratigraphy and ammonite faunal turnover for the Middle Jurassic in the Southern Iberian palaeomargin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239: 311-333.
- Oliveira A.D.; Mendonça Filho, J.G.; Carvalho, M.A.; Menezes, T.R.; Lana, C.C. & Brenner, W. W. (2004). Novo método de preparação palinológica para aumentar a recuperação de dinoflagelados. *Revista Brasileira de Paleontologia* 7(2): 169-175.
- Oliveira, J.T. (Coord.) (1983). Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, Folha 7. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Oliveira, J.T. (Coord.) (1984). Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, Notícia Explicativa da Folha 7. *Serviços Geológicos de Portugal*, 77 p.
- Oliveira, J.T. (Coord.) (1987-88). Carta Geológica de Portugal na escala 1/200 000, Folha 8. *Serviços Geológicos de 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 p.

- Oliveira, J.T.; Pereira, E.; Ramalho, M.M.; Antunes, M.T. & Monteiro, J.H. (Coord.) (1992). Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:500 000. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Oliveira, L.C.V.; Dino, R.; Duarte, L.V. & Perilli, N. (2007). Calcareous nannofossils and palynomorphs from Pliensbachian-Toarcian boundary in Lusitanian Basin, Portugal. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 10: 5-16.
- Oliveira, L.C.; Duarte, L.V.; Silva, R.L. & Rodrigues, R. (2009a). Belemnite $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ record of the Lusitanian Basin Pliensbachian carbonate series (Portugal). *Geochimica and Cosmochimica Acta*, 73 (13S): A969.
- Oliveira, T.; Pereira, Z.; Fernandes, P. & Borges, M. (Eds.) (2009b). Post-meeting Geological Stop 2. The Mareta Beach, Middle Jurassic. In *Palynostratigraphy contributions to understand the southwest Portugal and Algarve basin geology, Portugal* (p. 47-499). Field Trip 23rd-24th September 2009. CIMP Faro '09. Second joint meeting of the spore/pollen and acritarch subcommissions. Faro.
- Padden, M.; Weissert, H. & de Rafelis, M. (2001). Evidence for Late Jurassic release of methane from gas hydrate. *Geology*, 29: 223-226.
- Padden, M.; Weissert, H., Funk, H.; Schneider, S. & Gansner, C. (2002). Late Jurassic lithological evolution and carbon-isotope stratigraphy of the western Tethys. *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 95: 333-346.
- Page, K.N. (1995). Horizons; Intra-subzonal units in Jurassic ammonite stratigraphy. *Palaeontology*, 38: 801-814.
- Page, K.N. (2002). A review of the ammonite faunas and standard zonation of the Hettangian and Lower Sinemurian succession (Lower Jurassic) of the east Devon coast (south west England). *Geoscience in south-west England*, 10: 293-303.
- Page, K.N. (2003). The Lower Jurassic of Europe - its subdivision and correlation. In F. SURLYK; K. Dybkjaer; J. Ineson; L.H. Nielsen & N.E. Poulsen (Eds.), *The Jurassic of Denmark and adjacent areas. Special volume of the Geological Survey of Denmark*: 23-60.
- Page, K.N. (2005). Mesozoic/Jurassic. In: R.C. Selley; L.M.R. Cocks & I.R. Plimer (Eds.). *Encyclopedia of Geology* (pp. 352-360). Elsevier, Oxford.
- Pais, J. (1982). O Miocénico do Litoral Sul Português. Ensaio de síntese. Estudo Complem. Grau de Doutor (UNL), Lisboa, 47 p.
- Palain, C. (1976). Une série détritique terrigène, les "Grés de Silves". Trias et Lias Inférieur du Portugal. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 25: 377 p.
- Pavia, G. & Strurani, C. (1968). Étude biostratigraphique du Bajocien des chaînes subalpines aux environs de digne. *Bollettino della Società Geologica Italiana*, 87: 305-316.
- Pereira, Z. (1999). Palinostratigrafia do Sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 86: 25-58.
- Peters K.E. & Cassa M.R. (1994). Applied source rock geochemistry. In L.B. Magoon & W.G. Dow (Eds.) *The Petroleum System – from Source to Trap*. AAPG Memoir, 60: 93-120.
- Pittet, B. & Gorin, G.E. (1997). Distribution of sedimentary organic matter in a mixed carbonate-siliciclastic platform environment: Oxfordian of the Swiss Jura Mountains. *Sedimentology*, 44 (5): 915-937.
- Pocock, S.A.J.; Vasanthy, G. & Venkatachala, B.S. (1987-1988). Introduction to the study of particulate organic materials and ecological

- perspectives. *Palynology*, 23-24: 167-188.
- Popp, B.N.; Anderson, T.F. & Sandberg, P.A. (1986). Textural, elemental and isotopic variations among constituents in Middle Devonian limestones, North America. *Journal of Sedimentary Petrology*, 56: 715-727.
- Prates, S.C. (1986). O Cretácico detrítico do Algarve. Tese de Doutorado. Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 351 p.
- Pratsch, J.C. (1958). Stratigraphisch-tektonische Untersuchungen im Mesozoikum von Algarve (Sudportugal). *Beih. zum Geol. Jahr.*, 30: 123 p.
- Prauss, M. (1989). Dinozysten-stratigraphie und palynofazies im Oberen Lias und Dogger von NW-Deutschland. *Palaeontographica Abteilung B*, 214: 1-124.
- Price, G.D. (2010). Carbon-isotope stratigraphy and temperature change during the Early–Middle Jurassic (Toarcian–Aalenian), Raasay, Scotland, UK. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 285(I3-4): 255-263.
- Price, G.D. & Rogov, M.A. (2009). An isotopic appraisal of the Late Jurassic greenhouse phase in the Russian Platform. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 273: 41-49.
- Raine, J.I.; Mildenhall, D.C. & Kennedy, E.M. (2011). New Zealand fossil spores and pollen: an illustrated catalogue. 4th edition. *GNS Science miscellaneous series*, 4. “<http://data.gns.cri.nz/sporepollen/index.htm>”.
- Ramalho, M. (1972-1973). Observações micropaleontológicas sobre o Malm do Algarve ocidental (Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, LVI: 451-470.
- 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). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71(1): 41-50.
- Ramalho, M. (1988). Sur la Découverte de Biohermes Stromatolithiques à Spongiaires Siliceux dans le Kimméridgien de l’Algarve (Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 74: 41-55.
- Ramalho, M. & Rey, J. (1981). Reflexions sur la Formation cretacée de Porto de Mós (Algarve, Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 67: 35-39.
- Ramalho, M. & Ribeiro, A. (1985). The geology of the Mesozoic-Carrapateira Outlier (W Algarve) and its relationship with the opening of the North Atlantic. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71. 51-54.
- Révész, K.M. & Landwehr, J.M. (2002). $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ Isotopic Composition of CaCO_3 Measured by Continuous Flow Isotope Ratio Mass Spectrometry: Statistical Evaluation and Verification by Application to Devils Hole Core DH-11 Calcite. *Rapid Communications in Mass Spectrometry*, 16: 2,102-2,114.
- Rey, J. (1982). Le Cretacé dans la région de Faro (Algarve, Portugal). *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 68(2): 225-236.
- Rey, J. (1983). Le Crétacé de l’Algarve: Essai de Synthèse. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 69: 87-101.
- Rey, J. (1986). Micropaleontological assemblages, paleoenvironments and sedimentary evolution

- of the Cretaceous deposits in the Algarve (Southern Portugal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 55: 230-246.
- Rey, J. (2006). Les Formations Crétacées de l'Algarve Occidental et Central. *Comunicações Geológicas*, 93: 39-80. Rey, J. & Delgado, A. (2002). Carbon and oxygen isotopes: a tool for Jurassic and early Cretaceous pelagic correlation (southern Spain). *Geological Journal*, 37: 337-345.
- Rey, J.; Dinis, J.; Callapez, P. & Cunha, P. (2006). Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. *Cadernos Geologia Portugal*. Instituto Geológico e Mineiro, 35 p.
- Rey, J.; Grambast, L. & Ramalho, M. (1977). Données stratigraphiques sur le Crétacé inférieur des environs de Lagos (Algarve, Portugal). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, XVI (4): 100-101.
- Rey, J. & Ramalho, M. (1974). Le Crétacé inférieur de l'Algarve occidental. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 57: 155-181.
- Ribeiro, A. (Coord.) (1985). Carta Geológica de Portugal na escala 1/50 000, Folha 48-D Borda. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Ribeiro, A.; Antunes, M.T.; Ferreira, M.P.; Rocha, P.B.; Soares, A.F.; Zbyszewski, G.; Almeida, F.; Moitinho de Carvalho, D. & Monteiro, J.H. (1979). *Introduction à la Géologie Générale du Portugal*. Serviços Geológico de Portugal, 114 p.
- 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 Borda. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Ribeiro, C. (2005). Evolução diagenética e tectono-sedimentar do Carixiano da região de Sagres, Bacia Algarvia. Tese de Doutoramento, Universidade de Évora.
- Riding, J.B. (1983). *Gonyaulacysta centricornata* sp. nov., a dinoflagellate cyst from the late Callovian and early Oxfordian of eastern England. *Palynology*, 7: 197-204.
- Riding, J.B. (1987). Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Nettleton Bottom Borehole (Jurassic: Hettangian to Kimmeridgian), Lincolnshire, England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society*, 46: 231-266.
- Riding, J.B. (2005). Middle and Upper Jurassic (Callovian to Kimmeridgian) palynology of the onshore Moray Firth Basin, northeast Scotland. *Palynology*, 29: 87-142.
- Riding, J.B.; Fedorova, V.A. & Ilyina, V.I. (1999). Jurassic and lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and northern Siberia, Russia. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series*, 36: 179 p.
- Riding, J.B. & Helby, R. (2001). A selective reappraisal of *Wanaea* Cookson & Eisenack 1958 (Dinophyceae). *Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists*, 24: 33-58.
- Riding, J.B. & Kyffing-Hughes, J. E. (2004). A review of the laboratory preparation of palynomorphs with a description of an effective non-acid technique. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7(1): 13-44.
- Riding, J.B.; Kyffing-Hughes, J.E. & Owens, B. (2007). An effective palynological preparation procedure using hydrogen peroxide. *Palynology*, 31: 19-36.
- Riding, J.B.; Penn, I.E. & Woollam, R. (1985). Dinoflagellate cysts from the type area of the Bathonian Stage (Middle Jurassic, southwest

- England). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 45: 149-169.
- Riding, J.B. & Thomas, J.E. (1988). Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Kimmeridge Clay (Upper Jurassic) from the Dorset coast, southern England. *Palynology*, 12: 65-88.
- Riding, J.B. & Thomas, J. E. (1992). Dinoflagellate cysts of the Jurassic System. In: Powell, A.J. (Ed.), A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. *British Micropalaeontological Society Publications Series*: 7-97.
- Riding, J.B. & Thomas, J.E. (1997). Marine palynomorphs from the Staffin Bay and Staffin Shale formations (Middle-Upper Jurassic) of the Trotternish Peninsula, NW Skye. *Scottish Journal of Geology*, 33: 59-74.
- Riding, J.B.; Walton, W. & Shaw, D. (1991). Toarcian to Bathonian (Jurassic) palynology of the Inner Hebrides, northwest Scotland. *Palynology*, 15: 115-179.
- Riley, L.A. & Fenton, J.P.G. (1982). A dinocyst zonation for the Callovian to Middle Oxfordian succession (Jurassic) of northwest Europe. *Palynology*, 6: 193-202.
- Rocha, R. (1971). Contribuição para o estudo geológico da região do Cabo de S. Vicente-Alvor. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, XVII (II-III): 139-168.
- Rocha, R. (1976). Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra*, 2, 178 p.
- Rocha, R.; Manuppella, G. & Marques, B. (1980). Carta Geológica de Portugal, Folha 52-B, Albufeira. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- 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.L.; Antunes, M.T. & 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.
- Rock, N. (1978). Petrology and petrogenesis of the alkaline complex, southern Portugal. *Journal of Petrology*, 19: 171-214.
- Rock, N. (1982). The Late cretaceous alkaline igneous province in the Iberian Peninsula, and its tectonic significance. *Lithos*, 15: 111-131.
- Rodrigues, R. (2005). Chemostratigraphy. In E.A.M. Koutsoukos (Ed.). *Applied Stratigraphy* (pp. 165-178). Springer.
- Rogers, J.J. & Santosh, M. (2004). *Continents and Supercontinents*. Oxford University Press, Inc.
- Röhl, H.J.; Schmid-Röhl, A.; Oschmann, W.; Frimmel, A. & Schwark, L. (2001). The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW Germany: an oxygen-depleted ecosystem controlled by sea level and palaeoclimate. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 169: 273-299.
- Roque, C. (2007). Tectonostratigrafia do Cenozóico das margens continentais Sul e Sudoeste portuguesas: um modelo de correlação sismostratigráfica. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia, Universidade de Lisboa, 310 p.
- Roque, C. & Terrinha, P. (2006). 2.2. Estratigrafia da Área Imersa. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg (Eds.). *Geologia de Portugal no*

- contexto da Ibéria* (pp. 280-285). Publicações científicas da Universidade de Évora.
- Rosales, I.; Quesada, S. & Robles, S. (2001). Primary and diagenetic isotopic signals in fossils and hemipelagic carbonates: the Lower Jurassic of northern Spain. *Sedimentology*, 48: 1149-1169.
- Rosales, I.; Quesada, S. & Robles, S. (2004). Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque–Cantabrian basin, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 203: 253-275.
- Rosman, K.J.R. & Taylor, P.D.P. (1998). Isotopic compositions of the elements 1997 (Technical Report). *Pure and Applied Chemistry*, 70: 217-235.
- Ruf, M.; Link, E.; Pross, J. & Aigner, T. (2005a). A multi-proxy study of deeper-water carbonates (Upper Jurassic, southern Germany): combining sedimentology, chemostratigraphy and palynofacies. *Facies*, 51: 326-349.
- Ruf, M.; Link, E.; Pross, J. & Aigner, T. (2005b). Integrated sequence stratigraphy: Facies, stable isotope and palynofacies analysis in a deeper epicontinental carbonate ramp (Late Jurassic, SW Germany). *Sedimentary Geology*, 175: 391-414.
- Rullkötter, J. (2006). Organic matter: The driving force for early diagenesis. In H.D. Schulz & M. Zabel (Eds.). *Marine Geochemistry* (pp. 125-168), 2ª edição. Springer, Berlin.
- Sabatino, N.; Neri, R.; Bellanca, A.; Jenkyns, H.C.; Baudin, F.; Parisi, G. & Masetti, D. (2009). Carbon-isotope records of the Early Jurassic (Toarcian) oceanic anoxic event from the Valdorbia (Umbria–Marche Apennines) and Monte Mangart (Julian Alps) sections: palaeoceanographic and stratigraphic implications. *Sedimentology*, 56(5): 1307-1328.
- Sarjeant, W.A.S. (1976). Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Great Oolite Limestone (Jurassic: Bathonian) of Lincolnshire, England. *Geobios*, 9: 5-46.
- Schiøler, P.; Crampton, J.S. & Laird, M.G. (2003). Palynofacies and sea-level changes in the Middle Coniacian-Late Campanian (Late Cretaceous) of the East Coast Basin, New Zealand. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 188: 101-125.
- 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.
- Scotese, C.R. (2001). *Atlas of Earth History, PALEOMAP Project*. Arlington, Texas, 52 p.
- Scotese, C.R. (2002). Climate History- PALEOMAP Project [consultado em 22 de Janeiro de 2012]. Disponível em <http://www.scotese.com/climate.htm>.
- Sebag, D.; Di-Giovanni, C.; Ogier, S.; Mesnage, V.; Laggoun-Défarge, F. & Durand, A. (2006). Inventory of sedimentary organic matter in modern wetland (Marais Vernier, Normandy, France) as source-indicative tools to study Holocene alluvial deposits (Lower Seine Valley, France). *International Journal of Coal Geology*, 67 (1/2): 1-16.
- Sharp, Z. (2007). *Principles of Stable Isotope Geochemistry*. 1ª edição, Pearson/Prentice Hall.
- 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: insights from the organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal). *Chemical Geology*, 283: 177-184.
- Sluijs, A.; Pross, J. & Brinkhuis, H. (2005). From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. *Earth Science Reviews*, 68: 281-315.
- Rosendahl, S., 1985. Die oberjurassische Korallenfazies von Algarve (Südportugal). *Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart NF* 82: 125 p.
- Smelror, M.; Århus, N.; Meléndez, G.L.M. & Lardies, M.D. (1991). A reconnaissance study of Bathonian to Oxfordian (Jurassic) dinoflagellates and acritarchs from the Zaragoza region (NE Spain) and Figueira da Foz (Portugal). *Revista Española de Micropaleontología*, 23: 47-82.
- Smelror, M. & Below, R. (1992). Dinoflagellate biostratigraphy of the Toarcian to Lower Oxfordian (Jurassic) of the Barents Sea region. In T.O. Vorren; E. Bergsager; Ø.A Dahl-Stammes; E. Holter; B. Johansen; E. Lie & T.B. Lund (Eds.). *Arctic geology and petroleum potential*. Norwegian Petroleum Society (pp. 495-513), Special Publication 2.
- Stancliffe, R.P.W. & Sarjeant, W.A.S. (1990). The complex chorate dinoflagellate cysts of the Bathonian to Oxfordian (Jurassic): their taxonomy and stratigraphic significance. *Micropaleontology*, 36(3): 197-228.
- Stasiuk, L.D. & Fowler, M.G. (2004). Organic facies in Devonian and Mississippian strata of Western Canada Sedimentary Basin: relation to kerogen type, paleoenvironment, and paleogeography. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 52(3): 234-255.
- Suan, G.; Mattioli, E.; Pittet, B.; Mailliot, S. & Lécuyer, C. (2008). Evidence for major environmental perturbation prior to and during the Toarcian (Early Jurassic) Oceanic Anoxic Event from the Lusitanian Basin, Portugal. *Paleoceanography*, 23: PA1202.
- Taugourdeau Lantz, J. & Lachkar, G. (1984). Stratigraphie par les marqueurs palynologiques sur la bordure Ardéchoise du Bassin du sud-est. *Documents du BRGM*, 81-11: 59-71.
- Termier, G.; Termier, H. & Ramalho, M. (1985). Spongiotaunas du Jurassique Supérieur du Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71(2): 197-222.
- Terrinha, P. (1998). Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South Portugal. PhD dissertation. Imperial College, London, 430 p.
- Terrinha, P. & Ribeiro, C. (1998). Nódulos de sílex e veios de quartzo hospedados na Formação “Calcários e calcários dolomíticos com nódulos de sílex”, de idade carixiana. Praia do Belixe, Algarve. *Comunicações do Instituto Geológico*, 84(1): A45-A48.
- Terrinha, P.; Ribeiro, C.; Kulberg, J.C.; Lopes, C.; Rocha, R. & 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. (2006). A Bacia do Algarve: Estratigrafia, paleogeografia e tectónica. In R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha & J. C. Kullberg (Eds.). *Geologia de Portugal no contexto da Ibéria* (pp. 247-316). Universidade de Évora.
- Tissot, B.P. & Welte, D.H. (1978). *Petroleum Formation and Occurrence, A New Approach to Oil and Gas Exploration*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg, New York.
- Traverse, A. (Ed.) (2005). *Sedimentation of Organic Particles*. 2ª edição, Cambridge University Press, Cambridge.
- Traverse, A. (2007). *Paleopalynology*. 2ª edição, Springer, Dordrecht, The Netherlands.
- Tremolada, F.; Bornemann, A.; Bralower T.J.; Koeberl, C. & van de Schootbrugge, B. (2006). Paleooceanographic changes across the Jurassic/Cretaceous boundary: The calcareous phytoplankton response. *Earth and Planetary Science Letters*, 241: 361-371.
- Trincão, P.R. (1990). Esporos e pólenes do Cretácico Inferior (Berriasiano-Aptiano) de Portugal: Paleontologia e Biostratigrafia. Tese de Doutoramento, Universidade Nova de Lisboa, Lisboa, 313 p.
- Trindade, M.J.F. (2007). Geoquímica e mineralogia de argilas da Bacia Algarvia: transformações térmicas. Tese de doutoramento, Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, Aveiro, 459 p.
- Turnau, E. & Racki, G. (1999). Givetian palynostratigraphy and palynofacies: new data from the Bodzentyn Syncline (Holy Cross Mountains, central Poland). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 106: 237-271.
- Tyson, R.V. (1987). The genesis and palynofacies characteristics of marine petroleum source rocks. In J. Brooks & A.J. Fleet (Eds.). *Marine petroleum source Rocks* (pp. 47-67), Geological Society Special Publication, 26.
- Tyson, R.V. (1993). Palynofacies Analysis. In D.J. Jenkins (Eds.). *Applied Micropaleontology* (pp. 153-191). Kluwer Academic Publishers, Dordrecht.
- Tyson, R.V. (1995). *Sedimentary Organic Matter, Organic facies and palinofácies*. Chapman & Hall; London.
- Tyson, R.V. (1996). Sequence-stratigraphical interpretation of organic facies variations in marine siliciclastic systems: general principles and application to the onshore Kimmeridge Clay Formation, UK. *Geological Society, London, Special Publications*, 103: 75-96.
- van Bergen, P.F. & Kerp, J.H.F. (1990). Sedimentary environments and palynofacies of a Triassic section in southern Germany. In J.J. Fermont & J.W. Weegink (Eds.). *International Symposium on Organic Petrology* (45: pp. 23-38). Mededelingen Rijks Geologische Dienst Netherlands.
- van Bergen, P.F.; Janssen, N.M.; Alferink, M. & Kerp, J.H.F. (1990). Recognition of organic matter types in standard palynological slides. In J.J. Fermont & J.W. Weegink (Eds.). *International Symposium on Organic Petrology* (45: 9-21). Mededelingen Rijks Geologische Dienst Netherlands.
- van de Schootbrugge, B.; McArthur, J.M.; Bailey, T.R.; Rosenthal, Y.; Wright, J.D. & Miller, K.G. (2005). Toarcian oceanic anoxic event: an assessment of global causes using belemnite carbon isotope records. *Paleoceanography*, 20: PA3008.
- van der Zwan, C.J. (1990). Palynostratigraphy

- and palinofacies reconstruction of the upper Jurassic to lowermost Cretaceous of the Draugen Field, offshore mid Norway. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 62: 157-186.
- van Erve, A.W.; Besems, R.E. & Love, C.F. (1988). A palynological investigation of some Lower Kimmeridgian deposits from Spain. *Journal of Micropalaeontology*, 7: 217-232.
- Vanney, J. & Mougenot, D. (1981). La plateforme continentale portugaise et les provinces adjacentes. Analyse géomorphologique. Lisboa: *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 28: 86 p.
- Veizer, J. (1992). Depositional and diagenetic history of limestones: stable and radiogenic isotopes. *Isotopic signatures and sedimentary records: Lecture notes in earth sciences*, 43: 13-48.
- Vincent, A.J. & Tyson, R.V. (1999). Organic facies of the Middle Jurassic of the Inner Hebrides, Scotland. *Petroleum Geoscience*, 5: 83-92.
- Wefer, G. & Berger, W.H. (1991). Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. *Marine Geology*, 100: 207-248.
- Weissert, H. & Erba E. (2004). Volcanism, CO₂ and paleoclimate: A late Jurassic-Early Cretaceous carbon and oxygen isotope record. *Journal of the Geological Society of London*, 161: 695-702.
- Weissert, H.; Lini, A.; Föllmi, K.B. & Kuhn, O. (1998). Correlation of Early Cretaceous carbon isotope stratigraphy and platform drowning events: a possible link? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 137: 189-203.
- Weissert H.M. & Mohr, H. (1996). Late Jurassic climate and its impact on carbon cycling. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 122: 27-43.
- 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.
- Wierzbowski, H. & Rogov, M. (2011). Reconstructing the palaeoenvironment of the Middle Russian Sea during the Middle–Late Jurassic transition using stable isotope ratios of cephalopod shells and variations in faunal assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 299: 250-264.
- Wignall, P.B. & Ruffell, A. H. (1990). The influence of a sudden climatic change on marine deposition in the Kimmeridgian of northwest Europe. *Journal of the Geological Society*, 147: 365-371.
- Wilson, R.C.L.; Hiscott, R.N.; Willis, M.G. & Gradstein, E.M. (1989). The Lusitanian Basin of west central Portugal: Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphy and subsidence history. In A.J. Tankard & H. Balkwill (Eds.). *Extensional Tectonics and Stratigraphy of the North Atlantic Margins* (pp. 341-361). AAPG Memoir 46.
- Wood, G.D.; Gabriel, A.M. & Lawson, J.C. (1996). Palynological techniques-processing and microscopy. In J. Jansonius & D.C. McGregor (Eds.). *Palynology: Principles and applications* (pp. 29-50). American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation.
- Woollam, R. (1980). Jurassic dinocysts from shallow marine deposits of the East Midlands, England. *Journal of the University of Sheffield Geological Society*, 7.5: 243-261.

- Woollam, R. & Riding, J.B. (1983). Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic. *Institute of Geological Sciences Report*, 83(2): 42 p.
- Wortmann, U.G. & Weissert, H. (2001). Tying platform drowning to perturbations of the global carbon cycle with a $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ -curve from the Valanginian of DSDP Site 416. *Terra Nova* 12: 289-294.
- Zavattieri, A.M.; Rosenfeld, U. & Volkheimer, W. (2008). Palynofacies analysis and sedimentary environment of Early Jurassic coastal sediments at the southern border of the Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(2): 227-245.
- Zbyszewski (1958). Le Quaternaire du Portugal. *Separata do Boletim dos Serviços Geológicos de Portugal*, XIII: I-II.
- Zobaa, M.K.; Zavada, M.S.; Whitelaw, M.J.; Shunk, A.J. & Oboh-Ikuenobe, F.E. (2011). Palynology and palynofacies analyses of the Gray Fossil Site, eastern Tennessee: Their role in understanding the basin-fill history. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 308 (3-4): 433-444.
- Zotto, M.; Drugg, W.S. & Habib, D. (1987). Kimmeridgian dinoflagellate stratigraphy in the southwestern North Atlantic. *Micropaleontology*, 33: 193-213.

ESTAMPAS DE AFLORAMENTOS

Nas estampas 1 a 11, estão ilustradas as diferentes sucessões amostradas e estudadas no presente trabalho. As estampas estão organizadas de acordo com a ordem de referência no texto.

ESTAMPA 1

1. Baía de Armação Nova. Vista para norte.
2. Aspeto geral do corte estudado da Baía de Armação Nova. Vista para sul.



ESTAMPA 2

1. Aspeto geral do topo do corte do Cabo de S. Vicente. Vista para sudoeste.
2. Falésia escarpada e verticalizada, formada por dolomitos compactos, a este do Farol do Cabo de S. Vicente.

1



2



ESTAMPA 3

1. Aspeto geral da sucessão da praia da Mareta. Em primeiro plano, pormenor dos calcários bioclásticos do Bajociano superior – Batoniano. Vista para este.
2. Vista parcial das margas e calcários margosos do Caloviano inferior- médio da sucessão da praia da Mareta e aspeto geral da sucessão do Jurássico Médio. Vista para oeste.



ESTAMPA 4

1. Pormenor do bioestroma carsificado do Aaleniano-Bajociano inferior, da sucessão da praia da Mareta.
2. Aspeto de camadas de calcários margosos afetadas por escorregamentos gravitacionais de tipo *slumping*, da sucessão da praia da Mareta.



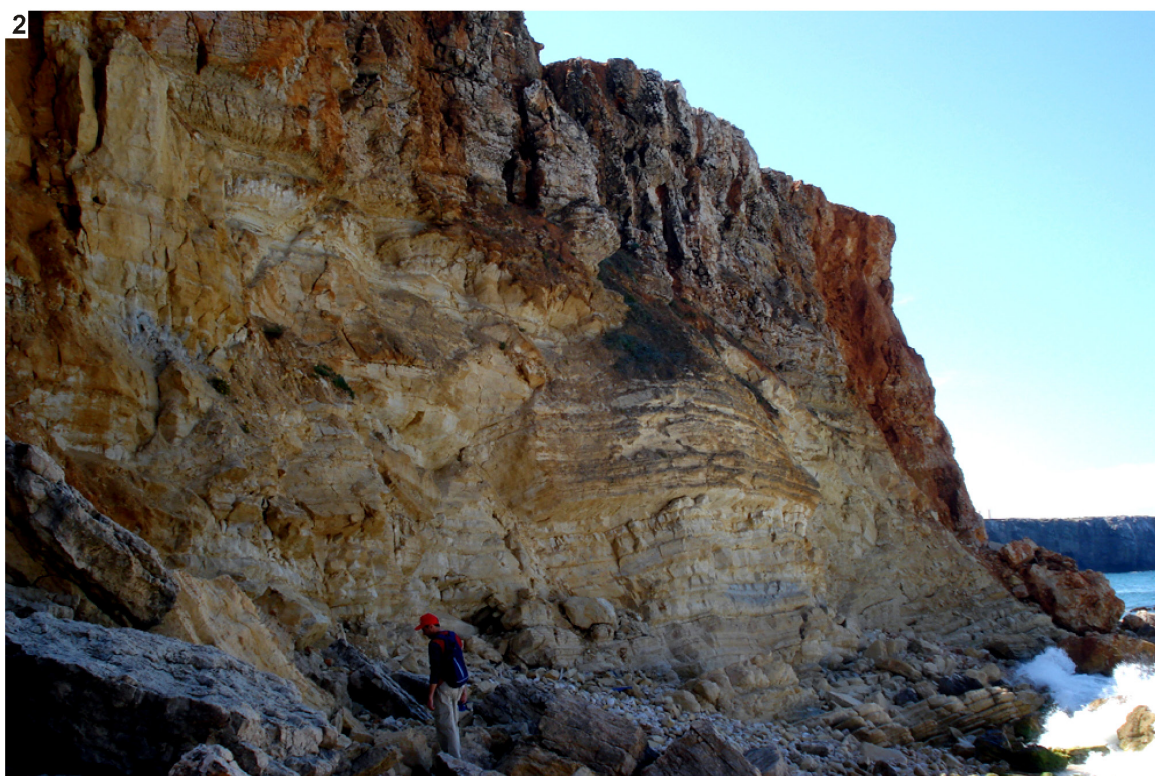
ESTAMPA 5

1. Aspeto geral da sucessão da praia da Baleeira. Vista para oeste.
2. Vista parcial das margas e calcários margosos do Caloviano superior da sucessão da praia da Baleeira.



ESTAMPA 6

1. Aspeto geral da sucessão da baía da praia da Cilheta. Vista para norte.
2. Vista parcial dos níveis de margas e calcários margosos acinzentados do Caloviano superior amostrados no extremo sul da sucessão da praia da Cilheta. Vista para este.



ESTAMPA 7

1. Aspeto geral do corte do Telheiro. Vista para norte.
2. Pormenor das camadas de margas com pequenas intercalações de calcários margosos, do Caloviano inferior, amostrados na sucessão do corte do Telheiro.



ESTAMPA 8

1. Aspeto geral de uma das pedreiras (37°08'00,1"N, 7° 54'38"W), de exploração de calcários do corte dos Funchais.
2. Vista parcial dos calcários cinzentos a avermelhados intercalados com pequenos níveis de margas cinzentas, amostrados numa das pedreiras do Funchais, com coordenadas 37°07'50,5"N, 7° 54'38"W.

1



2



ESTAMPA 9

1. Aspeto geral do corte do Cerro da Rocha. Vista para norte.
2. Vista parcial das margas e calcários margosos compactos, pertencentes à unidade estratigráfica Calcários Margosos e Margas de Peral, amostrados no corte do Cerro da Rocha.



ESTAMPA 10

1. Aspeto geral do corte das pedreiras Secil - Picota. Vista para norte.
2. Vista parcial dos níveis de margas e calcários margosos cinzentos pertencentes à unidade estratigráfica Calcários de Escarpão, do Kimmeridgiano - Titoniano.



ESTAMPA 11

1. Vista aérea do Afloramento Mesozoico da Carrapateira, na Baía das Três Angras.
2. Aspeto geral das intercalações de calcários e margas do Kimmeridgiano inferior, amostrados na Baía das Três Angras.



ANEXO I

Lista das amostras utilizadas para estudos palinológicos.

Localização	Amostra Nº	Idade	Cronozonas de amonites
Sub-bacia Ocidental			
Cabo de S. Vicente 37°1'46.5"N 8° 59'18.6"W	V5	Pliensbaquiano inferior	Jamesoni
	V2	Pliensbaquiano inferior	Jamesoni
	V4	Pliensbaquiano inferior	Jamesoni
	V6	Pliensbaquiano inferior	Jamesoni
Armação Nova 37°1'49.9"N 8°59'18.4"W	A16	Toarciano inferior	Semicelatum
	A23	Toarciano inferior	Semicelatum
	A22	Toarciano inferior	Semicelatum
	A21	Toarciano inferior	Semicelatum
	A11	Toarciano inferior	Semicelatum
	A15	Toarciano inferior	Semicelatum
	A12	Toarciano inferior	Semicelatum
	A14	Toarciano inferior	Semicelatum
	A13	Toarciano inferior	
	A9	Toarciano inferior	
	A8	Toarciano inferior	
	A20	Toarciano inferior	
	A6	Toarciano inferior	
	A18	Toarciano inferior	
	A17	Pliensbaquiano superior	
	A5	Pliensbaquiano superior	
	A19	Pliensbaquiano superior	
	A3	Pliensbaquiano superior	
Mareta 37°0'16.7"N 8°56'33.2"W	M39	Caloviano superior	Athleta
	M38	Caloviano superior	Athleta
	M37	Caloviano superior	Athleta
	M36	Caloviano superior	Athleta
	M35	Caloviano superior	Athleta
	M34	Caloviano superior	Athleta
	M33	Caloviano superior	Athleta
	M32	Caloviano superior	Athleta
	M31	Caloviano médio	Coronatum
	M30	Caloviano médio	Coronatum
	M29	Caloviano médio	Coronatum
	M40	Caloviano médio	Coronatum
	M41	Caloviano médio	Coronatum
	M42	Caloviano médio	Coronatum
	M43	Caloviano médio	Coronatum
	M44	Caloviano médio	Coronatum
	M70	Caloviano médio	Coronatum
	M45	Caloviano médio	Coronatum
	M69	Caloviano médio	Coronatum
	M71	Caloviano médio	Coronatum
	M46	Caloviano médio	Coronatum
	M72	Caloviano médio	Coronatum
	M68	Caloviano médio	Coronatum
	M73	Caloviano médio	Coronatum
	M47	Caloviano médio	Coronatum
	M48	Caloviano médio	Coronatum
	M74	Caloviano médio	Coronatum
	M49	Caloviano médio	Coronatum
	M75	Caloviano médio	Coronatum
	M28	Caloviano inferior	Bullatus
	M76	Caloviano inferior	Bullatus

Localização	Amostra Nº	Idade	Cronozonas de amonites
Sub-bacia Ocidental			
Mareta 37° 0'16.7"N 8°56'33.2"W	M27	Caloviano inferior	Bullatus
	M67	Caloviano inferior	Bullatus
	M26	Caloviano inferior	Bullatus
	M77	Caloviano inferior	Bullatus
	M66	Caloviano inferior	Bullatus
	M25	Caloviano inferior	Bullatus
	M24	Caloviano inferior	Bullatus
	M22	Batoniano superior	
	M62	Batoniano superior	
	M23	Batoniano superior	
	M63	Batoniano superior	
	M21	Batoniano superior	
	M61	Batoniano superior	
	M65	Batoniano médio	
	M64	Batoniano médio	
	M11	Batoniano médio	
	M55	Batoniano médio	
	M57	Batoniano médio	
	M56	Batoniano inferior	
	M54	Batoniano inferior	
	M12	Batoniano inferior	
	M58	Batoniano inferior	
	M59	Batoniano inferior	
	M53	Batoniano inferior	
	M18	Batoniano inferior	
	M60	Batoniano inferior	
	M10	Batoniano inferior	
	M13	Batoniano inferior	
	M9	Batoniano inferior	
	M8	Batoniano inferior	
	M17	Batoniano inferior	
	M51	Batoniano inferior	
	M7	Batoniano inferior	
	M6	Batoniano inferior	
	M4	Batoniano inferior	
	M5	Batoniano inferior	
	M20	Batoniano inferior	
	M3	Batoniano inferior	
	M2	Batoniano inferior	
	M52	Batoniano inferior	
	M50	Batoniano inferior	
	M16	Batoniano inferior	
	M15	Bajociano superior	
	M14	Bajociano superior	
	M19	Bajociano superior	
	M1	Bajociano superior	
Cilheta 37° 0'31.8"N 8° 56'56.4"W	Ci4	Caloviano superior	Athleta
	Ci7	Caloviano superior	Athleta
	Ci6	Caloviano superior	Athleta
	Ci5	Caloviano superior	Athleta
	Ci11	Caloviano superior	Athleta
	Ci10	Caloviano superior	Athleta
	Ci9	Caloviano superior	Athleta
	Ci8	Caloviano superior	Athleta
	Ci1	Caloviano superior	Athleta
	Ci2	Caloviano superior	Athleta
	Ci3	Caloviano superior	Athleta

Localização	Amostra Nº	Idade	Cronozonas de amonites
Sub-bacia Ocidental			
Baleeira 37°0'30.7"N 8°55'37.8"W	BA1	Caloviano superior	Athleta
	BA2	Caloviano superior	Athleta
	BA3	Caloviano superior	Athleta
	BA4	Caloviano superior	Athleta
	BA5	Caloviano superior	Athleta
	BA6	Caloviano superior	Athleta
	BA46	Caloviano superior	Athleta
	BA45	Caloviano superior	Athleta
	BA44	Caloviano superior	Athleta
	BA43	Caloviano superior	Athleta
	BA42	Caloviano superior	Athleta
	BA41	Caloviano superior	Athleta
	BA26	Caloviano superior	Athleta
	BA25	Caloviano superior	Athleta
	BA24	Caloviano superior	Athleta
	BA23	Caloviano superior	Athleta
	BA22	Caloviano superior	Athleta
	BA21	Caloviano superior	Athleta
	BA19	Caloviano superior	Athleta
	BA18	Caloviano superior	Athleta
	BA17	Caloviano superior	Athleta
	BA16	Caloviano superior	Athleta
	BA15	Caloviano superior	Athleta
	BA14	Caloviano superior	Athleta
	BA13	Caloviano superior	Athleta
	BA12	Caloviano superior	Athleta
	BA11	Caloviano superior	Athleta
	BA10	Caloviano superior	Athleta
	BA9	Caloviano superior	Athleta
	BA8	Caloviano superior	Athleta
	BA7	Caloviano superior	Athleta
	BA38	?Oxfordiano sup./Kimmeridgiano	
	BA37	?Oxfordiano sup./Kimmeridgiano	
	BA33	?Oxfordiano sup./Kimmeridgiano	
	BA32	?Oxfordiano sup./Kimmeridgiano	
	BA31	?Oxfordiano sup./Kimmeridgiano	
	BA30	?Oxfordiano sup./Kimmeridgiano	
	BA29	?Oxfordiano sup./Kimmeridgiano	
	BA28	?Oxfordiano sup./Kimmeridgiano	
	BA27	?Oxfordiano sup./Kimmeridgiano	
Afloramento Mesozoico da Carrapateira			
Baía das Três Angras 37°11'06.9"N 8°54'38.7"W	C54	Kimmeridgiano inferior	
	C53	Kimmeridgiano inferior	
	C52	Kimmeridgiano inferior	
	C51	Kimmeridgiano inferior	
	C50	Kimmeridgiano inferior	
	C49	Kimmeridgiano inferior	
	C48	Kimmeridgiano inferior	
	C47	Kimmeridgiano inferior	
	C46	Kimmeridgiano inferior	
	C45	Kimmeridgiano inferior	
	C44	Kimmeridgiano inferior	
	C42	Kimmeridgiano inferior	
	C41	Kimmeridgiano inferior	
	C40	Kimmeridgiano inferior	
	C39	Kimmeridgiano inferior	
	C1	Kimmeridgiano inferior	

Localização	Amostra Nº	Idade	Cronozonas de amonites
Afloramento Mesozoico da Carrapateira			
Baía das Três Angras 37°11'06.9"N 8°54'38.7"W	C2	Kimmeridgiano inferior	
	C3	Kimmeridgiano inferior	
	C4	Kimmeridgiano inferior	
	C5	Kimmeridgiano inferior	
	C6	Kimmeridgiano inferior	
	C7	Kimmeridgiano inferior	
	C8	Kimmeridgiano inferior	
	C9	Kimmeridgiano inferior	
	C10	Kimmeridgiano inferior	
	C12	Kimmeridgiano inferior	
	C15	Kimmeridgiano inferior	
	C16	Kimmeridgiano inferior	
	C17	Kimmeridgiano inferior	
	C18	Kimmeridgiano inferior	
	C30	Kimmeridgiano inferior	
	C23	Kimmeridgiano inferior	
	C24	Kimmeridgiano inferior	
	C29	Kimmeridgiano inferior	
	C31	Kimmeridgiano inferior	
	C33	Kimmeridgiano inferior	
	C35	Kimmeridgiano inferior	
	C38	Kimmeridgiano inferior	
Sub-bacia Oriental			
Telheiro 37°6'44.78"N 7° 55'52.05"W	TL32	Caloviano inferior	Bullatus
	TL33	Caloviano inferior	Bullatus
	TL34	Caloviano inferior	Bullatus
	TL35	Caloviano inferior	Bullatus
	TL36	Caloviano inferior	Bullatus
	TL25	Caloviano inferior	Bullatus
	TL26	Caloviano inferior	Bullatus
	TL27	Caloviano inferior	Bullatus
	TL28	Caloviano inferior	Bullatus
	TL29	Caloviano inferior	Bullatus
	TL30	Caloviano inferior	Bullatus
	TL31	Caloviano inferior	Bullatus
	TL24	Caloviano inferior	Bullatus
	TL23	Caloviano inferior	Bullatus
	TL22	Caloviano inferior	Bullatus
	TL21	Caloviano inferior	Bullatus
	TL20	Caloviano inferior	Bullatus
	TL19	Caloviano inferior	Gracilis
	TL18	Caloviano inferior	Gracilis
	TL17	Caloviano inferior	Gracilis
	TL16	Caloviano inferior	Gracilis
	TL15	Caloviano inferior	Gracilis
	TL14	Caloviano inferior	Gracilis
	TL13	Caloviano inferior	Gracilis
	TL12	Caloviano inferior	Gracilis
	TL11	Caloviano inferior	Gracilis
	TL10	Caloviano inferior	Gracilis
	TL9	Caloviano inferior	Gracilis
	TL8	Caloviano inferior	Gracilis
	TL7	Caloviano inferior	Gracilis
	TL6	Caloviano inferior	Gracilis
	TL5	Caloviano inferior	Gracilis
	TL4	Caloviano inferior	Gracilis
	TL3	Caloviano inferior	Gracilis
	TL2	Caloviano inferior	Gracilis
	TL1	Caloviano inferior	Gracilis

Localização	Amostra Nº	Idade	Cronozonas de amonites
Sub-bacia Oriental			
	ES1	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES2	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES3	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES4	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES5	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES6	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES7	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES8	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES9	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES10	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES11	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES12	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES13	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES14	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES15	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES16	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES17	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES18	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES19	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES20	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES21	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES22	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES23	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES24	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES25	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES26	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES27	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES28	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
Estoi-S. Miguel 37°05'52.7"N 7°50'5.0"W	ES29	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES30	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES31	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES32	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES33	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES34	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES35	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES36	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES37	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES38	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES39	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES40	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES41	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES42	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES43	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES44	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES45	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES46	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES47	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES48	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES49	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES50	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES51	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES52	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES53	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES54	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES55	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES56	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES57	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES58	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	
	ES59	?Oxfordiano/Kimmeridgiano	

Localização	Amostra Nº	Idade	Cronozonas de amonites
Sub-bacia Oriental			
Funchais 37°07'50.5"N 7°54'28"W	F26	Oxfordiano	
	F25	Oxfordiano	
	F24	Oxfordiano	
	F23	Oxfordiano	
	F22	Oxfordiano	
	F21	Oxfordiano	
	F20	Oxfordiano	
	F19	Oxfordiano	
	F18	Oxfordiano	
	F17	Oxfordiano	
	F16	Oxfordiano	
	F15	Oxfordiano	
	F14	Oxfordiano	
	F13	Oxfordiano	
	F12	Oxfordiano	
	F11	Oxfordiano	
	F10	Oxfordiano	
	F9	Oxfordiano	
	F8	Oxfordiano	
	F7	Oxfordiano	
	F6	Oxfordiano	
	F5	Oxfordiano	
	F4	Oxfordiano	
	F3	Oxfordiano	
	F2	Oxfordiano	
	F1	Oxfordiano	
Cerro da Rocha 37°08'14.25"N 7°48'77"W	CR1	Kimmeridgiano inferior	
	CR2	Kimmeridgiano inferior	
	CR3	Kimmeridgiano inferior	
	CR4	Kimmeridgiano inferior	
	CR30	Kimmeridgiano inferior	
	CR5	Kimmeridgiano inferior	
	CR6	Kimmeridgiano inferior	
	CR7	Kimmeridgiano inferior	
	CR8	Kimmeridgiano inferior	
	CR36	Kimmeridgiano inferior	
	CR31	Kimmeridgiano inferior	
	CR9	Kimmeridgiano inferior	
	CR25	Kimmeridgiano inferior	
	CR32	Kimmeridgiano inferior	
	CR10	Kimmeridgiano inferior	
	CR11	Kimmeridgiano inferior	
	CR12	Kimmeridgiano inferior	
	CR14	Kimmeridgiano inferior	
	CR15	Oxfordiano médio-superior	
	CR16	Oxfordiano médio-superior	
	CR33	Oxfordiano médio-superior	
	CR26	Oxfordiano médio-superior	
	CR27	Oxfordiano médio-superior	
	CR34	Oxfordiano médio-superior	
	CR27	Oxfordiano médio-superior	
	CR17	Oxfordiano médio-superior	
	CR18	Oxfordiano médio-superior	
	CR19	Oxfordiano médio-superior	
	CR20	Oxfordiano médio-superior	
	CR21	Oxfordiano médio-superior	
	CR22	Oxfordiano médio-superior	

Localização	Amostra N°	Idade	Cronozonas de amonites
Sub-bacia Oriental			
Cerro da Rocha 37°08'14.25"N 7°48'77"W	CR23	Oxfordiano médio-superior	
	CR24	Oxfordiano médio-superior	
	CR28	Oxfordiano médio-superior	
	CR29	Oxfordiano médio-superior	
	CR35	Oxfordiano médio-superior	
	CR13	Oxfordiano médio-superior	
	CR31	Oxfordiano médio-superior	
Secil - Picota 37°9'7.35"N 8°6'57.46"W	SE1	Kimmeridgiano	
	SP1	Kimmeridgiano	
	SP4	Kimmeridgiano	
	SP6	Kimmeridgiano	
	SP11	Kimmeridgiano	
	SP12	Kimmeridgiano	
	SP13	Kimmeridgiano	
	SP14	Kimmeridgiano	
	SP15	Kimmeridgiano	
	SP16	Kimmeridgiano	
	SP17	Kimmeridgiano	
	SP18	Kimmeridgiano	
	SP20	Kimmeridgiano	
	SP21	Kimmeridgiano	
	SP22	Kimmeridgiano	
	SP23	Kimmeridgiano	
	SP24	Kimmeridgiano	
	SP1	Kimmeridgiano	
	SP4	Kimmeridgiano	
	SP6	Kimmeridgiano	
A22 E 38°56'29.48"N 7°54'36.09"W	A22 E1	Caloviano	
	A22 E2	Caloviano	
	A22 E3	Caloviano	
	A22 E4	Caloviano	
	A22 E5	Caloviano	
	A22 E6	Caloviano	
	A22 E7	Caloviano	
	A22 E8	Caloviano	
	A22 E10	Caloviano	
	A22 E11	Caloviano	
	A22 E16	Caloviano	
	A22 E14	Caloviano	
	A22 E18	Caloviano	
	A22 E20	Caloviano	
	A22 E21	Caloviano	
	A22 E22	Caloviano	
A22 EE 37°5'58.04"N 7°53'37.03"W	A22 EE1	Jurássico Superior (?Titoniano)	
	A22 EE2	Jurássico Superior (?Titoniano)	
	A22 EE3	Jurássico Superior (?Titoniano)	
	A22 EE4	Jurássico Superior (?Titoniano)	
A22 S 37°8'14.96"N 8°23'5.33"W	A22 S1	Jurássico Superior	
	A22 S2	Jurássico Superior	
	A22 S3	Jurássico Superior	
	A22 S4	Jurássico Superior	
	A22 S5	Jurássico Superior	
	A22 S6	Jurássico Superior	
	A22 S7	Jurássico Superior	
	A22 S8	Jurássico Superior	
	A22 S9	Jurássico Superior	
	A22 S10	Jurássico Superior	
	A22 S11	Jurássico Superior	
	A22 S12	Jurássico Superior	

Localização	Amostra Nº	Idade	Cronozonas de amonites
Sondagens Offshore			
Corvina	Co1	Miocénico	
	Co2	Miocénico	
	Co3	Miocénico	
	Co4	Miocénico	
	Co5	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co6	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co7	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co8	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co9	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co10	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co11	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co12	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co13	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co14	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co15	Oxfordiano ?inferior-médio	
	Co16	Oxfordiano ?inferior-médio	
Ruivo-1	R1	Miocénico	
	R2	Oligocénico	
	R3	Oligocénico	
	R4	Cretácico	
	R5	Caloviano	
	R6	Caloviano	
	R7	Caloviano	
	R8	Caloviano	
	R9	Caloviano	
	R10	Caloviano	
	R11	Caloviano	
	R12	Triásico	
	R13	Triásico	
	R14	Triásico	
	R15	Triásico	

ANEXO II

No presente anexo apresenta-se a descrição de três metodologias [Metodologia 1- Hexametáfosfato de Sódio (Calgon®) e Líquidos densos (ZnCl_2) HCl; Metodologia 2- Calgon® e Líquidos densos (ZnCl_2); Metodologia 3- Peróxido de Hidrogénio (H_2O_2) e Líquidos densos (ZnCl_2)] desenvolvidas para processamento palinológico de amostras, sem recurso a ácidos, de acordo com Riding & Kyffing-Hughes (2004) e Riding *et al.* (2007).

Metodologia 1- Hexametáfosfato de Sódio (Calgon®) e Líquidos densos (ZnCl_2)

Depois de pesada a amostra, 20 a 50 g, colocar num recipiente, cobrir com água e colocar a aquecer. Quando levantar fervura adicionar o hexametáfosfato de sódio (exatamente a mesma quantidade que a amostra) e deixar ferver durante 20 minutos.

Decorrido esse tempo, verter o resíduo num crivo de 500 μm , previamente colocado em cima de um gobelé, para que sejam eliminados os fragmentos de maiores dimensões. Deitar o resíduo que passou para o gobelé, num crivo de 10 μm e lavar abundantemente com água corrente. Deve-se deitar apenas o que está em suspensão, porque a fração maior iria entupir o crivo. Verter o resíduo que restar no fundo do gobelé, para um vidro do relógio (25 cm de diâmetro), adicionar água com o esguicho, fazer rodar o vidro do relógio (bateamento) e retirar o sobrenadante com uma pipeta. Este processo deve ser repetido tantas vezes quantas necessárias, de forma a retirar o máximo de matéria orgânica remanescente na fração mineral. Colocar o resíduo que se encontra no crivo num tubo de centrífuga.

Colocar na centrífuga os tubos com as amostras devidamente identificados, tendo o cuidado de colocar a mesma quantidade de água em todos para que fiquem equilibrados, durante 5 minutos a 4000 r.p.m. Eliminar a água e adicionar cerca de 5 ml de líquido denso (ZnBr_2 ou ZnCl_2 com densidade 2). Agitar com a pipeta que foi usada previamente para cada amostra ou com uma vareta. Corrigir o peso de cada tubo e colocar na centrífuga a 4000 r.p.m. durante 5 minutos.

Com ajuda de uma pipeta, retirar sobrenadante do tubo da centrífuga, para o gobelé previamente identificado. Caso seja utilizado o Bromido de Zinco, tem que se colocar cerca de 10 ml de HCl 10% no gobelé, antes de colocar o sobrenadante, para evitar que o Bromido solidifique.

Encher o gobelé com água, para neutralizar o líquido denso, e lavar o resíduo utilizando o crivo de 10 μm . Finalizar a lavagem com uma passagem por água destilada. Com uma pipeta retirar um pouco do resíduo e observar ao microscópio para verificar se é necessário repetir o procedimento.

Depois de obtido o resíduo final proceder à montagem da amostra. Retirar uma pequena quantidade de amostra, para um gobelé, adicionar 2 a 3 gotas de dispersante e agitar. Colocar as lamelas na estufa e com ajuda de uma pipeta espalhar a amostra sobre estas. Sobre uma lâmina devidamente identificada, colocar 2 gotas de resina Entellan® e sobrepor a lamela com o resíduo já seco. Deixar secar durante 1 dia e proceder ao estudo microscópico da amostra.

Metodologia 2- HCl, Calgon® e Líquidos densos (ZnCl₂)

Após a subdivisão e pesagem (cerca de 20 a 40 g de amostra), colocar a amostra sob a ação de ácido clorídrico (HCl) para previamente eliminar os carbonatos. Repetir a adição de ácido até a amostra deixar de reagir.

Quando a amostra deixa de reagir, proceder à decantação do ácido a fim de o neutralizar. Este procedimento deve ser realizado com todo o cuidado.

Adicionar à amostra água tépida com algumas gotas detergente forte (ex. Fairy) num copo de precipitação (1000 ml). Colocar numa placa de aquecimento com agitador magnético durante 10 minutos. Deixar repousar durante um dia.

No dia seguinte colocar o copo na placa de aquecimento, adicionar hexametáfosfato de sódio (ex. Calgon) durante 10 minutos, deixar repousar no mínimo, duas horas.

Após esse tempo as amostras deverão ser decantadas. Este procedimento deve ser realizado com todo o cuidado, uma vez que se podem perder alguns palinórfos que ainda se encontrem em suspensão.

O processo de decantação deve ser repetido as vezes necessárias para se eliminar as argilas, processo esse que deve ser sempre seguido de adição de água tépida com Calgon e 10 minutos na placa de aquecimento.

Quando se verificarem poucas argilas em suspensão na amostra, esta deve ser passada no crivo de 10 μm . Este é um processo moroso devido a malha do crivo, para facilitar a crivagem usa-se um esguicho de água destilada para facilitar a desobstrução das malhas do crivo.

O crivo, após cada utilização deve ser colocado no ultrassons com água destilada durante 10 minutos, para uma limpeza mais eficaz.

O resíduo que restou no crivo deverá ser centrifugado com água destilada por 10 minutos a 3000 r.p.m., esta operação deverá ser repetida no final da mesma, se a água que representa o sobrenadante não se encontrar completamente translúcida.

Decantar a água do tubo de centrifugação, se permanecer alguma humidade nos bordos internos do tubo, a mesma deverá ser eliminada com a ajuda de papel absorvente.

Ao resíduo deverá ser adicionado o líquido denso (ex. Cloreto de Zinco – ZnCl₂, com densidade de 2), a mistura deverá ser bem mexida e dever-se-á aguardar no mínimo por duas horas.

Após o período de repouso, o sobrenadante deverá ser colocado num copo de precipitação de 1000 ml ao qual deverá ser adicionada água destilada, para diluir o líquido denso (a fim de evitar a destruição da rede do crivo). Todo o conteúdo do copo deverá ser passado novamente pelo crivo de 10 μm , o resíduo que nele permanecer deverá ser colocado num frasco devidamente etiquetado, com a amostra final.

O resíduo que permaneceu no tubo, após a centrifugação com os líquidos densos poderá, igualmente, ser guardado num frasco apropriado e devidamente etiquetado.

Metodologia: Peróxido de Hidrogénio (H_2O_2) e Líquidos densos (ZnCl_2)

Depois de pesada a amostra, 20 a 50 g, coloca-se num recipiente de porcelana grande, cobre-se com o Peróxido de Hidrogénio e coloca-se a aquecer. Quando começar a ocorrer reação adiciona-se 200 ml de água. À medida que se for observando matéria orgânica em suspensão, verte-se para um gobelé grande onde se colocou previamente água. Este processo deve ser repetido tantas vezes quantas necessárias até obter a digestão completa da amostra. Se necessário, pode ser adicionado mais Peróxido de Hidrogénio.

Uma vez obtido o resíduo de toda a amostra, verte-se num crivo de 500 μm , previamente colocado em cima de um gobelé, para que sejam eliminados os fragmentos de maiores dimensões. Deita-se o resíduo que passou para o gobelé, num crivo de 10 μm e lava-se abundantemente com água corrente. Deve ter-se deitar apenas o que está em suspensão, porque a fração maior iria tapar toda a rede do crivo. O resíduo que restar no fundo do gobelé verte-se num vidro do relógio (25 cm de diâmetro), adiciona-se água com o esguicho, faz-se rodar o vidro do relógio (bateamento) e retira-se o sobrenadante com uma pipeta. Este processo deve ser repetido várias vezes, de forma a retirar o máximo de matéria orgânica remanescente na fração mineral. Coloca-se o resíduo que se encontra no crivo num tubo de centrífuga.

Coloca-se na centrífuga os tubos com as amostras, devidamente identificados, tendo o cuidado de colocar a mesma quantidade de água em todos para que fiquem equilibrados, durante 5 minutos a 4000 r.p.m. Elimina-se a água e adiciona-se cerca de 5ml de líquido denso (ZnBr_2 ou ZnCl_2 com densidade 2). Agita-se com a pipeta que foi usada previamente para cada amostra ou com uma vareta. Corrige-se o peso de cada tubo e coloca-se na centrífuga a 4000 r.p.m. durante 5 minutos.

Com ajuda de uma pipeta retira-se o sobrenadante do tubo da centrífuga, para o gobelé previamente identificado, tendo o cuidado a fração mineral. Caso seja utilizado o Bromido de Zinco tem que se colocar cerca de 10 ml de HCl 10% no gobelé, antes de colocar o sobrenadante, para evitar que o Bromido solidifique.

Encher um gobelé com água, para neutralizar o líquido denso, e lavar o resíduo utilizando o crivo de 10 μm . Finaliza-se a lavagem com uma passagem por água destilada. Com uma pipeta retira-se um pouco do resíduo e observa-se ao microscópio para verificar se é necessário repetir o procedimento.

Depois de obtido o resíduo final procede-se à montagem da amostra. Retira-se uma pequena quantidade de amostra, para um gobelé, adicionam-se 2 a 3 gotas de dispersante e agita-se. Colocam-se as lamelas na estufa e com ajuda de uma pipeta espalha-se a amostra sobre estas. Sobre uma lâmina devidamente identificada, colocam-se 2 gotas de resina Entellan® e sobrepõe-se a lamela com o resíduo já seco. Deixa-se secar durante 1 dia e procede-se ao estudo microscópico da amostra

ANEXO III

Neste anexo consta uma lista de todos os taxa de palinomorfos (género e espécie) recuperados no material estudado de todas as sucessões, com citações completas dos autores. Os palinomorfos estão organizados por ordem alfabética dentro dos grupos principais: Quistos de Dinoflagelados; Pólenes; Esporos; Outro microplâncton (inclui acritarcas, algas e forros internos de foraminíferos). As referências bibliográficas dos autores citados para os quistos de dinoflagelados podem ser encontradas em Fensome & Williams (2004). Relativamente aos Miosporos, as referências bibliográficas dos autores citados podem ser encontradas, por exemplo, em Raine *et al.* (2011).

QUISTOS DE DINOFLAGELADOS

ADNATOSPHAERIDIUM Williams & Downie 1966

Adnatosphaeridium caulleryi (Deflandre 1939) Williams & Downie 1969; emend. Stancliffe & Sarjeant 1990

AMPHORULA Dodekova 1969; emend. Zotto *et al.*, 1987; emend. Monteil 1990

Amphorula spp.

BATIACASPHAERA Drugg 1970b

Batiacasphaera spp.

COMPOSITOSPHAERIDIUM Dodekova 1974

Compositosphaeridium polonicum (Górka 1965) Lentin & Williams 1981; emend. Erkmen & Sarjeant 1980; emend. Courtinat 1989

CORCULODINIUM Batten & Lister, 1988; emend. Courtinat, 2000

Corculodinium inaffectum (Drugg 1978) Courtinat 2000

CRIBROPERIDINIUM Neale & Sarjeant 1962; emend. Davey 1969; emend. Sarjeant 1982; emend. Helenes 1984

Cribroperidinium globatum (Gitmez & Sarjeant 1972) Helenes 1984

Cribroperidinium spp.

CTENIDODINIUM Deflanfre 1939; emend. Sarjeant 1966; emend. Sarjeant 1975; emend. Woollam 1983; emend. Benson 1985

Ctenidodinium combazii Dupin 1968

Ctenidodinium continuum Gocht 1970

Ctenidodinium cornigerum (Valensi 1953) Jan du Chêne *et al.* 1985

Ctenidodinium ornatum (Eisenack 1935) Deflandre 1939

Ctenidodinium sellwoodii (Sarjeant 1975) Stover & Evitt 1978

Ctenidodinium spp.

ELLIPSOIDICTYUM Klement 1960

Ellipsoidictyum cinctum Klement 1960

Ellipsoidictyum/Valensiella grupo

ENDOSCRINIUM (Klement 1960) Vozzhennikova 1967; emend. Vozzhennikova 1965; emend. Gocht 1970; emend. Riding & Fensome 2003

Endoscrinium acroferum (Prauss, 1989) Riding & Fensome 2003

Endoscrinium luridum (Deflandre 1939) Gocht 1970

EPIPLOSPHAERA Klement 1960; emend. Brenner 1988

Epiplosphaera gochtii (Fensome 1979) Brenner 1988

GONYAULACYSTA Deflandre 1964; emend. Sarjeant 1982; emend. Sarjeant, 1969; emend. Stover & Evitt, 1978; emend. Sarjeant, 1982; emend. Helenes & Lucas-Clark, 1997

Gonyaulacysta eisenackii (Deflandre 1939) Górka 1965; emend. Sarjeant 1982

Gonyaulacysta jurassica (Deflandre 1938) Norris & Sarjeant 1965 subesp. *adecta* Sarjeant 1982 var. *longicornis* (Deflandre 1938) Downie & Sarjeant 1965; emend. Sarjeant, 1982

Gonyaulacysta jurassica (Deflandre 1939) Norris & Sarjeant 1965 subesp. *adecta* Sarjeant 1982

Gonyaulacysta jurassica (Deflandre 1939) Norris & Sarjeant 1965 subesp. *jurassica* (autonym); emend. Poulsen, 1991

Gonyaulacysta spp.

HISTIOPHORA Klement 1960

Histiophora ornata Klement 1960

Histiophora spp.

HYSTRICHOSPHAERINA Alberti, 1961; emend. Stancliffe & Sarjeant 1990

Hystrichosphaerina? orbifera (Klement 1960) Stover & Evitt 1978

IMPLETOSPHAERIDIUM Morgenroth 1966

Impletosphaeridium varispinosum (Sarjeant 1959) Islam 1993

Impletosphaeridium spp.

KORYSTOCYSTA Woollam 1983; emend. Benson 1985

Korystocysta gochtii (Sarjeant 1976) Woollam 1983

Korystocysta pachyderma (Deflandre 1939) Woollam 1983

Korystocysta spp.

LEPTODINIUM Klement 1960; emend. Sarjeant 1966; emend. Wall 1967; emend. Sarjeant 1969; emend. Stover & Evitt 1978; emend. Sarjeant 1982.

Leptodinium spp.

LIESBERGIA Berger 1986

Liesbergia liesbergensis Berger 1986

MEIOUROGONYAULAX Sarjeant 1966

Meiourogonaulax caytonensis (Sarjeant 1959) Sarjeant 1969

Meiourogonyaulax spp.

MENDICODINIUM Morgenroth 1970; emend. Bucefalo Palliani *et al.* 1997
Mendicodinium groenlandicum (Pocock & Sarjeant 1972) Davey 1947

NANNOCERATOPSIS Deflandre 1939; emend. Evitt 1961; emend. Piel & Evitt 1980; emend. Poulsen 1992; emend. Riding & Helby, 2001
Nannoceratopsis deflandrei Evitt 1961 subesp. *deflandrei* (autonym)

OCCISUCYSTA Gitmez 1970; emend. Jan du Chêne *et al.* 1986
Occisucysta balios Gitmez 1970; emend. Jan du Chêne *et al.* 1986

PAREODINIA Deflandre 1947; emend. Stover & Evitt 1978; emend. Johnson & Hills 1973; emend. Wiggins 1975; Stover & Evitt 1978; emend. Below 1990
Pareodinia ceratophora Deflandre 1947; emend. Gocht 1970
Pareodinia prolongata Sarjeant 1959
Pareodinia spp.

RHYNCHODINIOPSIS Deflandre 1935; emend. Below 1981; emend. Sarjeant 1982; Jan du Chêne *et al.* 1985
Rhynchodiniopsis ?regalis (Gocht 1970) Jan du Chêne *et al.* 1985
Rhynchodiniopsis spp.

RIGAUELLA Below 1982
Rigaudella aemula (Deflandre 1939) Below, 1982; emend. Below 1982
Rigaudella filamentosa (Cookson & Eisenack 1958) Below 1982

SCRINIODINIUM Klement 1957; emend. Prauss 1989; Riding & Fensome 2003
Scriniodinium inritibile Riley in Fisher & Riley 1980

SENTUSIDINIUM Sarjeant & Stover 1978; emend. Courtinat 1989
Sentusidinium spp.

STEPHANELYTRON Sarjeant 1961; emend. Stover *et al.* 1977
Stephanelytron redcliffense Sarjeant 1961; emend. Stover *et al.* 1977; emend. Fauconnier & Masure 2004

SURCULOSPHAERIDIUM Davey *et al.* 1966; emend. Davey, 1982
Surculosphaeridium? vestitum (Deflandre 1939) Davey *et al.* 1966; emend. Sarjeant 1960
Surculosphaeridium cribrotubiferum (Sarjeant 1960) Davey *et al.* 1966; emend. Davey *et al.* 1966; emend. Stancliffe & Sarjeant 1990
Surculosphaeridium spp.

SYSTEMATOPHORA Klement 1960
Systematophora areolata Klement 1960

Systematophora penicillata (Ehrenberg 1843 ex Ehrenberg 1854) Sarjeant 1980
Systematophora spp.

TUBOTUBERELLA Vozzhennikova 1967; emend. Brideaux 1977; emend. Sarjeant 1982; Dodekova 1990

Tubotuberella dangeardii (Sarjeant 1968) Stover & Evitt 1978; emend. Sarjeant 1982
Tubotuberella spp.

VALENSIELLA Eisenack 1963; emend. Courtinat, 1989

Valensiella ovulum (Deflandre 1947) Eisenack 1963; emend. Courtinat, 1989
Valensiella spp.

WANAEA Cookson & Eisenack 1958; emend. Fensome, 1981; emend. Riding & Helby, 2001

Wanaea acollaris Dodekova 1975; emend. Riding & Helby 2001

ESPOROS

AEQUITRIRADITES (Delcourt & Sprumont 1955) Cookson & Dettmann 1961

Aequitriradites spp.

CYATHIDITES Couper 1958

Cyathidites spp.

ISCHYOSPORITES Balme 1957

Ischyosporites variegatus (Couper 1958) Schulz 1967

LEPTOLEPIDITES Couper 1953

Leptolepidites rotundus TRALAU 1968

Leptolepidites spp.

PÓLENES

ALISPORITES (Daugherty 1941) Somers 1968; emend. Potonié 1970

CALLIALASPORITES Dev. 1961

Callialasporites dampieri (Balme 1957) Dev 1961

Callialasporites minus (Tralau) Guy 1971

Callialasporites spp.

Callialasporites trilobatus (Balme 1957) Dev 1961

Callialasporites turbatus (Balme) Schulz.

CLASSOPOLLIS (Pflug) Pocock & Jansonius 1961

Classopollis classoides (Pflug) Pocock & Jansonius 1961

EXESIPOLLENITES Balme, 1957; emend. Pocock, 1970

Exesipollenites spp.

PERINOPOLLENITES Couper 1958

Perinopollenites elatoides Couper 1958

OUTRO MICROPLÂNCTON

MICRHYSTRIDIUM (Deflandre 1938); emend. Sarjeant & Stancliffe 1994

Micrhystridium spp.

TASMANITES Newton 1875

Tasmanites spp.

FORAMINIFERIDA Eichwald 1830

Forros internos de foraminíferos

ANEXO IV

Neste anexo incluem-se artigos publicados em revistas científicas internacionais, onde se apresentam alguns resultados obtidos no âmbito do presente trabalho, com as referências:

Borges, M. E. N.; Riding, J.B.; 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.E.N.; Riding, J.B.; 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.



Research paper

The Jurassic (Pliensbachian to Kimmeridgian) palynology of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier, southern Portugal

Marisa E.N. Borges^{a,b}, James B. Riding^{c,*}, Paulo Fernandes^a, Zélia Pereira^b^a CIMA—Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005-139 Faro, Portugal^b LNEG-LGM, Rua da Amieira, 4465-965 S. Mamede Infesta, Portugal^c British Geological Survey, Kingsley Dunham Centre, Keyworth, Nottingham NG12 5GG, UK

ARTICLE INFO

Article history:

Received 10 June 2010

Received in revised form 1 September 2010

Accepted 19 September 2010

Available online 7 October 2010

Keywords:

biostratigraphy

palynology

Jurassic

Algarve Basin

Carrapateira outlier

Portugal

ABSTRACT

The palynology of the Jurassic (Upper Pliensbachian to Lower Kimmeridgian) fill of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier, southern Portugal was investigated. Samples were collected from Armação Nova Bay, Mareta Beach, Cilheta Beach and the Carrapateira outlier. At Armação Nova Bay the Upper Pliensbachian–Lower Toarcian succession proved barren, or yielded sparse, non age-diagnostic palynomorphs. Dinoflagellate cysts are confined to the Upper Bajocian to Upper Callovian sedimentary rocks exposed at Mareta and Cilheta beaches and the Lower Kimmeridgian strata of the Carrapateira outlier. At Mareta Beach, the Upper Bajocian, Bathonian and Callovian produced relatively low to moderate diversity dinoflagellate cyst assemblages. Several key bioevents confirm the Bathonian and Callovian ages of the succession; no age-significant Late Bajocian bioevents were noted. The Upper Callovian of Cilheta Beach yielded moderately diverse dinoflagellate cyst associations dominated by *Ctenidodinium* spp. Key Late Callovian bioevents confirm the age of this succession. Many familiar marker forms known from northwest Europe were not encountered. No typically Arctic forms were recovered throughout the Upper Bajocian to Callovian of this part of the Algarve Basin. It is clear that there was no significant Late Bajocian to Late Callovian dinoflagellate cyst provincialism within southern and northern Europe and adjacent regions. The Carrapateira outlier yielded a moderately diverse Early Kimmeridgian dinoflagellate cyst flora. The Early Kimmeridgian age assessment based on corals and foraminifera is confirmed. *Amphorula* and *Histiophora* are present; these are typical of the Late Jurassic of the Tethyan Realm, and their presence is consistent with Late Jurassic provincialism within Europe. The relatively low diversity nature of these Late Bajocian to Early Kimmeridgian dinoflagellate cyst floras is probably mainly due to the relatively deep water, partially enclosed depositional setting. The partially enclosed nature of this part of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier seems to have prevented the free migration of dinoflagellates between southern Portugal and elsewhere in Europe.

© 2011 Natural Environment Research Council. Published by Elsevier BV. All rights reserved.

1. Introduction

The Algarve Basin is an important Mesozoic depocentre in southern Portugal (Fig. 1). It is located south of the Palaeozoic-dominated “Serra Algarvia” and mainly comprises Jurassic and Lower Cretaceous limestones. This maritime region is locally known as the “Barrocal” and the carbonate-dominated lithologies have given rise to gentle karst topography with west–east aligned fold axes and faults. The basin extends from Cape Saint Vincent in the west to the Guadiana River on the Portuguese–Spanish border in the east (Fig. 1). In the western part of the basin, the Upper Triassic, Jurassic and Lower Cretaceous successions are superbly exposed in sea cliffs between Cape Saint Vincent and Lagos. The Jurassic outcrops of the Carrapa-

teira outlier, located around 20 km north of Sagres (Fig. 1), represent a northerly extension of the Algarve Basin.

This sedimentary basin was initiated by rifting associated with the opening of the North and Central Atlantic Ocean, following the breakup of Pangea. However, due to its location, the Algarve Basin was also influenced by the formation of the Neo-Tethys Ocean. The evidence for a Tethyan influence is largely from the dominance of sub-Mediterranean Late Pliensbachian to Tithonian ammonite faunas (Rocha, 1976). Typically boreal ammonites (*Amaltheidea*) did migrate southwards into the Algarve Basin during the Late Pliensbachian, however they never became dominant (Rocha, 1976). Furthermore, Late Sinemurian benthic foraminifera with Tethyan affinities represent further evidence that the Algarve Basin was part of the Tethyan Realm during the Early Jurassic (Azerêdo et al., 2003).

Short term compressional phases within the broad extensional framework occurred during the Jurassic in the Algarve Basin (Terrinha et al., 2002). These tectonic events may have at least partially isolated the basin thereby preventing the mixing of Tethyan and boreal faunas,

* Corresponding author. Tel.: +44 115 9363447.

E-mail addresses: marisa.borges@ineti.pt (M.E.N. Borges), jbri@bgs.ac.uk (J.B. Riding), pfernandes@ualg.pt (P. Fernandes), zelia.pereira@ineti.pt (Z. Pereira).

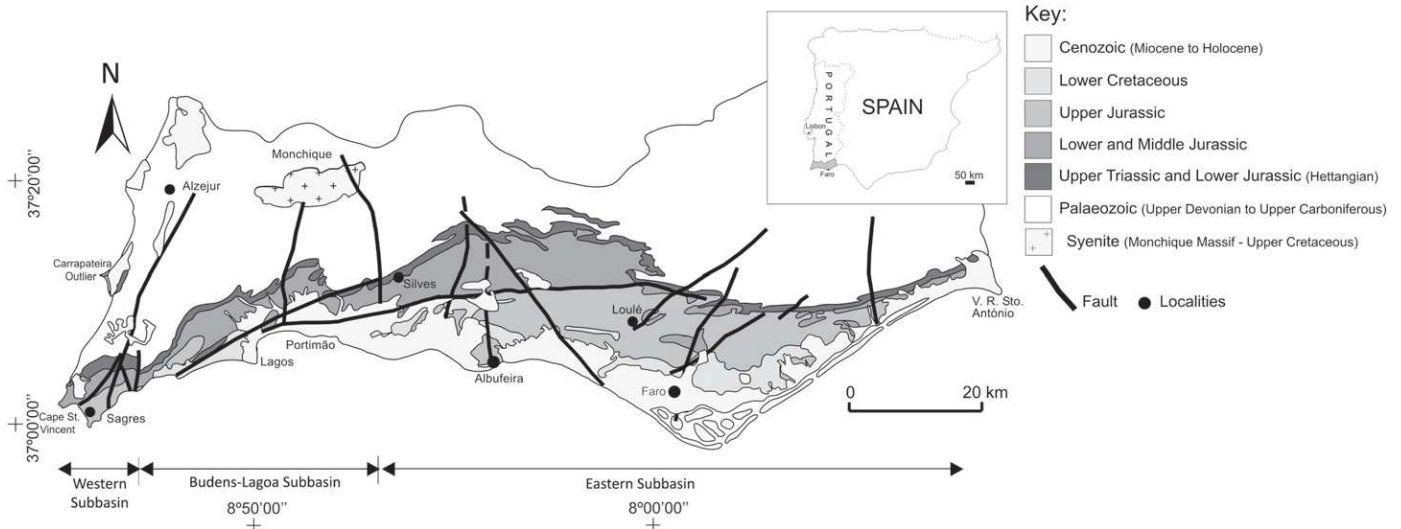


Fig. 1. The location and geology of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier, illustrating the areas studied herein, and the geographical extents of the Western (Sagres), Budens-Lagoa and Eastern (Faro) subbasins. adapted from Manuppella, 1992.

especially during the Toarcian–Aalenian and the Callovian–Oxfordian intervals. The Algarve Basin thus straddled the Tethyan and boreal palaeogeographical realms, making it an extremely important depocentre in terms of the Jurassic biogeography in Western Europe.

Lateral facies changes across the Algarve Basin, allow its division into the Western (Sagres), the Budens-Lagoa, and the Eastern (Faro) subbasins (Manuppella et al., 1988; Fig. 1). These relatively small depocentres are separated by major regional faults which were probably active during deposition. Sedimentation in the Algarve Basin commenced with Upper Triassic continental red beds and evaporites which unconformably overlie Upper Palaeozoic strata (Palain, 1976). These Upper Triassic strata are overlain by Early Jurassic (Hettangian) volcanic rocks associated with the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP). Following this important magmatic event, Sinemurian to Tithonian marine carbonate sedimentation became well-established

across the Algarve basin. The dominant lithofacies are shallow water limestones and cycles of pelagic marls and limestones. The Lower Cretaceous is represented by a mixed clastic and carbonate succession, deposited in nearshore and terrestrial settings (Rey, 2006). During the Late Cretaceous, a major basin inversion event occurred, related to Alpine tectonism and the emplacement of the Late Cretaceous (Campanian, ca. 72 Ma) syenite of Monchique into Upper Palaeozoic strata (Terrinha et al., 2002; Miranda et al., 2009). Therefore, no Upper Cretaceous strata are present in the Algarve Basin. Sedimentation resumed during the Miocene with bioclastic limestones which unconformably overlie the Jurassic and Lower Cretaceous succession.

Palynological studies of the Mesozoic of the Algarve Basin are largely on the Lower Cretaceous (e.g. Berthou and Leereveld, 1990; Heimhofer et al., 2003, 2007). There are only two published reports of

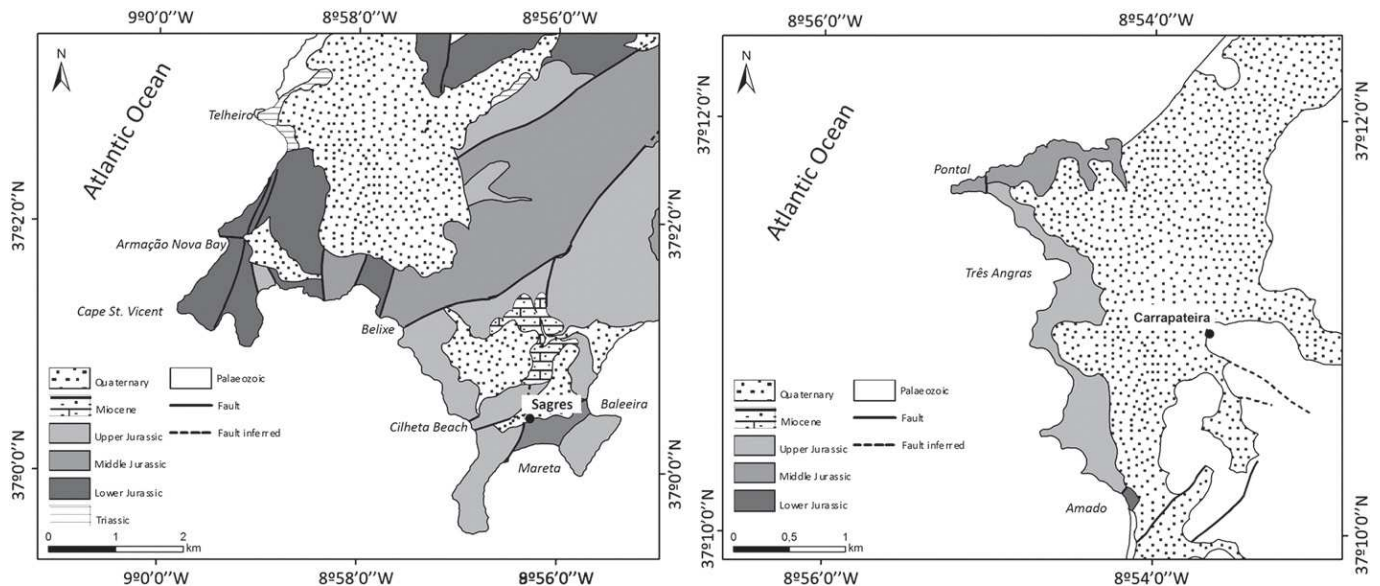


Fig. 2. The left-hand panel depicts the geology of the Western (Sagres) Subbasin in the western part of the Algarve Basin including the locations of the successions studied at Armação Nova, Mareta Beach and Cilheta Beach (adapted from Manuppella and Perdigão, 1972). The geology of the Carrapateira outlier in the western part of the Algarve Basin is depicted in the right-hand panel (adapted from Feio et al., 1985).

Jurassic palynomorphs from the Algarve Basin. The first was [Fechner \(1989\)](#), on the Lower Jurassic salt diapir at Loulé; the second is a brief description of the Middle Jurassic palynofloras of Mareta Beach by [Oliveira et al. \(2009\)](#). The present contribution is a preliminary account of the Pliensbachian to Kimmeridgian palynology of the Algarve Basin near Sagres and in the Carrapateira outlier. [Davies \(1985\)](#), [Mohr and Schmidt \(1988\)](#), [Smelror et al. \(1991\)](#), [Smelror \(1993\)](#), [Bucefalo Palliani and Riding \(1999, 2003\)](#) and [Oliveira et al. \(2007\)](#) documented the Sinemurian to Kimmeridgian palynology of the Lusitanian Basin, west-central Portugal.

2. Geological background

The Sagres region is the reference area for the Mesozoic fill of the Western subbasin. Jurassic strata outcrop spectacularly in the cliffs between Cape Saint Vincent and Mareta Bay ([Fig. 2](#)). The Jurassic stratigraphy and palaeontology of the Sagres area were described by [Choffat \(1887\)](#) and [Rocha \(1976\)](#).

The Lower Jurassic is well-represented at Cape Saint Vincent and Armação Nova ([Fig. 2](#)). At Cape Saint Vincent, an extensive (> 30 m) ? Sinemurian to Lower Pliensbachian carbonate-dominated succession is organic-lean, probably due to the intensely dolomitised nature of these beds. A well-exposed Lower Toarcian succession approximately 35 m thick occurs at Armação Nova Bay, 1 km northeast of Cape Saint Vincent ([Fig. 2](#)). The base consists of intensely dolomitised limestones, of probable Late Pliensbachian age, passing upwards to interbedded marls and bioclastic limestones ([Fig. 3](#)). The bases of the limestone beds exhibit normal grading, longitudinal scours and flute casts, and the tops are rich in *Zoophycos* traces. The scour casts and the bioclastic character of the limestone beds suggest that they represent turbidites, however evidence of bioturbation mitigates against this interpretation.

Middle Jurassic strata are well-exposed at Mareta Bay ([Figs. 2 and 4](#)). The base of the succession consists of coral bioherms with karstified tops. There are no marker fossils in the bioherms; however the karst cavities are filled and covered by Upper Bajocian bioclastic limestones and Middle Bathonian marls. This indicates that the karstification was pre-Late Bajocian, and that the bioherms are therefore of Aalenian to Early Bajocian age. At beach level there is a conglomerate which overlies the bioherms. This is dominated by limestone clasts and these include clasts of the bioherms. The conglomerate is coeval with the palaeokarstification event, and exhibits lateral thickness changes. Overlying the conglomerate is a ca. 8 m thick succession of Upper Bajocian limestones with *Zoophycos* (see [Rocha, 1976](#)). The youngest strata are a 120 m thick succession of grey marls that grade into marly limestones which have been affected by several slump events ([Fig. 4](#)). Ammonite faunas indicate a Callovian age ([Rocha, 1976](#)).

Following the deposition of the Callovian strata a tectonic event, observed throughout Iberia, folded the Middle Jurassic succession. This is observed at Cilheta Beach, where Upper Jurassic limestones rest unconformably on gently-folded Callovian marly limestones and marls ([Figs. 2 and 5](#)). Above the unconformity is a highly fossiliferous matrix-supported conglomerate with ammonites indicative of the Middle Oxfordian Plicatilis Chronozone. This bed is overlain by 200 m of Upper Jurassic interbedded limestones, marls and dolomite ([Fig. 5](#)).

The Carrapateira outlier is located around 20 km north of Sagres, and preserves an Upper Triassic to Upper Jurassic succession which is closely genetically related to the fill of the Algarve Basin. The base of this succession outcrops at the northern part of Amado Beach and consists of Upper Triassic–Lower Jurassic red fluviatile sandstones and claystones that grade into limestones ([Figs. 2 and 6](#)). These Lower and Middle Jurassic limestones are strongly dolomitised and have proved devoid of palynomorphs. However, the 50 m of Upper Jurassic interbedded limestones and marls at Três Angra is undolomitised ([Ribeiro et al., 1987](#)). Bioclastic limestones and conglomerates pass into interbedded marls and limestones ([Fig. 6](#)). The uppermost limestone beds are rich in

macrofossils including well-preserved corals in life position. The macrofauna indicates an Early Kimmeridgian age ([Ribeiro et al., 1987](#)).

3. Materials and methods

All the samples in this study were collected from outcrops at Armação Nova Bay, Mareta Beach, Cilheta Beach and the Carrapateira outlier ([Figs. 2–6](#)). They were prepared using standard palynological processing techniques involving acid digestion ([Wood et al., 1996](#)). The organic residue was sieved using a 15 µm mesh sieve and the palynomorph concentrates were mounted on slides using Entellan®

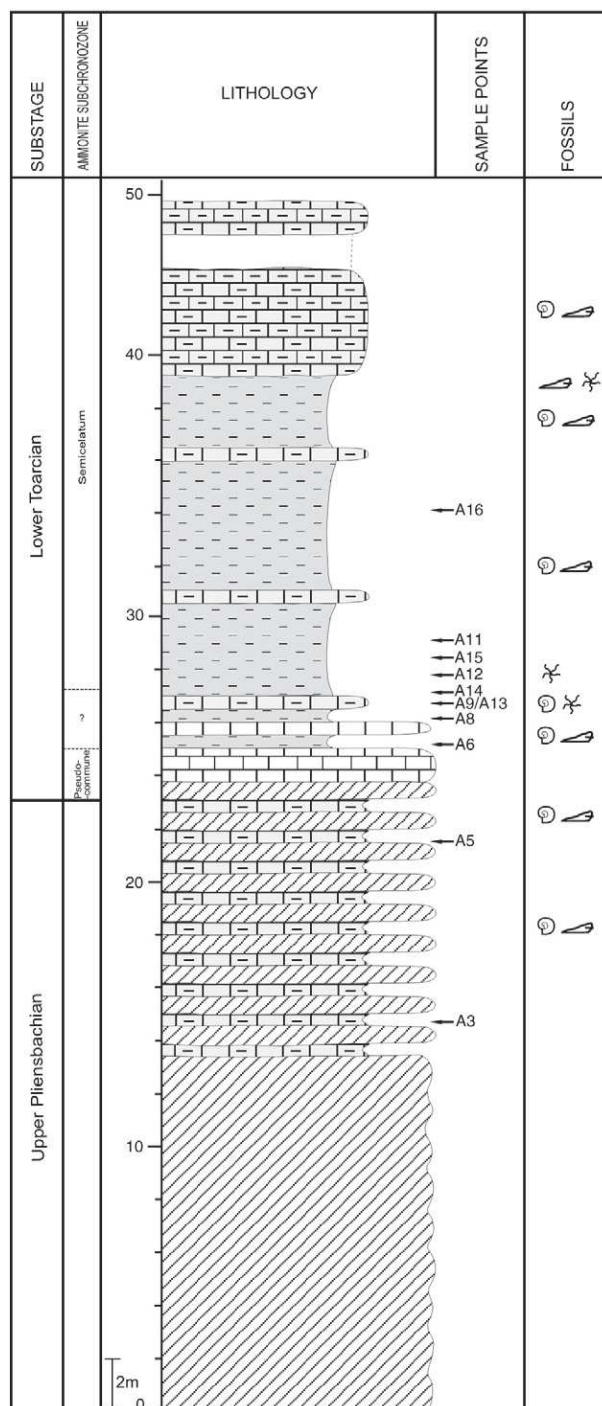
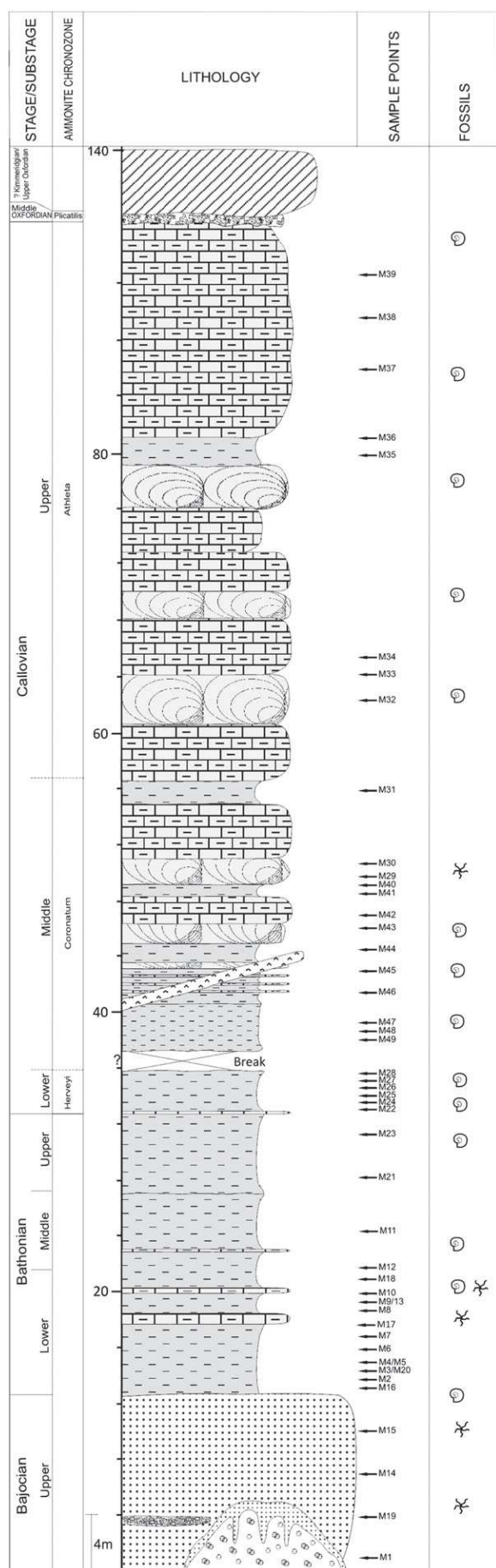


Fig. 3. Lithological log of the Upper Pliensbachian and Lower Toarcian section at Armação Nova modified from [Rocha \(1976\)](#) with sample positions.



resin. All sample materials, slides and figured specimens are housed in the collections of the LGM/LNEG (Portuguese Geological Survey), S. Mamede Infesta, Portugal.

4. Palynology

Palynomorphs from Lower Jurassic (Upper Pliensbachian–Lower Toarcian), Middle Jurassic (Upper Bajocian, Bathonian and Callovian) and Upper Jurassic (Lower Kimmeridgian) strata from four localities in southwest Portugal were studied (Figs. 3–6). The assemblages recovered are described and interpreted in this section. Selected dinoflagellate cysts are illustrated in Plate I. The author citations and references pertaining to the dinoflagellate cysts can be found in Appendices A and B and Fensome and Williams (2004) respectively.

4.1. Armação Nova Bay

Fourteen samples were collected from the Lower Jurassic outcrops at Armação Nova Bay, 1 km north east of Cape Saint Vincent (Fig. 3). Note that five samples (A9 through A13) were taken from the marly limestone bed at ca. 27 m. This succession is considered to be of Late Pliensbachian to Early Toarcian age (Rocha, 1976). These beds are devoid of palynomorphs due to their highly dolomitic nature and winnowing effects during deposition. The uppermost beds are less dolomitised and are correlated to the Tenuicostatum Chronozone (largely the Semicelatum Subchronozone) (Fig. 3). These samples (A6–A16) proved extremely palynologically sparse. Acanthomorph acritarchs (*Michrystidium* spp.) and miospores were recorded in extremely low proportions. The organic residues are dominated by resistant mineral grains and fragments of black wood. Dinoflagellate cysts proved absent, hence it is not possible to effect comparisons with the low diversity Late Pliensbachian assemblages recorded from the Lusitanian Basin by Oliveira et al. (2007).

4.2. Mareta Beach

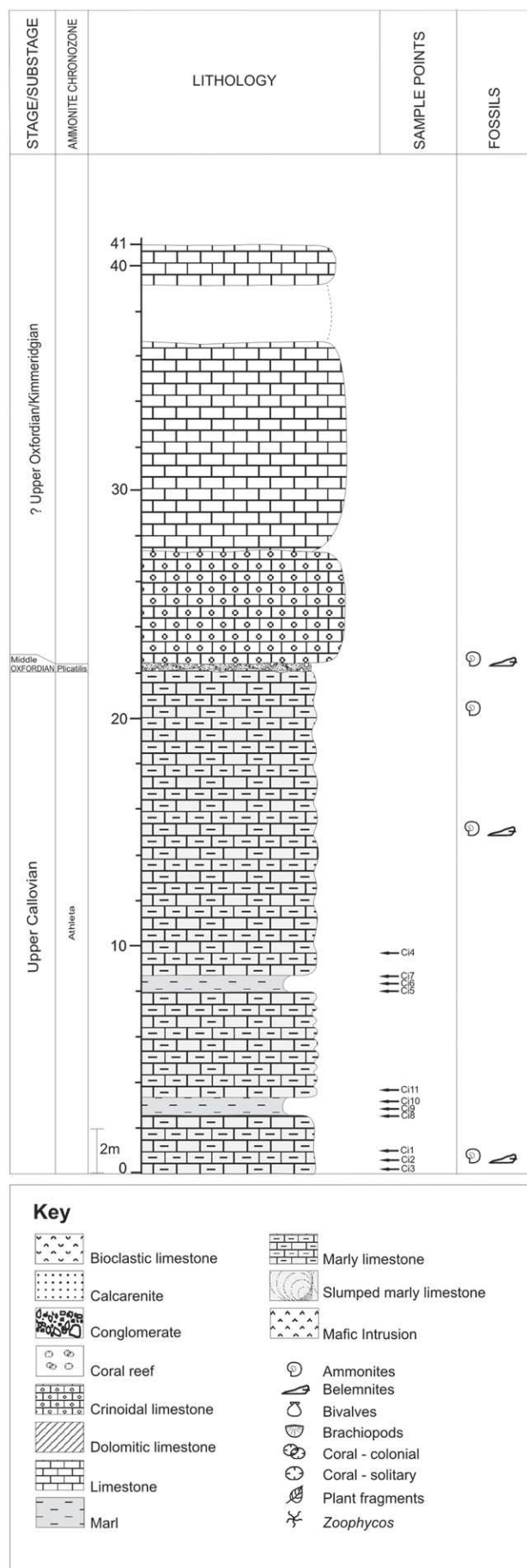
The coastal cliff exposures at Mareta Beach, south of Sagres (Figs. 1 and 2) represent an important reference section. A composite, sporadically fossiliferous succession of interbedded limestones and marls >140 m thick is exposed (Fig. 4). This section was assigned to the Late Bajocian to ?Late Oxfordian/Kimmeridgian by Choffat (1887) and Rocha (1976). Forty-nine samples were collected from this succession (Fig. 4, Table 1). The palynofloras were briefly described by Oliveira et al. (2009). This sample set is viewed as preliminary; more samples will be studied in future.

The palynomorph assemblages are outlined in Table 1. The residues which proved productive are relatively abundant and include moderately well-preserved palynomorphs and dark woody phytoclasts. Pollen and spores are consistently the dominant palynomorph group, with marine microplankton (i.e. acritarchs, dinoflagellate cysts, foraminiferal test linings and prasinophytes) being subordinate. The miospore assemblages are relatively consistent throughout this succession and include bisaccate pollen, *Callialasporites dampieri*, *Callialasporites turbatus*, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides*, *Cyathidites* spp., *Ischyosporites variegatus*, *Leptolepidites* spp., *Perinopollenites elatoides* and *Sestrosporites pseudoalveolatus* (Table 1).

4.2.1. Late Bajocian

Four samples were studied from the Late Bajocian. Samples M1 and M14 proved barren and virtually devoid of palynomorphs respectively. By contrast, samples M19 and M15 yielded workable assemblages (Table 1). Sample M19 proved richest in palynomorphs. Dinoflagellate cysts recognised include *Ctenidodinium cornigerum*, the

Fig. 4. Lithological log of the Bajocian to ?Upper Oxfordian/Kimmeridgian section at Mareta Beach with sample positions.



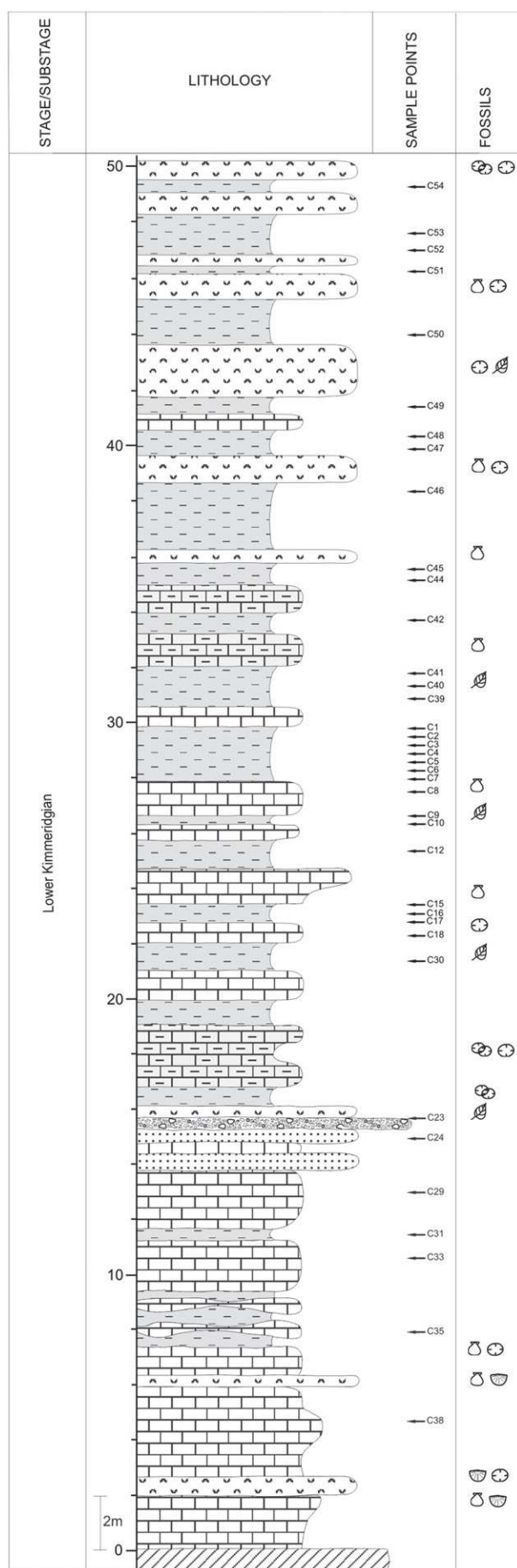
Ctenidodinium sellwoodii group, *Ctenidodinium* spp., *Korystocysta gochtii*, *Korystocysta pachyderma*, the *Meiourgonyaulax caytonensis* group, *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Valensiella ovulum* and *Valensiella* spp. (Table 1). This low diversity assemblage is dominated by forms with epicystal archaeopyles. No exclusively Bajocian markers such as *Cribroperidinium crispum*, *Endoscrinium asymmetricum* of Feist-Burkhardt and Wille (1992) and *Meiourgonyaulax valensii* were observed (Woollam and Riding, 1983; Feist-Burkhardt and Wille, 1992; Riding and Thomas, 1992; Feist-Burkhardt and Monteil, 1997). Furthermore, no taxa with Bathonian or younger range bases such as *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Meiourgonyaulax reticulata* and *Sirmiodinium grossii* were recorded (Riding, 1987; Prauss, 1989; Feist-Burkhardt and Wille, 1992; Riding and Thomas, 1992). Hence the Late Bajocian dinoflagellate cyst assemblage from Mareta Beach cannot provide a refined age assessment; however, it is consistent with the Late Bajocian–Bathonian interval due to the presence of forms such as *C. cornigerum* and *K. pachyderma* (see Prauss, 1989, fig. 49; Riding and Thomas, 1992, fig. 2.10).

This association, despite the relatively low diversity, is similar in taxonomic content to other Late Bajocian marine palynofloras from western Europe (e.g. Prauss, 1989; Feist-Burkhardt and Monteil, 1997). Unsurprisingly, no characteristic boreal taxa such as *Phallo-cysta thomasi* and *Valvaeodinium aquilonium* were observed. The latter taxa are presumably coldwater forms which are part of a characteristic assemblage restricted to northern Europe and the Arctic (Smelror, 1991; Smelror and Below, 1992).

4.2.2. Bathonian

Eighteen samples were studied from the Bathonian strata of Mareta Beach. Nine of these (M3, M4, M6, M7, M8, M9, M13, M10 and M21) produced relatively abundant palynofloras. The remainder proved either entirely barren or extremely sparse palynologically. The lowermost productive samples, M3 and M4 are from a prominent marl bed which overlies the Upper Bajocian calcarenite. This marl was assigned to the Early Bathonian by Rocha (1976). The distribution of palynomorphs is illustrated in Table 1. Dinoflagellate cysts recorded include *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Batiacasphaera* spp., *Ctenidodinium continuum*, *Ctenidodinium cornigerum*, the *Ctenidodinium sellwoodii* group, *Ctenidodinium* spp., the *Ellipsoidictyum/Valensiella* group, *Epiplosphaera gochtii*, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Korystocysta gochtii*, *Korystocysta pachyderma*, *Korystocysta* spp., the *Meiourgonyaulax caytonensis* group, *Meiourgonyaulax* spp., *Mendicodinium groenlandicum*, *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Systematophora areolata*, *Tubotuberella dangeardii* and *Valensiella ovulum* (Table 1). Forms with epicystal archaeopyles are prominent in this moderately diverse assemblage. This is typical of the Bathonian Stage of Europe (Riding et al., 1985, 1991, 1999). More specifically, it is similar in nature to the Bathonian assemblages reported from the Lusitanian Basin, eastern central Portugal by Davies (1985, fig. 8) and Smelror et al. (1991, fig. 7). The presence of forms such as *A. caulleryi*, *C. cornigerum*, the *C. sellwoodii* group, *Ctenidodinium* spp., the *Ellipsoidictyum/Valensiella* group, *G. jurassica* subsp. *adecta*, *Korystocysta* spp. and *V. ovulum* is characteristic of the Bathonian Stage (e.g. Gocht, 1970; Sarjeant, 1976; Fenton et al., 1980; Taugourdeau Lantz and Lachkar, 1984; Riding et al., 1985; Prauss, 1989; Riding and Thomas, 1992). Specifically, the range bases of *A. caulleryi*, *G. jurassica* subsp. *adecta*, *M. groenlandicum* and *T. dangeardii* are intra-Early Bathonian (Riding et al., 1985; Prauss, 1989; Feist-Burkhardt and Wille, 1992). The range top of *C. cornigerum* is Late Bathonian (Riding and Thomas, 1992, fig. 2.10). Thus the Bathonian age of these samples from Mareta Beach is confirmed on dinoflagellate cyst evidence; however the biostratigraphical resolution is not at the substage level. No exclusively Bathonian markers such as *Jansonella*

Fig. 5. Lithological log of the Upper Callovian to ?Upper Oxfordian/Kimmeridgian section at Cilheta Beach with sample positions (modified from Rocha, 1976). The key refers to Figs. 3–6 inclusive.



manifesta and *Meiourogoniaulax reticulata* were recovered (Riding et al., 1991; Riding and Thomas, 1992).

The presence of *Systematophora areolata* is interesting; this is the first report of this species from the Bathonian since that of Bujak and Williams (1977, fig. 2A) from eastern Canada. By far the majority of reports of this species, and related forms, record its range base as Early to Middle Oxfordian (e.g. Kunz, 1990; Riding and Thomas, 1997; Riding, 2005). However occasional reports of *Systematophora* are known from the Callovian (e.g. Huber et al., 1987; Prauss, 1989).

Ctenidodinium combazii is prominent in the Bathonian of southern England (Riding et al., 1985). This distinctive taxon is not widespread, and was not recorded from Mareta Beach. Riding et al. (1985) contended that the highly-ornamented *C. combazii* preferred stable, open marine conditions and was not tolerant of environmental fluctuations and stresses. In contrast, less ornamented forms such as *Ctenidodinium sellwoodii* and *Korystocysta* spp. were geographically-widespread and consequently were more environmentally tolerant. *C. combazii* appears to have been restricted to the Bathonian of part of northwest Europe (England, Germany, France, The Netherlands). It has not been recorded from localities in the Tethyan region such as Iberia or Israel (Conway, 1978; Davies, 1983; Conway, 1990). Hence it is possible that the distribution of *C. combazii* was at least partially controlled by latitude. Smelror et al. (1991, fig. 7) reported this species from the Early Callovian (Hervei [previously Macrocephalus] Chronozone) in the Lusitanian Basin, central Portugal.

As mentioned above, the Bathonian dinoflagellate cyst assemblage from Mareta Beach is similar to coeval floras from northwest Europe. The Bathonian was a time of significant provincialism in the Northern Hemisphere (Riding et al., 1999). Boreal forms such as *Evansia perireticulata*, *Lacrymodinium warrenii*, *Paragoniaulacysta* spp. and *Valvaodinium thereaseae* were unsurprisingly not recorded from the Algarve Basin. The latter taxa are presumed to be cold-loving/Arctic forms (Bailey and Partington, 1991; Smelror and Below, 1992).

4.2.3. Callovian

Twenty-seven samples were studied from the Callovian succession exposed at Mareta Beach. Thirteen of these proved entirely palynologically barren; the remaining 14 samples yielded palynofloras of variable productivity. The productive samples are overwhelming in the Lower and Middle Callovian; by contrast the Upper Callovian succession proved largely devoid of palynomorphs (Table 1). Samples M25, M27 and M28 are from a marl-dominated unit, which is considered to be Early Callovian in age, and was assigned to the Hervei Chronozone by Rocha (1976). The interbedded limestones and marls above the stratigraphical break between 37 and 57 m were assigned to the Middle Callovian (Coronatum Chronozone) by Rocha (1976). The palynomorph distribution is illustrated in Table 1. The dinoflagellate cysts recorded include *Batiacasphaera* spp., *Chytroisphaeridia chytroides*, the *Ctenidodinium sellwoodii* group, *Ctenidodinium* spp., the *Ellipsoidictyum/Valensiella* group, *Epiplosphaera gochtii*, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Gonyaulacysta* sp., *Impleto-sphaeridium* spp., *Korystocysta gochtii*, *Korystocysta* spp., the *Meiourogoniaulax caytonensis* group, *Meiourogoniaulax* spp., *Mendicodinium groenlandicum*, *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Systematophora areolata*, *Systematophora penicillata*, *Systematophora* spp., *Tubotuberella dangeardii*, *Tubotuberella* spp., *Valensiella ovulum* and *Valensiella* spp. (Table 1). Of this association, the *Ctenidodinium sellwoodii* group is the most prominent.

This assemblage is of moderate diversity and is typical of the Callovian of Europe. The consistent presence of forms such as *Ctenidodinium continuum*, the *Ctenidodinium sellwoodii* group, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Korystocysta gochtii*, the *Meiourogoniaulax caytonensis* group, *Meiourogoniaulax* spp.,

Fig. 6. Lithological log of the Lower Kimmeridgian section from the Carrapateira outlier with sample positions.

Mendicodinium groenlandicum and *Tubotuberella dangeardii* is characteristic of the Callovian Stage (e.g. Prauss, 1989; Riding and Thomas, 1997; Riding, 2005). Smelror et al. (1991, fig. 7) reported a similar flora with prominent *C. sellwoodii* from Cape Mondego in the Lusitanian Basin of central Portugal.

The Early Callovian (Herveyi Chronozone) samples M25, M26, M27 and M28 lack Early Callovian dinoflagellate cyst markers known from further north in Europe such as *Chytroisphaeridia hyalina*, *Ctenidodinium combazii* and *Impletosphaeridium varispinosum*. Species of *Systematophora* are present; further north the inception of this genus is normally within the Oxfordian (see above). Likewise, ? *Leptodinium* sp. is present in sample M25; this genus is normally present in Oxfordian and younger strata (e.g. Riding and Thomas, 1992). *Liesbergia liesbergensis* was recovered from sample M27 (Table 1). This species is present from the Middle Callovian–Early Oxfordian interval (Berger, 1986; Riding and Thomas, 1997).

The occurrence of *Ctenidodinium ornatum* in the Middle Callovian sample M47 is potentially significant. This species is typical of the Middle–Upper Callovian of northwest Europe (Berger, 1986). *Endoscrinium asymmetricum* was recorded from sample M47 and questionably in M45 (Table 1). This species is typical of the Early–Middle Callovian interval (Riding, 1987; Riding and Thomas, 1997; Riding, 2005). The chorate taxon *Impletosphaeridium varispinosum* is confined to sample M48 (Table 1). This is the first report of this species from southern Europe. Elsewhere in northwest Europe, this species is confined to the Early Callovian (Riley and Fenton, 1982; Riding and Thomas, 1997; Riding, 2005). Sample M47 yielded small proportions of *Rhynchodiniopsis? regalis* (Table 1). This distinctive form is typical of the Bajocian–Bathonian further north in Europe (e.g. Riding et al., 1985; Feist-Burkhardt and Wille, 1992). The only occurrence of the genus *Wanaea* in this study is the record of *Wanaea acollaris* in sample M45 (Table 1). This is entirely consistent with a Callovian age (Riding and Thomas, 1992). The only productive sample in the Upper Callovian, M32, produced a relatively low diversity flora similar to those from the underlying Middle Callovian (Table 1).

Callovian dinoflagellate cyst floras from further north in Europe are normally markedly higher in diversity than those recorded herein. The majority of Callovian biomarkers known in northwest Europe are apparently absent in the Algarve Basin. No unequivocal intra-Callovian markers were recovered from Mareta Beach. These include the many forms which typically have range bases in the Late Callovian such as *Scriniodinium crystallinum*, *Trichodinium scarburghensis* and *Wanaea thysanota* (see Riley and Fenton, 1982; Feist-Burkhardt and Wille, 1992; Riding and Thomas, 1992). Despite the lack of these biomarkers, the occurrences of *Ctenidodinium ornatum* (sample M47), *Endoscrinium asymmetricum* (M47), *Impletosphaeridium varispinosum* (M48) and *Wanaea acollaris* (M45) is broadly consistent with a Middle Callovian (Coronatum Chronozone) age.

The relatively low diversity nature of this dinoflagellate cyst flora was probably influenced by several factors. The Mareta Beach

succession represented relatively deep water conditions, seaward of reef limestone facies within a highly enclosed basin. Rocha (1976) envisaged an offshore pelagic setting, possibly with stratified water and occasional upwelling within a restricted marine environment. The latter interpretation is not consistent with the palynofacies, which is not typical of highly organic-rich facies and the occurrence of benthic faunas (largely echinoderms, foraminifera, gastropods, ostracods and the ichnogenus *Zoophycos*). The relatively restricted nature of the marine waters at this locality probably prevented communication with many dinoflagellate cysts typical of further north in Europe which explains the low diversity floras. Boreal taxa such as *Evansia dalei*, *Evansia perireticulata*, *Paragonyaulacysta calloviensis* and *Paragonyaulacysta retiphragmata* were not recorded from Mareta Beach. The latter taxa are cold-loving/Arctic forms (Smelror and Below, 1992; Riding et al., 1999).

4.3. Cilheta Beach

Cilheta lies 1 km west of Sagres, and the cliffs expose a sparsely fossiliferous, carbonate-dominated succession 41 m thick which has been assigned to the Late Callovian to the ?Late Oxfordian–Kimmeridgian interval by Rocha (1976) (Fig. 5). At sea level to 22 m, a unit of marly limestone with two thin (<1.0 m) marly interbeds is exposed. These beds were deemed to be of Late Callovian (Athleta Zone) age by Rocha (1976). Eleven samples were taken from this Upper Callovian unit (Fig. 5). The Upper Callovian is unconformably overlain by a thin (ca. 0.5 m) fossiliferous limestone of Middle Oxfordian (Plicatilis Chronozone) age (Fig. 5). This unconformity is markedly angular and extremely prominent (Choffat, 1887; Rocha, 1976, fig. 2.12). It represents a regional hiatus which can be traced throughout Iberia (Mouterde, 1971). The youngest unit at Cilheta Beach comprises approximately 20 m of dolomitised limestones of Late Oxfordian–Kimmeridgian age (Fig. 5).

The two marl beds in the Upper Callovian succession at Cilheta produced relatively abundant organic residues which are dominated by dinoflagellate cysts with subordinate pollen and spores. By contrast, the marly limestones largely proved palynologically barren (Fig. 5, Table 2). This section proved significantly more productive than the Upper Callovian samples studied from Mareta Beach (see above). The dinoflagellate cyst assemblages are moderately well-preserved, and are overwhelmingly dominated by *Ctenidodinium cornigerum*, the *Ctenidodinium sellwoodii* group, and intermediate morphotypes between these two forms. Other taxa which are consistently present include *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, indeterminate chorate cysts, *Korystocysta gochti*, *Meiourugonyaulax* spp., *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Surculosphaeridium? vestitum*, *Systematophora areolata* and *Tubotuberella dangeardii* (Table 2). The pollen-spore associations are relatively sparse, and are of low diversity. These include bisaccate pollen, *Callialasporites*

Plate 1. Selected dinoflagellate cysts from the Early Bathonian to the Middle Callovian (Coronatum Chronozone) of the Mareta Beach section, Algarve Basin and the Early Kimmeridgian of the Carrapateira outlier. All are specimens housed in the collections of the LGM/LNEG (Portuguese Geological Survey), S. Mamede Infesta, Portugal. The sample, slide and England Finder coordinates are provided.

1. *Gonyaulacysta jurassica* (Deflandre 1939) Norris & Sarjeant 1965 subsp. *adecta* Sarjeant 1982. Mareta Beach section, Lower Callovian (Herveyi Chronozone), sample M27, slide 1, N47.
2. *Gonyaulacysta jurassica* (Deflandre 1939) Norris & Sarjeant 1965 subsp. *jurassica* (autonym). Carrapateira outlier, Early Kimmeridgian, sample C47, slide 1, R12/4.
3. *Pareodinia ceratophora* Deflandre 1947. Mareta Beach section, Lower Callovian (Herveyi Chronozone), sample M28, slide 1, L38/2.
4. *Tubotuberella dangeardii* (Sarjeant 1968) Stover & Evitt 1978. Mareta Beach section, Middle Callovian (Coronatum Chronozone), sample M45, slide 1, P18.
5. *Ctenidodinium sellwoodii* (Sarjeant 1975) Stover & Evitt 1978. Mareta Beach section, Early Bathonian, sample M2, slide 2, W53.
6. *Ctenidodinium cornigerum* (Valensi 1947) Jan du Chêne et al. 1985. Mareta Beach section, Lower Callovian (Herveyi Chronozone), sample M25, slide 1, N3.
7. *Ctenidodinium* sp. Carrapateira outlier, Early Kimmeridgian, sample C12, slide 1, G34/4.
8. *Histiophora* cf. *ornata* Klement 1960. Carrapateira outlier, Early Kimmeridgian, sample C35, slide 1, R36.
9. *Korystocysta gochti* (Sarjeant 1976) Woollam 1983. Mareta Beach section, Lower Callovian (Herveyi Chronozone), sample M28, slide 1, M63.
10. *Meiourugonyaulax caytonensis* (Sarjeant 1959) Sarjeant 1969. Mareta Beach section, Early Bathonian, sample M3, slide 1, O18/3.
11. *Mendicodinium groenlandicum* (Pocock & Sarjeant 1972) Davey 1979. Mareta Beach section, Lower Callovian (Herveyi Chronozone), sample M27, slide 2, Q30/1.
12. *Systematophora* cf. *areolata* Klement 1960. Carrapateira outlier, Early Kimmeridgian, sample C4, slide 1, U36.
13. *Valensiella* cf. *ovulum* (Deflandre 1947) Eisenack 1963. Mareta Beach section, Early Bathonian, sample M3, slide 2, V30/2.

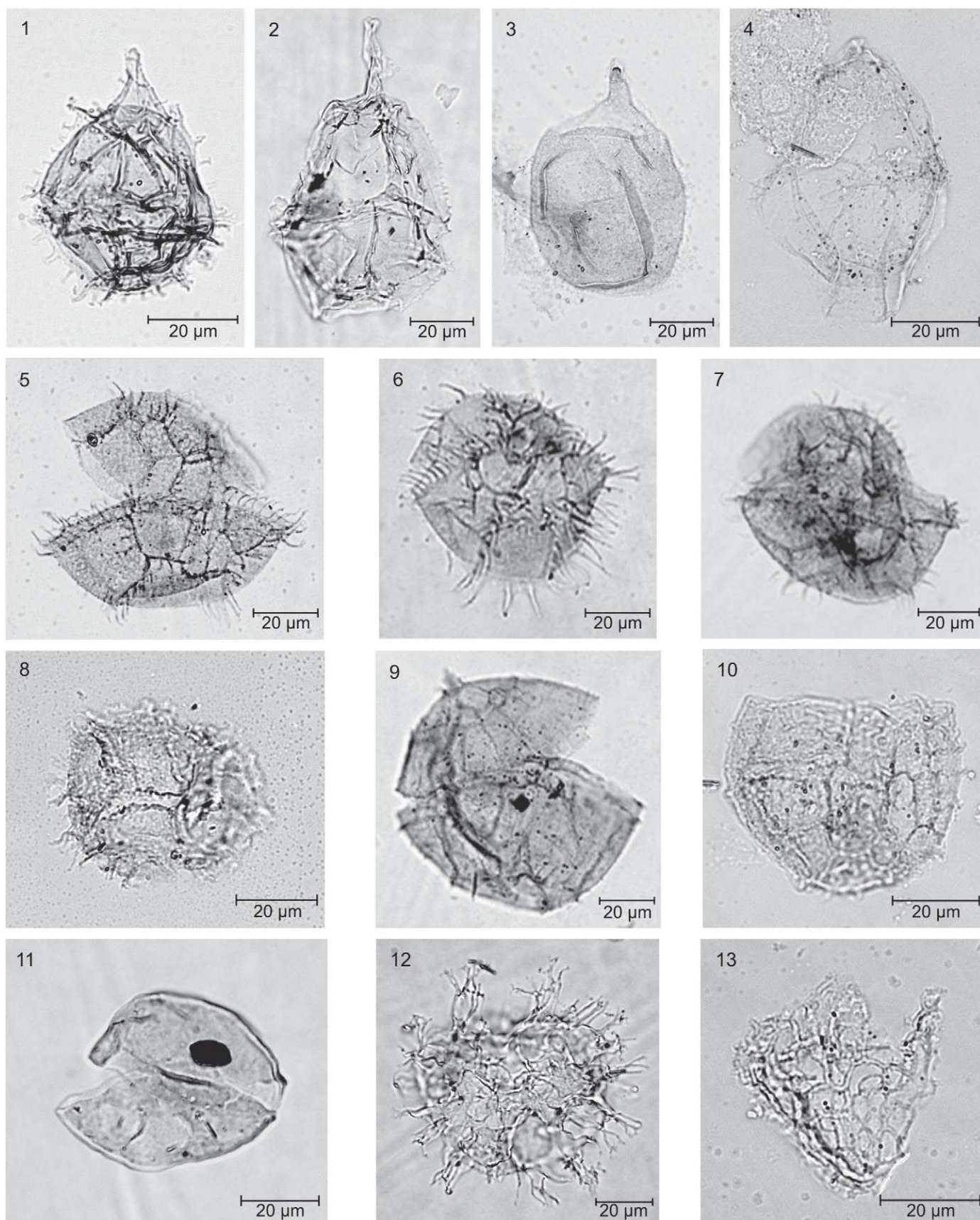


Table 1

The overall palynomorph assemblages in the Upper Bajocian to Upper Callovian of the Mareta Beach section. The circle symbols represent semiquantitative groupings. There are five sizes of circle symbols: the diameters of the circles are proportional to the relative abundances of the respective palynomorphs. Listing these from small to large they are: VR = very rare (<1%); R = rare (1–15%); P = present (15–50%); C = common (50–75%); Ab = abundant (>75%). A question mark (?) is indicative that the respective identifications are equivocal.

	Dinoflagellate cysts																Pras.	Acs.	Foram.	Spores		Pollen		Var.																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																													
Substage	Sample number																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
Upper Callovian	M37																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				</

Table 2

The overall palynomorph assemblages in the Upper Callovian of the Cilheta Beach section. The circle symbols represent semiquantitative groupings. There are four sizes of circle symbols; the diameters of the circles are proportional to the relative abundances of the respective palynomorphs. Listing these from small to large they are: R = rare (1–15%); P = present (15–50%); C = common (50–75%); Ab = abundant (>75%). A question mark (?) is indicative that the respective identifications are equivocal.

Substage	Sample number	Dinoflagellate cysts																				Pras.	Foram.	Spores	Pollen										
		Chorate cysts, indeterminate	<i>Ctenidodinium continuum</i>	<i>Ctenidodinium cornigerum</i>	<i>Ctenidodinium sellwoodii</i>	<i>Ctenidodinium sellwoodii</i> group	Dinoflagellate cysts, indeterminate	<i>Ellipsoidictyum</i> sp.	<i>Fromea tornatilis</i>	<i>Gonyaulacysta jurassica adecta</i>	<i>Gonyaulacysta</i> sp.	Large dino. cysts, indeterminate	<i>Impletosphaeridium</i> sp.	<i>Korystocysta gochtii</i>	<i>Korystocysta pachyderma</i>	<i>Meiourgonyaulax caytonensis</i> group	<i>Meiourgonyaulax</i> spp.	<i>Mendicodinium groenlandicum</i>	<i>Pareodinia ceratophora</i>	<i>Pareodinia prolongata</i>	<i>Sentusidinium</i> spp.	<i>Surculosphaeridium</i> ? <i>vestitum</i>	<i>Systematophora areolata</i>	<i>Systematophora</i> spp.	<i>Tubotuberella dangeardii</i>	<i>Tasmanites</i> sp.	Foram. test linings	<i>Cyathidites</i> sp.	<i>Ischyosporites variegatus</i>	Bisaccate pollen	<i>Callialasporites dampieri</i>	<i>Callialasporites</i> sp.	<i>Classopollis classoides</i>		
Upper Callovian	Ci7	●		●	●				●			●	●	●	●		●		●		●	●	●					●				●			
	Ci6			●	●				●					●		●	●		●			●	●	●	●		●	●	●				●		
	Ci5			●	●				●	●							●					●		●											
	Ci10	●		●	●				●								●			●			●	●											
	Ci9	●	●	●	●	●			●		●		●	●			●		●		●	●	●	●	●	●	●	●	●		●	●		●	
	Ci8	●	?	?	●	●	●	?	●				●	●	●	●	●	?	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●	●

dampieri, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides*, *Cyathidites* spp. and *Ischyosporites variegatus* (Table 2).

Late Callovian dinoflagellate cyst assemblages from further north in Europe are significantly higher in diversity, and typically not dominated by *Ctenidodinium* (e.g. Woollam, 1980; Prauss, 1989; Riding and Thomas, 1997). Representatives of the many taxa with Late Callovian range bases in northwest Europe such as *Trichodinium scarburghensis* are absent (see above). Furthermore, the acme of *Mendicodinium groenlandicum* so typical of the Late Callovian of northwest Europe (Woollam, 1980; Riding and Thomas, 1997) is not present in the Algarve Basin. Nevertheless, the dinoflagellate cyst associations from Cilheta Beach are indicative of a Callovian age. *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Korystocysta* spp., *Meiourgonaulax caytonensis* and *Tubotuberella dangeardii* are highly characteristic of the Callovian Stage (Riding and Thomas, 1992; Riding, 2005). As at Mareta Beach, the majority of the well-established northwest European Callovian biomarkers were not recorded at Cilheta Beach. However, the range tops of *Ctenidodinium continuum* and *Pareodinia prolongata* are present (Table 2); these bioevents are known to be Late Callovian (Riley and Fenton, 1982; Herngreen et al., 1984; Berger, 1986; Kunz, 1990). The inception of *Surculosphaeridium*? *vestitum*, which is present at Cilheta (Table 2), is intra-Callovian (Riding, 1987; Prauss, 1989; Feist-Burkhardt and Wille, 1992). Typically, the range base of *Surculosphaeridium*? *vestitum* is of Middle–Late Callovian age (Coronatium and Athleta chronozones) (Woollam, 1980; Riding, 2005). Hence, this occurrence supports the Late Callovian age of the unit sampled at Cilheta. As mentioned previously, the chorate genus *Systematophora*, which was recorded throughout at Cilheta (Table 2), is normally typical of the Late Jurassic.

The low diversity nature of the Late Callovian dinoflagellate cyst associations from Cilheta Beach is probably largely due to palaeogeographical factors. This succession was deposited in a partially enclosed, relatively deep water basin seaward of reef limestone facies. The palaeoenvironment was interpreted as restricted offshore pelagic, possibly with stratified waters and sporadic upwelling by Rocha (1976). However, the palynofacies and benthic faunas are not typical of an organic-rich depositional setting. The restricted nature of the Algarve Basin during the Callovian probably prevented full mixing of dinoflagellates with areas further to the north in Europe. This at least partially explains the low diversity assemblages. Typically boreal genera which have latitudinally-controlled northerly distributions such as *Crussolia* and *Paragonyaulacysta* are not present in the Cilheta Beach section.

4.4. The Carrapateira outlier

The Carrapateira outlier is located north of the main Algarve Basin, west of Carrapateira village and consists of basic volcanics, dolomites, limestones, marls and sandstones of Late Triassic to Late Jurassic age. The most complete exposures in the Carrapateira outlier are the spectacular coastal outcrops of Upper Jurassic carbonates which have been partially dolomitised (Ramalho and Ribeiro, 1985). An Early Kimmeridgian age for this section has been invoked based on corals (Choffat, 1887; Geyer, 1956; Rosendahl, 1985) and foraminifera (Ramalho and Ribeiro, 1985; Ribeiro et al., 1987).

The lowermost part of the succession at Carrapateira consists of approximately 150 m of intensely dolomitised limestones. By contrast, the uppermost strata comprise 50 m of interbedded limestones and marls (Fig. 6). Because dolomites are typically devoid of palynomorphs, only the undolomitised uppermost beds were sampled herein. Thirty-eight samples largely from the marls were studied; seven of these (C1–C7) are from a prominent marl bed between 18 and 36 m above the base of the section (Fig. 6).

The organic residues from Carrapateira are abundant in wood fragments and various plant phytoclasts. Moderately well-preserved palynomorphs are also present, pollen and spores being more abundant than marine microplankton. The palynomorphs, especially the dinoflagellate cysts, have been affected by pyrite. The most persistent dinoflagellate cysts are *Batiacasphaera* spp., the *Cribrerodinium globatum* group, *Ctenidodinium* spp., the *Ellipsoidictyum*/*Valensiella* group, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica*, indeterminate chorate cysts, *Mendicodinium groenlandicum*, *Sentusidinium* spp., *Systematophora areolata*, *Systematophora* spp. and *Tubotuberella dangeardii*. Other taxa include *Amphorula* sp., *Corculodinium inaffectum*, *Histiophora ornata*, *Hystrichosphaerina*? *orbifera*, *Korystocysta gochti*, *Occisucysta balios*, *Pareodinia ceratophora*, *Rhynchodiniopsis* spp., *Scriniodinium irritabile*, *Systematophora penicillata* and *Valensiella ovulum* (Table 3). The pollen–spore associations are of low diversity and include bisaccate pollen, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides*, *Cyathidites* spp., *Ischyosporites variegatus*, *Leptolepidites* spp. and *Perinopollenites elatoides* (Table 3).

The dinoflagellate cyst associations from Carrapateira are indicative of an Early Kimmeridgian age by comparison to other records from northwest Europe. The occurrences of *Corculodinium inaffectum* (sample C29), *Gochteodinia* sp. (sample C35) and *Occisucysta balios* (sample C29) are all indicative of the Kimmeridgian Stage (Nøhr-Hansen, 1986;

Table 3

The overall palynomorph assemblages in the Lower Kimmeridgian of the Carnapetra outlier section. The circle symbols represent semiquantitative groupings. There are four sizes of circle symbols; the diameters of the circles are proportional to the relative abundances of the respective palynomorphs. Listing these from small to large they are: R = rare (1–15%); P = present (15–50%); C = common (50–75%); Ab = abundant (>75%). A question mark (?) is indicative that the respective identifications are equivocal.

Substage	Lower Kimmeridgian																				Dinoflagellate systs	Pras. Acis. Foram.	Spores	Pollen	Var.																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																	
	C50	C49	C48	C47 ?	C46	C45	C44	C42	C41	C40	C39	C1	C2	C3	C4	C5	C6	C7	C8	C9						C10	C12	C15	C16	C17	C18	C30	C24	C29	C31	C33	C35																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																					
Sample number																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										
Amphorula sp.																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																										

Riding, 1987; Riding and Thomas, 1988; Barron, 1989; Riding et al., 1999). Furthermore, species such as *Cribroperidinium globatum*, *Hystri-chosphaerina? orbifera*, *Scriniodinium inritibile* and *Systematophora penicillata* are highly characteristic of the Kimmeridgian (Riding and Thomas, 1988). More specifically, the occurrences of *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica* and *Tubotuberella dangeardii* throughout the productive part of the succession mean that this section is no younger than Early Kimmeridgian. The range tops of these forms are Early Kimmeridgian (Lam and Porter, 1977; Riding, 1987; Riding and Thomas, 1988; Barron, 1989; Jan du Chêne et al., 1999). *T. dangeardii* is especially typical of the earliest Kimmeridgian (Baylei and Cymodoce chrono-zones) (Riding and Thomas, 1988). The occurrences of *Amphorula* sp. (sample C35), *Histiophora* spp. (samples C49, C50) and *Histiophora ornata* (sample C35) are also highly significant. *Amphorula* and *Histiophora* are both typical of the Kimmeridgian and Tithonian of the Tethyan Realm. *Amphorula* ranges from the latest Oxfordian to the Berriasian (Monteil, 1990, tables 4, 5). *Amphorula dodekova* has been recorded from the Late Oxfordian to Middle Tithonian of the North Atlantic and Europe (Zotto et al., 1987; Brenner, 1988; Dodekova, 1992; Feist-Burkhardt and Wille, 1992); this taxon is especially characteristic of the Kimmeridgian Stage. Dürr (1987, 1988) reported prominent *H. ornata* from the Early Kimmeridgian Mutabilis Chronozone of southern Germany. Dodekova (1992, p. 42) stated that this species ranges from the Middle Kimmeridgian to Early Tithonian of Bulgaria. Hence the presence of *H. ornata* in sample C35 is indicative of the Early Kimmeridgian by comparison with the German records. The Early Kimmeridgian age of the succession at Carrapateira based on corals and foraminifera is therefore confirmed by dinoflagellate cysts, specifically the co-occurrences of *H. ornata*, *G. jurassica* subsp. *jurassica* and *T. dangeardii*. It is possible that some reworking from the Callovian/Oxfordian may be present due to the occurrences of *Korystocysta* spp. (Riding, 2005) (Table 3).

Mohr and Schmidt (1988) reported a poorly-preserved, low diversity Late Oxfordian–Early Kimmeridgian dinoflagellate cyst flora from the Lusitanian Basin, central Portugal. This is dominated by proximate/proximochorate forms with apical archaeopyles, i.e. *Cassiculosphaeridia*, *Escharisphaeridia* and *Sentusidinium*.

Kimmeridgian dinoflagellate cyst assemblages from further north in Europe normally have markedly higher diversities (e.g. Ioannides et al., 1976; Dürr, 1988; Riding and Thomas, 1988) than these southern Portuguese floras. Closer to Portugal, van Erve et al. (1988) reported more diverse palynofloras from the Lower Kimmeridgian of eastern Spain. Some typically Early Kimmeridgian species such as *Endoscrinium luridum* and *Glossodinium dimorphum* were not observed at Carrapateira. The relatively low diversity nature of the Early Kimmeridgian dinoflagellate cyst floras from Carrapateira was probably largely controlled by palaeogeographical factors. The beds in the middle part of the succession were probably deposited in a relatively deep water, partially enclosed depocentre, whereas the lower and upper parts of this section were deposited in shallow water settings represented by lagoon and reef carbonate facies. The partially enclosed nature of this part of the Algarve Basin during the Early Kimmeridgian appears to have prevented free mixing of the dinoflagellates with areas outwith southern Portugal. Typically boreal taxa which have latitudinally-controlled northerly distributions such as *Gonyaulacysta dualis* and *Paragonyaulacysta capillosa* (see Davies, 1983) are not present in the Carrapateira section.

5. Overview of the Jurassic palynofloras of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier

Palynomorph assemblages from the Lower, Middle and Upper Jurassic (Upper Pliensbachian–Lower Kimmeridgian) succession from the Algarve Basin and the Carrapateira outlier, southern Portugal were studied. The Upper Pliensbachian to Lower Toarcian strata of Armação Nova Bay proved extremely sparse palynologically, no dinoflagellate

cysts were encountered. Dinoflagellate cysts were confined to the Upper Bajocian to Upper Callovian sedimentary rocks exposed at Mareta and Cilheta beaches and the Lower Kimmeridgian strata of the Carrapateira outlier.

At Mareta Beach, the Upper Bajocian and Bathonian produced low/moderate diversity assemblages dominated by *Ctenidodinium* and *Korystocysta*. In the Upper Bajocian, no stratigraphical markers were recorded. By contrast, in the Bathonian, several key bioevents confirm the age of the succession. The chorate species *Systematophora areolata* was, unusually, recorded from the Bathonian. The absence of *Ctenidodinium combazii* may have been due to palaeoecological factors and/or latitudinal control. The productive Callovian samples from this locality are largely from the Lower and Middle Callovian succession. The *Ctenidodinium sellwoodii* group proved prominent. *Ctenidodinium ornatum*, *Endoscrinium asymmetricum*, *Impletosphaeridium varispinosum*, *Liesbergia liesbergensis* and *Wanaea acollaris* are present and these species confirm the Callovian age of these strata.

Two marl units in the Upper Callovian of Cilheta yielded relatively abundant dinoflagellate cysts which are dominated by *Ctenidodinium cornigerum* and the *Ctenidodinium sellwoodii* group. The diversity is markedly lower than typical Late Callovian associations from further north in Europe. The occurrences of taxa such as *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* and *Meiourgonyaulax caytonensis*, together with some key Late Callovian bioevents, are characteristic of the Callovian Stage. To summarise, the Upper Bajocian to Callovian strata at the Mareta and Cilheta beaches produced low diversity dinoflagellate cyst assemblages; many familiar marker forms from northwest Europe were not encountered. Furthermore, no typically Tethyan forms, or any latitudinally-controlled northerly (Arctic) forms were recovered throughout this succession.

The Carrapateira outlier includes spectacular outcrops of partially dolomitised Upper Jurassic (Early Kimmeridgian) carbonates which have yielded dinoflagellate cyst floras. These are indicative of an Early Kimmeridgian age due to the occurrences of key taxa such as *Amphorula* sp., *Corculodinium inaffectum*, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *jurassica*, *Histiophora ornata*, *Hystri-chosphaerina? orbifera*, *Occisucysta balios* and *Tubotuberella dangeardii*. This confirms the dating of Early Kimmeridgian based on corals and foraminifera. *Amphorula* and *Histiophora* are both typical of the Upper Jurassic of the Tethyan Realm; no Arctic/boreal forms were observed.

6. Conclusions

The dinoflagellate cyst assemblages from the Upper Bajocian, Bathonian and Callovian of Mareta and Cilheta beaches and the Lower Kimmeridgian of the Carrapateira outlier proved to be consistently significantly less diverse than coeval assemblages from northwest Europe. Many important, well-established marker forms were not encountered from southern Portugal. The relatively low diversity nature of these dinoflagellate cyst floras was probably largely due to palaeogeographical factors. The Upper Bajocian to Callovian successions at Mareta and Cilheta beaches, and the middle part of the Lower Kimmeridgian section of the Carrapateira outlier were deposited in relatively deep water, partially enclosed depositional settings.

During the Bajocian to Callovian, this part of the Algarve Basin was located seaward of reef limestone facies within this enclosed basin. The depocentre is thus interpreted as a restricted offshore pelagic setting. Rocha (1976) suggested that there were intervals within the Bajocian to Callovian when the waters became stratified with sporadic upwelling of bottom waters. The benthic faunas and the palynofacies do not, however, support the occurrence of organic-rich sediments. Hence the partially enclosed nature of this part of the Algarve Basin and the Carrapateira outlier during the Late Bajocian to the Early Kimmeridgian appears to have prevented the free migration of dinoflagellates (and other planktonic groups) between southern Portugal and elsewhere in Europe and surrounding areas. This, at

least partially, explains the low diversity assemblages of marine microplankton. No typically northerly (Arctic) or Tethyan taxa were recovered throughout this succession. Callovian dinoflagellate cyst assemblages were relatively uniform throughout the Northern Hemisphere (Riding et al., 1999), hence the principal reason for the relatively restricted floras in this part of the Algarve Basin appears to have been the enclosed nature of the depocentre at this time.

Despite the relatively low diversity palynofloras recovered, this study has helped to establish that Late Bajocian to Late Callovian dinoflagellate cyst associations do not exhibit significant biotational provincialism between southern and northern Europe. Coeval floras from North Africa and the Middle East, to the south and east respectively of Portugal also appear to lie within this relatively extensive Northern Hemisphere floral province (e.g. Conway, 1978; Thusu and Vigran, 1985; Thusu et al., 1988; Conway, 1990; Wheeler and Sarjeant, 1990; El Beialy and Ibrahim, 1997; El Beialy et al., 2002; Ibrahim et al., 2002, 2003). By contrast, there is a clear distinction between European and Arctic assemblages, with significant numbers of typically high latitude Middle Jurassic taxa being confined to the boreal realm (Smelror and Below, 1992; Riding et al., 1999).

The Lower Kimmeridgian of the Carrapateira outlier also produced relatively low diversity dinoflagellate cyst assemblages. Unsurprisingly no boreal forms were observed; however some Tethyan elements such as *Amphorula* sp. and *Histiophora ornata* are present. The occurrence of typically Tethyan forms is consistent with significant provincialism between northern and southern Europe at this time (Riding and Ioannides, 1996; Abbink et al., 2001).

Acknowledgements

The input of Marisa E.N. Borges represents a part of her PhD scholarship from the Portuguese Foundation for Science and Technology (number SFRH/BD/40428/2007). The contribution of James B. Riding was completed under the BGS Individual Merit project entitled *Global Jurassic dinoflagellate cyst palaeobiology and its applications*. James B. Riding publishes with the approval of the Executive Director, British Geological Survey (NERC).

Appendix A

This Appendix lists all the palynomorph taxa below generic level which were recovered from the material studied herein with full author citations. The palynomorphs are listed alphabetically within their constituent groups. References to the dinoflagellate cyst author citations can be found in Fensome and Williams (2004).

Dinoflagellate cysts:

Adnatosphaeridium caulleryi (Deflandre 1939) Williams & Downie 1969
Chytroesphaeridia chytrooides (Sarjeant 1962) Downie & Sarjeant 1965
Corculodinium inaffectum (Drugg 1978) Courtinat 2000
Cribroperidinium globatum (Gitmez & Sarjeant 1972) Helenes 1984
Ctenidodinium continuum Gocht 1970
Ctenidodinium cornigerum (Valensi 1953) Jan du Chêne et al. 1985
Ctenidodinium ornatum (Eisenack 1935) Deflandre 1939
Ctenidodinium sellwoodii (Sarjeant 1975) Stover & Evitt 1978
Dapsilidinium? deflandrei (Valensi 1947) Lentin & Williams 1981
Ellipsoidictyum cinctum Klement 1960
Endoscrinium asymmetricum Riding 1987
Epiplosphaera gochtii (Fensome 1979) Brenner 1988
Fromea tornatilis (Drugg 1978) Lentin & Williams 1981 [listed as an acritarch in Fensome and Williams (2004, appendix A)]
Gonyaulacysta jurassica (Deflandre 1939) Norris & Sarjeant 1965 subsp. *adecta* Sarjeant 1982

Gonyaulacysta jurassica (Deflandre 1939) Norris & Sarjeant 1965 subsp. *jurassica* (autonym)
Histiophora ornata Klement 1960
Hystichosphaerina? orbifera (Klement 1960) Stover & Evitt 1978
Impletosphaeridium varispinosum (Sarjeant 1959) Islam 1993
Korystocysta gochtii (Sarjeant 1976) Woollam 1983
Korystocysta pachyderma (Deflandre 1939) Woollam 1983
Liesbergia liesbergensis Berger 1986
Meiourugonyaulax caytonensis (Sarjeant 1959) Sarjeant 1969
Mendicodinium groenlandicum (Pocock & Sarjeant 1972) Davey 1979
Occisucysta balios Gitmez 1970
Pareodinia ceratophora Deflandre 1947
Pareodinia halosa (Filatoff 1975) Prauss 1989
Pareodinia prolongata Sarjeant 1959
Rhynchodiniopsis? regalis (Gocht 1970) Jan du Chêne et al. 1985
Scrinodinium inritibile Riley in Fisher & Riley 1980
Surculosphaeridium? vestitum (Deflandre 1939) Davey et al. 1966
Systematophora areolata Klement 1960
Systematophora penicillata (Ehrenberg 1843 ex Ehrenberg 1854) Sarjeant 1980
Tubotuberella dangeardii (Sarjeant 1968) Stover & Evitt 1978
Valensiella ovulum (Deflandre 1947) Eisenack 1963
Wanaea acollaris Dodekova 1975

Pteridophyte spores:

Coronatispora valdensis (Couper 1958) Dettmann 1963
Ischyosporites variegatus (Couper 1958) Schulz 1967
Leptolepidites rotundus Tralau 1968
Sestrosporites pseudoalveolatus (Couper 1958) Dettmann 1963
Todisporites minor Couper 1958

Gymnospermous pollen:

Callialasporites dampieri (Balme 1957) Sukh Dev 1961
Callialasporites minus (Tralau 1968) Guy 1971
Callialasporites trilobatus (Balme 1957) Sukh Dev 1961
Callialasporites turbatus (Balme 1957) Schulz 1967
Classopollis classoides (Pflug 1953) Pocock & Jansonius 1961
Perinopollenites elatoides Couper 1958

Appendix B

This Appendix alphabetically lists all the dinoflagellate cyst taxa below generic level mentioned in this contribution, but were not recovered from the material studied herein, with full author citations. References to the author citations can be found in Fensome and Williams (2004).

Amphorula dodekova Zotto et al. 1987
Chytroesphaeridia hyalina (Raynaud 1978) Lentin & Williams 1981
Cribroperidinium crispum (Wetzel 1967) Fenton 1981
Ctenidodinium combazii Dupin 1968
Endoscrinium luridum (Deflandre 1939) Gocht 1970
Evansia dalei (Smelror & Århus 1989) Below 1990
Evansia perireticulata (Århus et al. 1989) Lentin & Williams 1993
Glossodinium dimorphum Ioannides et al. 1976
Gonyaulacysta dualis (Brideaux & Fisher 1976) Stover & Evitt 1978
Jansonia manifesta Riding & Walton in Riding et al. 1991
Lacrymodinium warrenii Albert et al. 1986
Meiourugonyaulax reticulata Dodekova 1975
Meiourugonyaulax valensii Sarjeant 1966
Paragonyaulacysta calloviensis Johnson & Hills 1973
Paragonyaulacysta capillosa (Brideaux & Fisher 1976) Stover & Evitt 1978
Paragonyaulacysta retiphragmata Dörhöfer & Davies 1980

Phallocysta thomasi Smelror 1991
Scriniodinium crystallinum (Deflandre 1939) Klement 1960
Sirmiodinium grossii Alberti 1961
Trichodinium scarburghense (Sarjeant 1964) Williams et al. 1993
Valvaeodinium aquilonium (Dörhöfer & Davies 1980) Below 1987
Valvaeodinium thereaseae Smelror 1991
Wanaea thysanota Woollam 1982

References

- Abbink, O.A., Callomon, J.H., Riding, J.B., Williams, P.D.B., Wolfard, A., 2001. Biostratigraphy of Jurassic–Cretaceous boundary strata in the Terschelling Basin, The Netherlands. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 53, 275–302.
- Azerêdo, A.C., Manuppella, G., Ramalho, M., 2003. The Late Sinemurian carbonate platform and microfossils with Tethyan affinities of the Algarve Basin (south Portugal). *Facies* 48, 49–60.
- Bailey, D.A., Partington, M., 1991. Some Middle Jurassic dinocysts from the Brent Group of the northern North Sea. *Journal of Micropalaeontology* 9, 245–252.
- Barron, H.F., 1989. Dinoflagellate cyst biostratigraphy and palaeoenvironments of the Upper Jurassic (Kimmeridgian to basal Portlandian) of the Helmsdale region, east Sutherland, Scotland. In: Batten, D.J., Keen, M.C. (Eds.), *Northwest European micropalaeontology and palynology*. British Micropalaeontological Society Series. Ellis Horwood Limited, Chichester, U.K., pp. 193–213.
- Berger, J.-P., 1986. Dinoflagellates of the Callovian–Oxfordian boundary of the “Liesberg–Dorf” quarry (Bernese Jura, Switzerland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 172, 331–355.
- Berthou, P.Y., Leereveld, H., 1990. Stratigraphic implications of palynological studies on Berriasian to Albian deposits from Western and southern Portugal. *Review of Palaeobotany and Palynology* 66, 313–344.
- Brenner, W., 1988. Dinoflagellaten aus dem Unteren Malm (Oberer Jura) von Süddeutschland; Morphologie, Ökologie, Stratigraphie. *Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen* 6 115 pp.
- Bucefalo Palliani, R., Riding, J.B., 1999. Early Jurassic (Pliensbachian–Toarcian) dinoflagellate migrations and cyst paleoecology in the Boreal and Tethyan realms. *Micropaleontology* 45, 201–214.
- Bucefalo Palliani, R., Riding, J.B., 2003. Biostratigraphy, provincialism and evolution of European Early Jurassic (Pliensbachian to early Toarcian) dinoflagellate cysts. *Palynology* 27, 179–214.
- Bujak, J.P., Williams, G.L., 1977. Jurassic palynostratigraphy of offshore eastern Canada. In: Swain, F.M. (Ed.), *Stratigraphic micropaleontology of Atlantic basin and borderlands*. *Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 6. Elsevier, Amsterdam, pp. 321–339.
- Choffat, P., 1887. Recherches sur les terrains secondaires au sud du Sado. *Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal I*, 222–312.
- Conway, B.H., 1978. Microplankton from the Upper Bathonian of Zohar 5 and Yinnon 1 boreholes in southern Israel. *Review of Palaeobotany and Palynology* 26, 337–362.
- Conway, B.H., 1990. Palaeozoic–Mesozoic palynology of Israel. II. Palynostratigraphy of the Jurassic succession in the subsurface of Israel. *Geological Survey of Israel Bulletin* 82 39 pp.
- Davies, E.H., 1983. The dinoflagellate Oppel-zonation of the Jurassic–Lower Cretaceous sequence in the Sverdrup Basin, arctic Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin* 359 59 pp.
- Davies, E.H., 1985. The miopore and dinoflagellate cyst Oppel-zonation of the Lias of Portugal. *Palynology* 9, 105–132.
- Dodekova, L., 1992. Dinoflagellate cysts from the Bathonian–Tithonian (Jurassic) of North Bulgaria. II. Taxonomy of Oxfordian and Kimmeridgian dinoflagellate cysts. *Geologica Balcanica* 22, 33–69.
- Dürr, G., 1987. Dinoflagellaten-Zysten aus dem Weißjura δ (Mittelmalm) der westlichen Schwäbischen Alb (Süddeutschland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 176, 67–80.
- Dürr, G., 1988. Palynostratigraphie des Kimmeridgium und Tithonium von Süddeutschland und Korrelation mit boreal Floren. *Tübinger Mikropaläontologische Mitteilungen* 5 159 pp.
- El Beialy, S.Y., Ibrahim, M.A., 1997. Callovian–Oxfordian (Middle–Upper Jurassic) microplankton and miopores from the Masajid Formation, WX1 borehole, El Maghara area, North Sinai, Egypt: biostratigraphy and palaeoenvironmental interpretations. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 204, 379–398.
- El Beialy, S.Y., Zalati, A.F.A., Ali, A.S., 2002. The palynology of the Bathonian–early Oxfordian succession in the East Faghur-1 Well, Western Desert, Egypt. *Egyptian Journal of Paleontology* 2, 399–414.
- Fechner, G.G., 1989. Eine unterliassische Mikroflora aus dem Salzdiapir bei Loulé (Süd-Portugal). *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen Reihe A* 106, 37–47.
- Feio, M., Ribeiro, A., Ramalho, M.M., 1985. Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50 000. Folha 48-D (Bordeira). *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Feist-Burkhardt, S., Monteil, E., 1997. Dinoflagellate cysts from the Bajocian stratotype (Calvados, Normandy, western France). *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 21, 31–105.
- Feist-Burkhardt, S., Wille, W., 1992. Jurassic palynology in southwest Germany—state of the art. *Cahiers de Micropaléontologie N.S.* 7, 141–156.
- Fensome, R.A., Williams, G.L., 2004. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 2004 edition. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series* 42 909 pp.
- Fenton, J.P.G., Neves, R., Piel, K.M., 1980. Dinoflagellate cysts and acritarchs from Upper Bajocian to Middle Bathonian strata of central and southern England. *Palaeontology* 23, 151–170.
- Geyer, O., 1956. Korallen-Faunen aus dem oberen Jura von Portugal. *Senckenbergiana Lethaea* 35, 317–356.
- Gocht, H., 1970. Dinoflagellaten-Zysten aus dem Bathonium des Erdölfeldes Aldorf (NW-Deutschland). *Palaeontographica Abteilung B* 129, 125–165.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Burla, S., Andersen, N., Weissert, H., 2003. Terrestrial carbon-isotope records from coastal deposits (Algarve, Portugal): a tool for chemostratigraphic correlation on an intrabasinal and global scale. *Terra Nova* 15, 8–13.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Burla, S., Weissert, H., 2007. New records of Early Cretaceous angiosperm pollen from Portuguese coastal deposits: implications for the timing of the early angiosperm radiation. *Review of Palaeobotany and Palynology* 144, 39–76.
- Herrgreen, G.F.W., De Boer, K.F., Romein, B.J., Lissenberg, T.H., Wijker, N.C., 1984. Middle Callovian beds in the Achterhoek, eastern Netherlands. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst* 37-3, 29 p.
- Huber, B., Müller, B., Luterbacher, H., 1987. Mikropaläontologische Untersuchungen an der Callovien/Oxfordien-Grenze im Schweizer Jura und auf der Schwäbischen Alb (vorläufige Mitteilung). *Eclogae Geologicae Helveticae* 80, 449–459.
- Ibrahim, M.A., Aboul Ela, N.M., Kholeif, S.E., 2002. Dinoflagellate cyst biostratigraphy of Jurassic–Lower Cretaceous formations of the North Eastern Desert, Egypt. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 224, 255–319.
- Ibrahim, M.A., Kholeif, S.E., Al-Saad, H., 2003. Dinoflagellate cyst biostratigraphy and paleoenvironment of the Lower–Middle Jurassic succession of Qatar, Arabian Gulf. *Revista Española de Micropaleontología* 35, 171–194.
- Ioannides, N.S., Stavrinou, G.N., Downie, C., 1976. Kimmeridgian microplankton from Clavell’s Hard, Dorset, England. *Micropaleontology* 22, 443–478.
- Jan du Chêne, R., Atrops, F., Emmanuel, L., Raféls, M.D.E., Renard, M., 1999. Palynology, ammonites and sequence stratigraphy from Tethyan Middle Oxfordian to Lower Kimmeridgian, S–E France. Comparison with the Boreal Realm. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 22, 273–321.
- Kunz, R., 1990. Phytoplankton und Palynofazies im Malm NW-Deutschlands (Hannoversches Bergland). *Palaeontographica Abteilung B* 216, 1–105.
- Lam, K., Porter, R., 1977. The distribution of palynomorphs in the Jurassic rocks of the Brora Outlier, NE Scotland. *Journal of the Geological Society* 134, 45–55.
- Manuppella, 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 1988, pp. 1031–1046.
- Manuppella, G., 1992. Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100 000, 2 folhas. *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Manuppella, G., Perdigão, J., 1972. Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50 000. Folha 51-B (Vila do Bispo). *Serviços Geológicos de Portugal*.
- Miranda, R., Valadares, V., Terrinha, P., Mata, J., Azevedo, M.R., Gaspar, M., Kullberg, J.C., Ribeiro, C., 2009. Age constraints on the Late Cretaceous alkaline magmatism on the West Iberian Margin. *Cretaceous Research* 30, 575–586.
- Mohr, B.A.R., Schmidt, D., 1988. The Oxfordian/Kimmeridgian boundary in the region of Porto de Mós (Central Portugal): stratigraphy, facies and palynology. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 176, 245–267.
- Monteil, E., 1990. Revision and emendation of dinocyst genus *Amphorula* Dodekova 1969. The concept of morphostratigraphy. *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine* 14, 597–609.
- Mouterde, R., 1971. Esquisse de l’évolution biostratigraphique de la Péninsule Ibérique au Jurassique. *Cuadernos de Geología Iberica* 2, 21–31.
- Nøhr-Hansen, H., 1986. Dinocyst stratigraphy of the Lower Kimmeridge Clay, Westbury, Wiltshire, England. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 35, 31–51.
- Oliveira, L.C.V., Dino, R., Duarte, L.V., Perilli, N., 2007. Calcareous nannofossils and palynomorphs from Pliensbachian–Toarcian boundary in Lusitanian Basin, Portugal. *Revista Brasileira de Paleontologia* 10, 5–16.
- Oliveira, T., Pereira, Z., Fernandes, P., Borges, M. (Eds.), 2009. Geological Stop 2. The Mareta Beach, Middle Jurassic. In: *Palynostratigraphy contributions to understand the southwest Portugal and Algarve basin geology, Portugal*. Post-meeting Field Trip 23rd–24th September 2009. CIMP Faro ’09. Second joint meeting of the spore/pollen and acritarch subcommissions, 47–49.
- Palain, C., 1976. Une série détritico terrigène, les “Grés de Silves”: Trias et Lias inférieur du Portugal. *Memórias Serviços Geológicos Portugal N.S.* 25 377 pp.
- Prauss, M., 1989. Dinocysten-stratigraphie und palynofazies im Oberen Lias und Dogger von NW-Deutschland. *Palaeontographica Abteilung B* 214, 1–124.
- Ramalho, M., Ribeiro, A., 1985. The geology of the Mesozoic–Carrapateira Outlier (W Algarve) and its relationship with the opening of the North Atlantic. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 71, 51–54.
- Rey, J., 2006. Les Formations Crétacées de l’Algarve Occidental et Central. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal* 93, 39–80.
- 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*.
- Riding, J.B., 1987. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Nettleton Bottom Borehole (Jurassic: Hettangian to Kimmeridgian), Lincolnshire, England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society* 46, 231–266.
- Riding, J.B., 2005. Middle and Upper Jurassic (Callovian to Kimmeridgian) palynology of the onshore Moray Firth Basin, northeast Scotland. *Palynology* 29, 87–142.
- Riding, J.B., Ioannides, N.S., 1996. A review of Jurassic dinoflagellate cyst biostratigraphy and global provincialism. *Bulletin de la Société Géologique de France* 167, 3–14.
- Riding, J.B., Thomas, J.E., 1988. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Kimmeridge Clay (Upper Jurassic) from the Dorset coast, southern England. *Palynology* 12, 65–88.

- Riding, J.B., Thomas, J.E., 1992. Dinoflagellate cysts of the Jurassic System. In: Powell, A.J. (Ed.), A stratigraphic index of dinoflagellate cysts. British Micropalaeontological Society Publications Series. Chapman and Hall, London, pp. 7–97.
- Riding, J.B., Thomas, J.E., 1997. Marine palynomorphs from the Staffin Bay and Staffin Shale formations (Middle–Upper Jurassic) of the Trotternish Peninsula, NW Skye. *Scottish Journal of Geology* 33, 59–74.
- Riding, J.B., Penn, I.E., Woollam, R., 1985. Dinoflagellate cysts from the type area of the Bathonian Stage (Middle Jurassic, southwest England). *Review of Palaeobotany and Palynology* 45, 149–169.
- Riding, J.B., Walton, W., Shaw, D., 1991. Toarcian to Bathonian (Jurassic) palynology of the Inner Hebrides, northwest Scotland. *Palynology* 15, 115–179.
- Riding, J.B., Fedorova, V.A., Ilyina, V.I., 1999. Jurassic and lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and northern Siberia, Russia. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series* 36, 179 pp.
- Riley, L.A., Fenton, J.P.G., 1982. A dinocyst zonation for the Callovian to Middle Oxfordian succession (Jurassic) of northwest Europe. *Palynology* 6, 193–202.
- Rocha, R.B., 1976. Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra* 2, 178 pp.
- Rosendahl, S., 1985. Die oberjurassische Korallenfazies von Algarve (Südportugal). *Arbeiten aus dem Institut für Geologie und Paläontologie an der Universität Stuttgart NF* 82, 125 pp.
- Sarjeant, W.A.S., 1976. Dinoflagellate cysts and acritarchs from the Great Oolite Limestone (Jurassic: Bathonian) of Lincolnshire, England. *Geobios* 9, 5–46.
- Smelror, M., 1991. Two new dinoflagellate cysts from the Middle Jurassic of the Barents Sea region. *Journal of Micropalaeontology* 10, 175–180.
- Smelror, M., 1993. Biogeography of Bathonian to Oxfordian (Jurassic) dinoflagellates: Arctic, NW Europe and circum-Mediterranean regions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 102, 121–160.
- Smelror, M., Below, R., 1992. Dinoflagellate biostratigraphy of the Toarcian to Lower Oxfordian (Jurassic) of the Barents Sea region. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stammes, Ø.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), *Arctic geology and petroleum potential*. Norwegian Petroleum Society (NPF). Special Publication, 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 495–513.
- Smelror, M., Århus, N., Meléndez, G.L.M., Lardies, M.D., 1991. A reconnaissance study of Bathonian to Oxfordian (Jurassic) dinoflagellates and acritarchs from the Zaragoza region (NE Spain) and Figueira da Foz (Portugal). *Revista Española de Micropaleontología* 23, 47–82.
- Taugourdeau Lantz, J., Lachkar, G., 1984. Stratigraphie par les marqueurs palynologiques sur la bordure Ardéchoise du Bassin du sud-est. *Documents du BRGM, France* 81–11, 59–71.
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J.C., Lopes, C., Rocha, R.B., Ribeiro, A., 2002. Compressive episodes and faunal isolation during rifting, southwest Iberia. *The Journal of Geology* 110, 101–113.
- Thusu, B., Vigran, J.O., 1985. Middle–Late Jurassic (Late Bathonian–Tithonian) palynomorphs. In: Thusu, B., Owens, B. (Eds.), *Palynostratigraphy of north–east Libya: Journal of Micropalaeontology*, 4, pp. 113–130.
- Thusu, B., Van Der Eem, J.G.L.A., El-Mehdawi, A., Bu-Argoub, F., 1988. Jurassic–Early Cretaceous palynostratigraphy in northeast Libya. In: El-Arnauti, A., Owens, B., Thusu, B. (Eds.), *Subsurface Palynostratigraphy of northeast Libya*. Garyounis University Publications. Benghazi, Libya, pp. 171–213.
- van Erve, A.W., Besems, R.E., Love, C.F., 1988. A palynological investigation of some Lower Kimmeridgian deposits from Spain. *Journal of Micropalaeontology* 7, 217–232.
- Wheeler, J.W., Sarjeant, W.A.S., 1990. Jurassic and Cretaceous palynomorphs from the central Alborz Mountains, Iran: their significance in biostratigraphy and palaeogeography. *Modern Geology* 14, 267–374.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M., Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques—processing and microscopy. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: principles and applications: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, Dallas, 1, pp. 29–50.
- Woollam, R., 1980. Jurassic dinocysts from shallow marine deposits of the East Midlands, England. *Journal of the University of Sheffield Geological Society* 7 (5), 243–261.
- Woollam, R., Riding, J.B., 1983. Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic. *Institute of Geological Sciences Report* 83/2, 42 pp.
- Zotto, M., Drugg, W.S., Habib, D., 1987. Kimmeridgian dinoflagellate stratigraphy in the southwestern North Atlantic. *Micropaleontology* 33, 193–213.



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Review of Palaeobotany and Palynology

journal homepage: www.elsevier.com/locate/revpalbo

Research papers

Callovian (Middle Jurassic) dinoflagellate cysts from the Algarve Basin, southern Portugal

Marisa E.N. Borges ^{a,b}, James B. Riding ^{c,*}, Paulo Fernandes ^a, Vasco Matos ^a, Zélia Pereira ^b^a CIMA — Centro de Investigação Marinha e Ambiental, Universidade do Algarve, Campus de Gambelas, 8005–139 Faro, Portugal^b LNEG-LGM, Rua da Amieira, 4465–965 S. Mamede Infesta, Portugal^c British Geological Survey, Kingsley Dunham Centre, Keyworth, Nottingham NG12 5GG, UK

ARTICLE INFO

Article history:

Received 16 June 2011

Received in revised form 19 September 2011

Accepted 11 October 2011

Available online 20 October 2011

Keywords:

palynology

biostratigraphy

provincialism

Middle Jurassic (Callovian)

Algarve Basin

Portugal

ABSTRACT

The palynology of three Callovian (Middle Jurassic) limestone-marl successions from the Algarve Basin in southern Portugal was studied. These localities are Baleeira Harbour, Mareta Beach and Telheiro Quarry; they provide a composite succession, tied to ammonite zones, through the Lower, Middle and Upper Callovian from the western and eastern subbasins of the Algarve Basin. The three sections generally yielded relatively abundant marine and continental palynofloras. Diversity is low to moderate and the dinoflagellate cyst associations are dominated by *Ctenidodinium* spp., the *Ellipsoidictyum/Valensiella* group, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Korystocysta* spp., *Meiourgonyaulax* spp., *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Surculosphaeridium?* *vestitum* and *Systematophora* spp. Some intra-Callovian marker bioevents were recorded; these include the range bases of *Ctenidodinium ornatum*, *Gonyaulacysta eisenackii*, *Korystocysta pachyderma*, *Mendicodinium groenlandicum*, *Rigaudella* spp. and *Surculosphaeridium?* *vestitum*. The occurrences of *Endoscrinium acroferum* and *Impletosphaeridium varispinosum* in the Early to Middle Callovian of Mareta Beach and Telheiro Quarry are also characteristic of this interval. At Baleeira Harbour, the presence of *Ctenidodinium continuum* and *Gonyaulacysta centricornata* in the *Peltoceras athleta* Zone confirms the Late Callovian age of this section. The successions studied were deposited in restricted infralittoral neritic marine environments which lack deep water circulation, and possibly represent restricted embayments. The relatively low diversity nature of the dinoflagellate cyst assemblages appears to be largely due to the highly enclosed nature of this depocentre. Many Callovian index dinoflagellate cyst taxa which are found in northwest Europe are absent in the Algarve Basin. These forms may have been intolerant of enclosed palaeoenvironments which have restricted or no deep circulation. The Callovian marine palynofloras from the Algarve Basin compare well to the few other published records from the Iberian Peninsula of this age. However they are significantly less diverse than coeval floras from elsewhere in the extensive Mid Latitude Callovian phytoprovince. Many typically Callovian dinoflagellate cysts are cosmopolitan, however some provincialism is clearly manifested. The Arctic and Austral Callovian phytoprovinces are characterised by key endemic taxa such as *Paragonyaulacysta retiphragmata* and *Ternia balmei*, which are not present in the Algarve Basin and are assumed to have been polar forms.

© 2011 Natural Environment Research Council. Published by Elsevier BV. All Rights Reserved.

1. Introduction

The Jurassic palynology of the Algarve Basin (Fig. 1) in southern Portugal has not been extensively studied. However the Pliensbachian to Kimmeridgian palynology of the Western Subbasin and the Carrapateira outlier was recently summarised by Borges et al. (2011), who also briefly reviewed previous research. The present contribution is a study of the Callovian (Middle Jurassic) palynology of the Algarve Basin based on three reference sections cropping out

in the west and the east of this depocentre. These successions are Baleeira Harbour, Mareta Beach and Telheiro Quarry (Fig. 2); all three have ammonite zonal control (Figs. 3–5). These localities provide a representative west–east transect through the entire Callovian of the Algarve Basin. Borges et al. (2011) included a preliminary study of the Callovian palynology of Mareta Beach.

In comparison to the Iberian Peninsula, the Callovian palynology of northwest and eastern Europe has been relatively well studied. Principal contributions include Woollam (1980), Berger (1986), Riding (1987, 2005), Prauss (1989), Dodekova (1990), Riding and Thomas (1997), Poulsen (1998) and Riding et al. (1999). In contrast, there are very few contributions on the Middle Jurassic palynology of southern Europe (Borges et al., 2011; Smelror and Leereveld, 1989; Smelror et al., 1991). This study aims to

* Corresponding author. Tel.: +44 115 9363447.

E-mail addresses: marisa.borges@lneg.pt (M.E.N. Borges), jbri@bgs.ac.uk (J.B. Riding), pfernandes@ualg.pt (P. Fernandes), vgmatos@ualg.pt (V. Matos), zelia.pereira@lneg.pt (Z. Pereira).

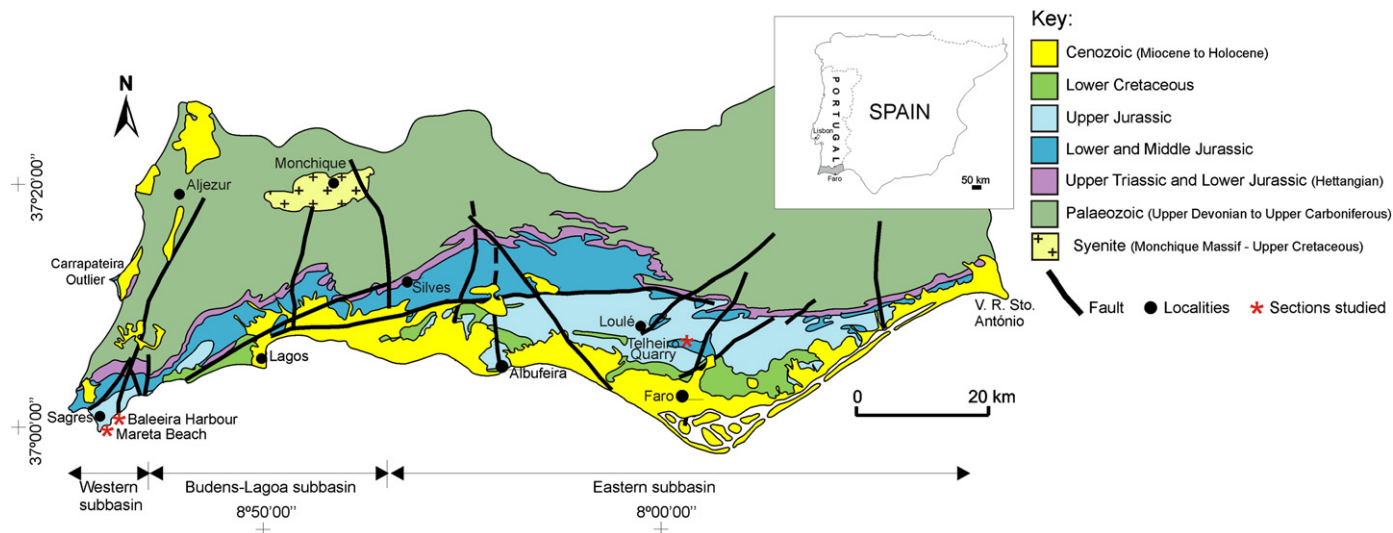


Fig. 1. The location and geology of the Algarve Basin, illustrating the three sections studied herein, and the geographical extents of the western (Sagres), Budens-Lagoa and Eastern (Faro) subbasins (adapted from Manuppella, 1992).

comprehensively document the marine palynomorphs throughout the Callovian of the Algarve Basin, comment on their biostratigraphical and palaeoenvironmental significance, and compare them with coeval assemblages elsewhere.

2. Geological background

The Algarve Basin is the southernmost geological province of mainland Portugal, and extends along the entire south coast area (Fig. 1). The area lies immediately south of the “Serra Algarvia”, and is typified by gentle karst topography with west–east trending structural elements. Over 3 km of largely marine limestones, marls and sandstones accumulated during the Late Triassic to Quaternary. This important depocentre was initiated in the Late Triassic by extensional rifting during the opening of the North and Central Atlantic, associated with the breakup of Pangaea. The base of the principal carbonate-dominated succession is of Early Jurassic (Sinemurian) age; this

directly overlies earliest Jurassic (Hettangian) volcanic rocks associated with the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) (Martins et al., 2008). The majority of the Jurassic succession comprises marine limestones and marls. By contrast, the overlying Lower Cretaceous is represented by a mixed carbonate and siliciclastic succession (Rey, 2006). Major uplift occurred during the Late Cretaceous, and hence no Upper Cretaceous to Paleogene strata were deposited; Miocene limestones overlie the Jurassic and Lower Cretaceous strata. There were occasional short-lived compressional intervals which at least partially isolated the Algarve Basin and prevented extensive mixing of Tethyan and Boreal biotas (Terrinha et al., 2002). Two of the most intense compressional events occurred during the Aalenian–Bajocian and the Callovian–Oxfordian.

The onset of Callovian deposition in the Algarve Basin coincided with increased levels of subsidence, and a transgressive episode that reached a maximum during the Early Callovian. Depositional settings were therefore unified across the basin, and marl rich in marine

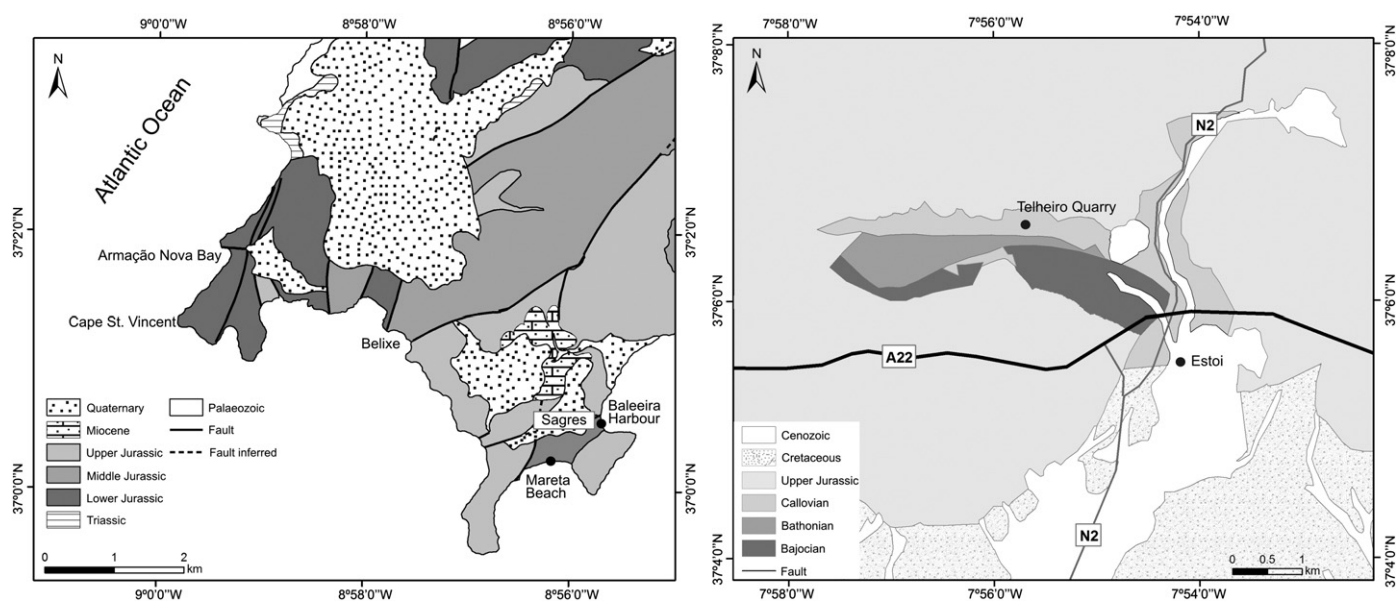


Fig. 2. The locations of the three sections investigated herein. The left-hand map illustrates the geology of the Western (Sagres) Subbasin of the Algarve Basin and the locations of the sections at Baleeira Harbour and Mareta Beach (after Manuppella and Perdigão, 1972). The geology of the Estoi area, near Loulé, north of Faro, in the Eastern Subbasin of the Algarve Basin and the location of Telheiro Quarry is illustrated in the right-hand panel.

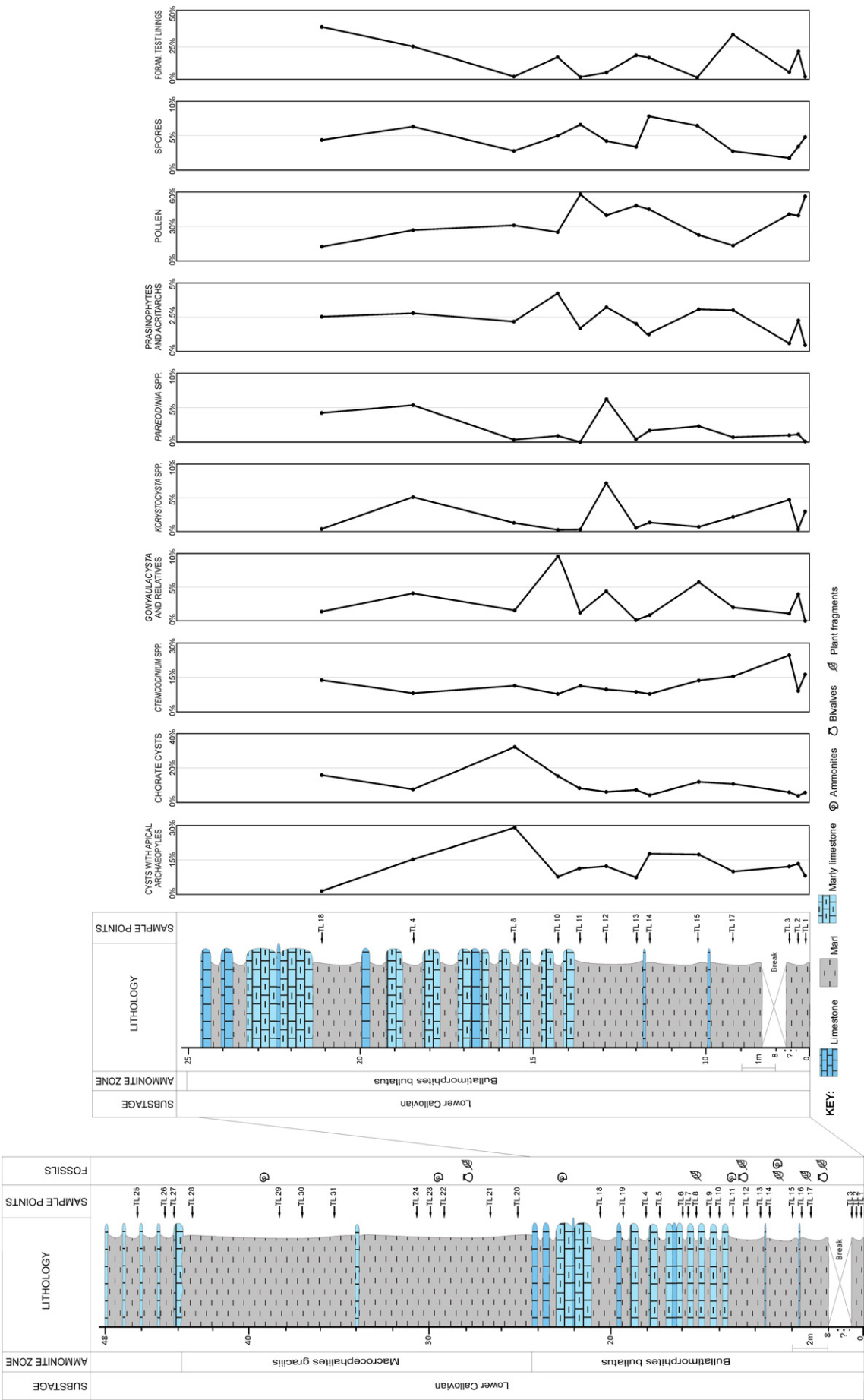
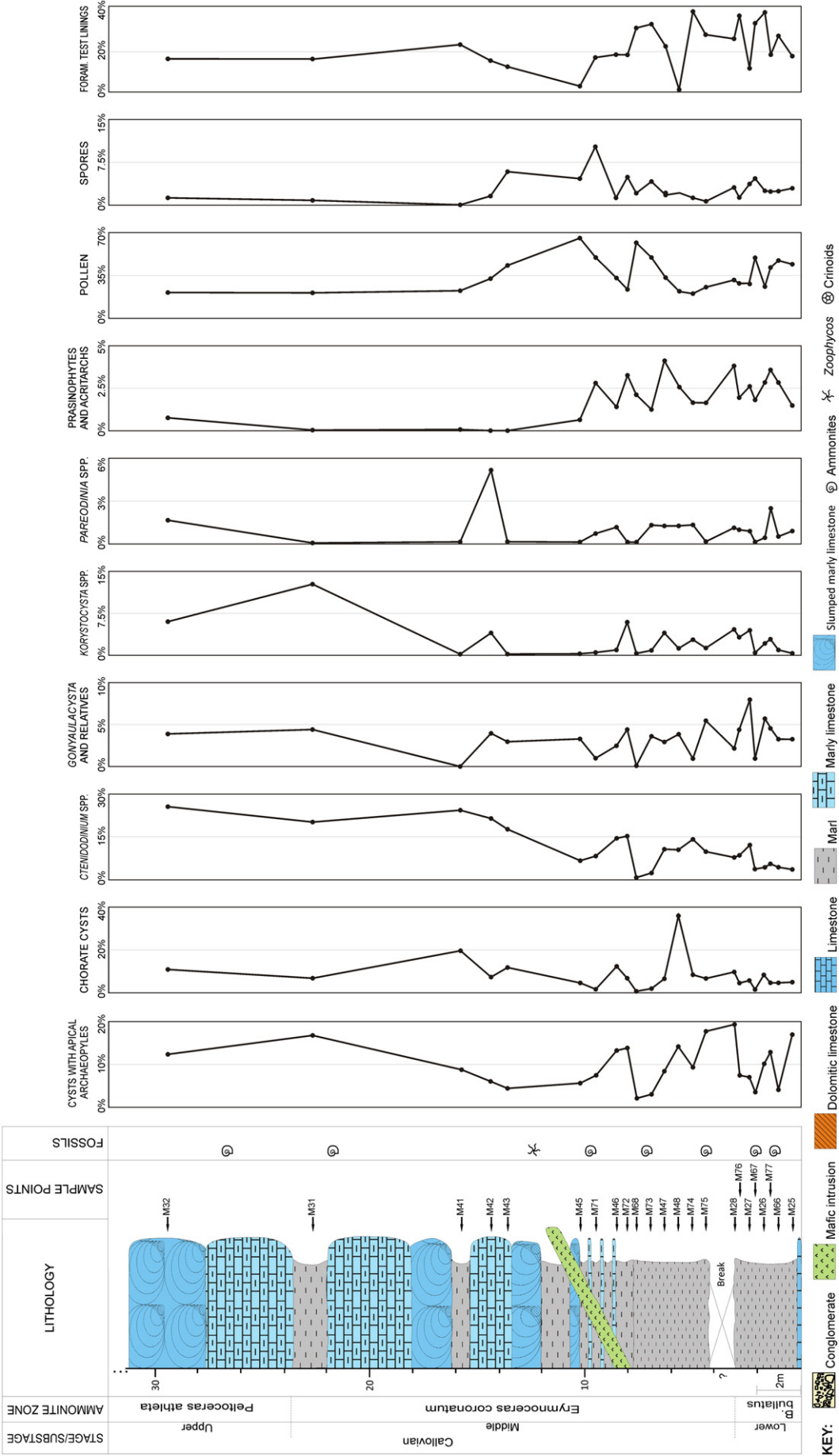


Fig. 3. Lithological log of the Lower Callovian section at Telheiro Quarry, southeast of Loulé in the Algarve Basin, modified from Marques and Rocha (1988a, fig. 1) with sample positions of the 10 main palynomorph groups, expressed as percentages of the overall palynoflora, are illustrated. Note that samples TL20 to TL31 inclusive are palynologically barren.



microplankton is the dominant Lower Callovian lithotype. The Middle Callovian strata comprise interbedded limestones and marls which are overlain by Late Callovian limestones. These Middle and Upper Callovian limestones and marls were deposited during a major regressive episode that culminated in an unconformity at the Callovian–Oxfordian transition. This hiatus represents a major regional erosional event which was developed in all the Mesozoic basins of Iberia (Mouterde, 1971). A complete Callovian succession is only exposed in the Sagres area in the Western Algarve Subbasin, whereas in the Eastern Algarve Subbasin only the Lower Callovian is preserved (Marques and Rocha, 1988b).

The Jurassic biotas of the Algarve Basin are dominantly of Tethyan affinity. The presence of Tethyan faunas, the abundance of phylloceratid ammonites and the absence of Boreal forms indicate that the Algarve Basin lies within the Submediterranean Province of the Tethyan Realm (Azerêdo et al., 2003; Marques and Rocha, 1988a,b; Rocha, 1976).

3. Material and methods

The 59 productive samples in this study were collected from a disused quarry at Telheiro, and from coastal outcrops at Mareta Beach and Baleeira Harbour (Figs. 1, 2). The successions sampled at Telheiro Quarry and Baleeira Harbour are entirely Lower and Upper Callovian respectively; the strata studied at Mareta Beach span the entire Callovian (Figs. 3–5). These three sections provide a transect throughout the Lower, Middle and Upper Callovian of the Algarve Basin. All the successions have been studied for ammonites, and the Bullatimorphites bullatus, Macrocephalites gracilis, Erymnoceras coronatum and Peltoceras athleta zones have been recognised (Figs. 3–5). The samples were prepared using standard palynological techniques, however the residues were not oxidised (e.g. Wood et al., 1996). All the residues were sieved with a 15 µm mesh sieve. The unused samples, aqueous residues, microscope slides and figured specimens are curated in the collections of the LGM/LNEG (Portuguese Geological Survey), S. Mamede Infesta, Portugal.

4. Palynology

In this section, the Callovian palynofloras from the three localities studied are described and interpreted. The three palynomorph datasets are presented as Tables 1–3, and quantitative plots of ten palynomorph groups are depicted in Figs. 3–5. The palynomorphs recorded at and below species level are listed, with their respective author citations, in Appendix 1. Selected dinoflagellate cysts are illustrated in Plates I and II. All other dinoflagellate cysts mentioned, with author citations, are included in Appendix 2.

Generally, dinoflagellate cyst associations of moderate diversity dominate the palynomorph associations. These assemblages include large proportions of *Ctenidodinium* spp., the *Ellipsoidictyum/Valensiella* group, *Impletosphaeridium* spp., indeterminate chorate cysts, indeterminate dinoflagellate cysts, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Korystocysta* spp., *Meiourogonaulax* spp., *Pareodinia ceratophora* and *Sentusidinium* spp. throughout. *Adnatosphaeridium caulleryi*, *Batiacasphaera* spp., *Endoscrinium acroferum*, *Epiplosphaera gochtii*, *Mendicodinium groenlandicum*, *Rigaudella* spp., *Surculosphaeridium? vestitum*, *Systematophora* spp. and *Tubotuberella dangeardii* are also consistently present in lower proportions. Gymnospermous pollen (i.e. bisaccate pollen, *Callialasporites* spp., *Classopollis classoides*, *Exesipollenites* spp. and *Perinopollenites elatoides*) and foraminiferal test linings are also present in significant proportions. Acritarchs, prasinophytes and pteridophyte spores proved relatively sparse (Figs. 3–5, Tables 1–4).

In terms of the overall dinoflagellate cyst biostratigraphy, the occurrences of forms such as *Endoscrinium acroferum*, *Gonyaulacysta eisenackii*, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Meiourogonaulax*

spp., *Mendicodinium groenlandicum*, *Pareodinia ceratophora*, *Rigaudella* spp., *Surculosphaeridium? vestitum*, *Systematophora* spp., *Tubotuberella dangeardii* and *Wanaea acollaris* are typical of the Callovian of the Northern Hemisphere (Riding, 2005; Riding and Thomas, 1992; Riding et al., 1999). However, the abundances of the *Ellipsoidictyum/Valensiella* group and the closely-related genera *Ctenidodinium* and *Korystocysta* are far more typical of the Bathonian in northern Europe (Gocht, 1970; Riding et al., 1985). Furthermore, the chorate genus *Systematophora* was recovered throughout (Tables 1–3). Most reports of this genus are Oxfordian and younger, and the reports from the Bathonian and Callovian of the Algarve Basin are among the oldest records known (Borges et al., 2011). The acritarch, pollen/spore and prasinophyte assemblages observed are also consistent with the Middle Jurassic (Guy-Ohlson, 1986, 1989).

The presence of diverse marine microplankton throughout is indicative of a consistent open marine depositional setting. Terrestrial palynomorphs (pollen/spores) are also present; these were transported into the marine realm via water and wind transport. *Classopollis classoides* was recorded in significant proportions throughout all three successions studied. This pollen genus is interpreted as having been produced by a warmth-loving plant. Their abundance declined sharply with palaeolatitude, they were tolerant of semiarid conditions and they lived in both low-lying and upland settings (Quattrocchio et al., 2011; Traverse, 2007).

4.1. Telheiro Quarry

Thirty one samples were studied from the Lower Callovian marls and limestones of a large disused quarry at Telheiro, on the northern slope of Guilhim Hill, northwest of Estoi in the Eastern Algarve Subbasin (Figs. 1–3). Thirteen of these samples yielded palynofloras of variable diversity. The remaining eighteen proved barren of palynomorphs. The productive samples are all from the lowermost part of the succession, assigned to the Bullatimorphites bullatus Zone by Marques and Rocha (1988a). The latter authors reported that the ammonite faunas indicate that the succession is referable to the Bullatimorphites bullatus (= *Macrocephalites macrocephalus*) and *Macrocephalites gracilis* zones of the Tethyan/Submediterranean scheme (Fig. 3). The *Reineckeia rehmanni* (= *Reineckeia grossouvrei*) and the *Reineckeia pictava* subzones of the *Macrocephalites gracilis* Zone were also recognised by Marques and Rocha (1988a, fig. 1). The Bullatimorphites bullatus and *Macrocephalites gracilis* zones are broadly equivalent to the *Macrocephalites herveyi* and *Proplanulites koenigi* zones of northwest Europe respectively (Ogg, 2004, fig. 18.1).

Prominent dinoflagellate cysts include the *Ctenidodinium sellwoodii* group, *Ctenidodinium* spp., the *Meiourogonaulax caytonense* group and *Meiourogonaulax* spp. (Fig. 3, Table 1). The range bases of *Ctenidodinium ornatum*, consistent *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Korystocysta pachyderma*, *Rigaudella* spp. and *Surculosphaeridium? vestitum* in this succession are indicative that this succession is no older than Early Callovian by comparison with elsewhere in Europe (Riding, 2005; Woollam, 1980). *Endoscrinium acroferum* was observed between samples TL17 and TL4 (Table 1). This species ranges from the Late Bathonian to the Late Callovian (Prauss, 1989; Riding et al., 1985).

Species of *Ctenidodinium* declined in relative abundance up-section, and cysts with apical archaeopyles and chorate cysts peaked in sample TL8. The maxima of *Gonyaulacysta* and relatives, *Korystocysta* spp., *Pareodinia* spp., prasinophytes and acritarchs, and pollen are all within the middle of the succession, between samples TL12 and TL10. The relative abundances of foraminiferal test linings and spores do not exhibit any major perturbations or definite trends (Fig. 3).

The association is of low diversity compared to coeval floras recorded elsewhere. Some species characteristic of the Early Callovian in northern Europe such as *Aldorfia aldorfensis*, *Chytroisphaeridia hyalina*, *Ctenidodinium combazii*, *Impletosphaeridium varispinosum*, *Meiourogonaulax valensii*, *Nannoceratopsis pellucida*, *Pareodinia*

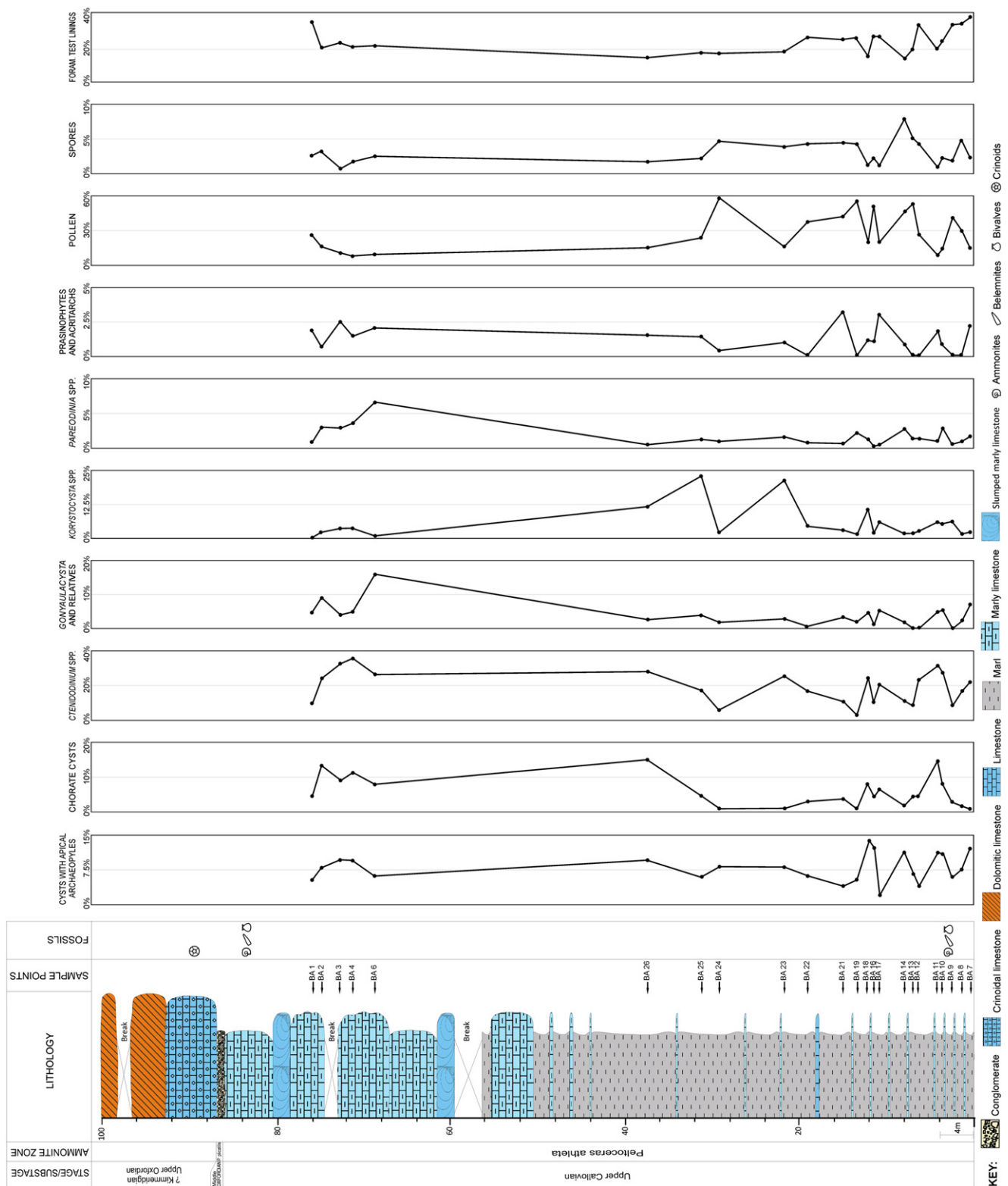


Table 2

The palynomorph assemblages from the Lower to Upper Callovian section at Mareta Beach, south of Sagres in the Western (Sagres) Subbasin of the Algarve Basin. The numbers represent the percentages of the respective taxon within the overall palynoflora. Pras. = prasinophytes. Var. = various.

Substage		Samples		Dinoflagellate cysts														Pras. Acritarchs			Pollen					Spores			Var.						
Upper Callovian	M32	0.4	9.2	0.4	1.6	110	12.9	0.8	0.8	0.8	2.7	1.2	5.1	0.8	5.5	2.4	1.6	3.1	0.8	1.6	0.8	1.2	3.1	2.0	7.5	2.7	4.7	0.8	0.4	15.7					
	M31		4.5		20.7		1.8		0.9		4.5		7.2		7.2		0.9	1.8	5.4			1.8	5.4		7.2		7.2	0.9		15.3					
	M41	4.5	6.8		114	13.6									9.1									15.9		6.8		22.7		22.7					
	M42				3.9	18.2			1.3			3.9										1.3			5.2	11.7	2.6	13.0	1.3	15.6					
	M43				4.5	13.4					3.0					3.0	1.5	5.2				7.5	1.5		9.0	19.4	4.5	3.0	6.0	11.9					
	M45		2.6		5.3	1.3	0.7	2.0	0.7							3.3	0.7	2.0				1.0	11.2	7.2	5.9	26.3	9.2	7.2		1.3	1.3				
	M71	0.3	1.0	1.0	5.1	3.5	1.9	0.6	0.3							3.5	0.6	0.6				1.0	1.3	0.6	5.1	2.2	1.0	18.4	7.9	15.2	5.7	3.5	0.3		
	M77	1.4	5.8		9.6	3.8	3.4				1.9	0.5				8.7	0.5	1.4	3.8	1.4		1.0	0.5	2.4	1.9	1.0	2.9	10.6	6.7	9.6	1.0	0.5	17.8		
	M72		3.9		9.9	6.1	1.1	1.9	0.6							5.5	4.7	1.1	1.9	0.6		0.6	1.9	0.8	1.4	2.8		13.8	6.1	2.8	0.3	0.3	1.9	17.4	
	M68					0.7										0.7	0.7					0.7	1.4	3.5	2.8	5.0	19.9	18.4	13.5		2.1	29.8			
M73		1.6		1.6	1.0					0.7	2.0	1.0			3.2	1.9	1.3	0.7	1.0		0.3	1.0	2.0	2.3	2.3	17.3	17.9	9.1	1.6	1.0	1.0	31.9			
M47	1.0	3.2		1.0	10.2	1.0	1.0	0.7	0.6		2.2		3.8		4.2	1.5	0.4	1.1	3.8	5.7	1.9	0.8	1.1	1.1		2.7	7.2	8.0	6.1	1.9	0.8	21.3			
M48	3.4	13.3		9.8	1.1	1.5				1.9	1.1		15.9	1.1	4.2	1.5	0.4	1.1	3.8	5.7	1.9	0.8	0.8	1.9	1.1		2.7	7.2	8.0	6.1	1.9	0.8	0.8		
M74	1.3	7.2		0.9	10.2	3.8	0.4			0.9			2.6		3.8	1.7	1.3	3.4	0.4		1.7		3.0	0.9		9.4	4.7	3.0		0.4	0.9	38.3			
M75	0.3	0.6		0.8	9.6		2.3	1.0	4.5			3.9			7.4	0.6	0.6	6.4	1.0		1.3	1.0		0.6	0.3	0.6	1.0	1.3	7.7	10.6	3.9	0.6	27.3		
M28	0.8	2.1	0.3	7.5	0.5					1.8	0.8	5.9	3.9		3.6	2.3	1.0	1.0		1.0	0.5	0.3	2.3	1.5	1.5	1.0	0.3	0.5	11.1	14.9	4.1	1.3	0.8	0.8	25.7
M76	0.3	0.7	3.3	5.9	2.9	0.7	0.3	0.3		2.9	0.7	2.9			3.9	2.0	1.3	1.0		1.3	0.7	1.0	0.3	0.7	1.6	1.0	0.7	1.3	11.7	8.5	5.2	1.0	0.3	35.8	
M27	1.8	3.1	0.4	12.3		0.4	4.0			5.7	0.9	4.4			0.4	10.6	2.2	1.3	0.9		1.3	1.3	0.4	0.9	1.3	1.8	0.9	1.8	2.2	9.3	10.1	3.5	1.8	0.9	11.5
Lower Callovian	M67	1.9	1.4	4.2						0.9					0.9	0.9			0.9		0.9	0.9	2.3	2.3	3.3	16.7	19.1	6.5	3.3	1.4	32.1		32.1		
	M26	0.4	5.0	4.2	4.2		1.5	1.1	3.8	2.3	1.9				3.4	1.9	0.8	0.4	1.9	0.4	0.8	1.9	1.5	1.5	9.2	9.6	3.8	1.9	1.4	37.5		37.5			
	M77	2.8	2.4	5.7	2.8	2.4	1.2	2.4	2.4	2.4	2.4				5.3		2.4	2.8		0.8	2.4	0.8	0.4	2.8	22.3	11.3	5.7	2.0	0.4	18.2		18.2			
	M66	0.8	1.2	2.9	2.1	0.8	1.3	0.8	2.1	2.9	0.8					0.4		0.4	0.8	0.4	0.4	1.2	0.8	1.2	0.8	1.2	1.7	19.5	16.6	8.3	0.8	0.8	0.8	26.6	
	M25	1.1	0.7	4.1		0.8	2.3	1.5	2.2	1.1	1.5				10.4	1.1	1.5	0.7		0.7	1.1	0.4	0.7	0.4	0.4	1.9	4.5	0.8	1.9	16.4	14.9	4.9	2.2	0.7	17.9

Table 3
The palynomorph assemblages from the Upper Callovian of Baleeira Harbour, south of Sagres in the Western (Sagres) Subbasin of the Algarve Basin. The numbers represent the percentages of the respective taxon within the overall palynoflora. Pras. = prasinophytes, Var. = various.

[illegible]

prolongata, *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Sirmiodinium grossii* and *Wanaea acollaris* were not recorded.

4.2. Mareta Beach

The Jurassic succession exposed in marine cliff sections at Mareta Beach, south of Sagres in the western Algarve Subbasin, comprises over 140 m of Upper Bajocian to ?Upper Oxfordian/Kimmeridgian limestones and marls (Borges et al., 2011, fig. 4; Choffat, 1887; Rocha, 1976). The palynology of 14 productive samples from the Callovian of this succession was previously studied by Borges et al. (2011). In this study, the palynology of 23 samples from the Lower, Middle and Upper Callovian of Mareta Beach was examined; these substages are assigned to the Bullatimorphites bullatus, Erymnoceras coronatum and Peltoceras athleta zones respectively (Figs. 2, 4). In this study, 10 additional samples (i.e. M66–M77, excluding M70) are included which were not studied by Borges et al. (2011) (Figs. 2, 4).

Prominent dinoflagellate cysts include the *Ctenidodinium sellwoodii* group, *Ctenidodinium* spp., indeterminate chorate cysts, *Korystocysta gochti* and the *Meiourogoniaulax caytonense* group (Fig. 4, Table 2). The occurrences of consistent *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, and prominent *Meiourogoniaulax caytonense* group are typical of the Callovian (Riding and Thomas, 1992). Furthermore, the range bases of *Ctenidodinium ornatum*, *Gonyaulacysta eisenackii*, *Korystocysta pachyderma*, *Liesbergia liesbergensis*, *Mendicodinium groenlandicum* and *Surculosphaeridium? vestitum*, and the range top of *Endoscrinium acroferum* in this succession indicate that this succession is Callovian by comparison with elsewhere in Europe (Berger, 1986; Prauss, 1989; Riding and Thomas, 1997).

Impletosphaeridium varispinosum ranges from samples M25 and M72 and spans the Lower and Middle Callovian (Fig. 4, Table 2). This species is typically Early Callovian (Riding, 1987), but has been recorded from the Late Callovian of Russia (Riding et al., 1999). The range base of *Ctenidodinium ornatum* in sample M75 close to the base of the Middle Callovian (Table 2) is coeval with this datum in northern Europe (Berger, 1986). The Middle Callovian to earliest Oxfordian marker *Liesbergia liesbergensis* was found in sample M27 from the Lower Callovian (Borges et al., 2011). This is a rare species and its full range may not be fully known. *Endoscrinium acroferum* was encountered in the Middle Callovian (samples M47 to M45). This species has been recorded from the Late Bathonian and Callovian (Prauss, 1989; Riding et al., 1985). *Gonyaulacysta eisenackii* is confined to sample M73 in the Middle Callovian. The range base of this distinctive species is normally of Middle Callovian age in northern Europe (Berger, 1986; Riding, 2005; Riding and Thomas, 1997). *Rhynchodiniopsis? regalis* was noted in sample M47 in the Middle Callovian (Borges et al., 2011). This species is known from the Late Bajocian and Bathonian of northern Europe (Prauss, 1989; Riding et al., 1985), hence this material may be reworked. The occurrence of *Wanaea acollaris* in the Middle Callovian (sample M45) is consistent with other reports. This species is especially common in the Callovian (Riding, 2005), but may be present in the Bajocian and Bathonian (Riding and Helby, 2001a). *Ctenidodinium cornigerum* was recorded in samples M46 and M32 (Middle and Upper Callovian). This taxon has been recorded from the underlying Lower Bathonian in this section (Borges et al., 2011, Table 1) and the Bajocian and Bathonian interval elsewhere (Jan du Chêne et al., 1985). It was deemed to be Tethyan in affinity by Jan du Chêne et al. (1985).

The relative abundances of the six major dinoflagellate cyst groups fluctuated sharply in the Lower and Middle Callovian of Mareta Beach. Chorate cysts peaked in samples M48 and M43 which may be indicative of proximal marine conditions (Sluijs et al., 2005), and there is a major peak of *Pareodinia* spp. in sample M42. *Ctenidodinium* spp. and *Korystocysta* spp. increased slightly in relative proportions up-section, but other than that, no major trends were discerned. The relative abundances of foraminiferal test linings fluctuated

markedly with no apparent overall trend. Pollen and spores are especially abundant between samples M68 and M43 (Fig. 4).

The Callovian dinoflagellate cyst assemblages from Mareta Beach are of markedly lower diversity in comparison with coeval palynofloras in northern Europe (Table 1). In northwest Europe the Callovian was a time of rapidly increasing diversity, with many inceptions occurring in the Middle and Late Callovian (e.g. Riding, 1987, fig. 4; Riding, 2005, figs. 3, 4). Many of these forms which have inceptions in the Middle to Late Callovian throughout northern Europe are absent in the Algarve Basin. These include *Chytroisphaeridia cerastes*, *Clathroctenocystis asaphes*, *Compositosphaeridium? polonicum*, *Endoscrinium galeritum*, *Fromea tornatilis*, *Kalyptea stegasta*, *Limbodinium absidatum*, *Rigaudella aemula*, *Sirmiodiniopsis orbis*, *Stephanelytron* spp., *Trichodinium scarburghense* and *Wanaea thysanota*.

4.3. Baleeira Harbour

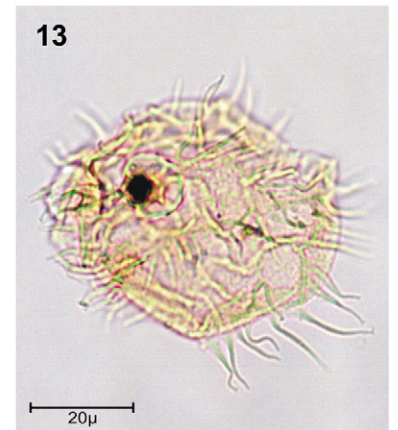
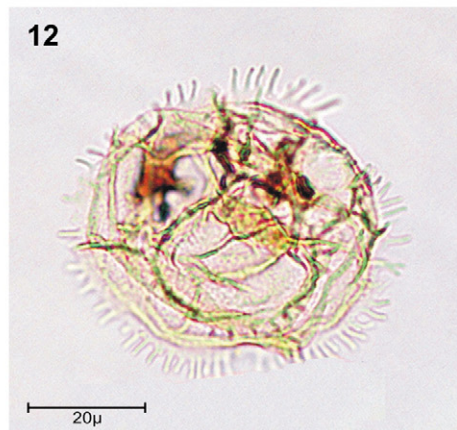
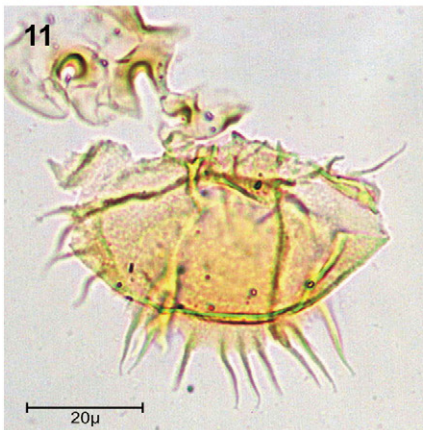
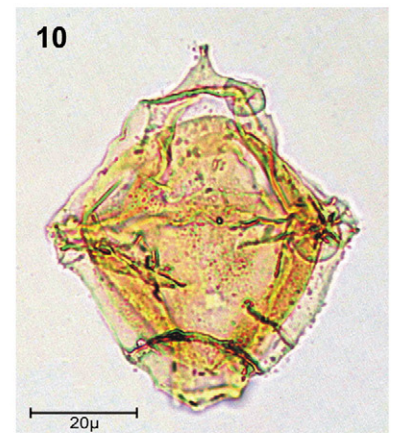
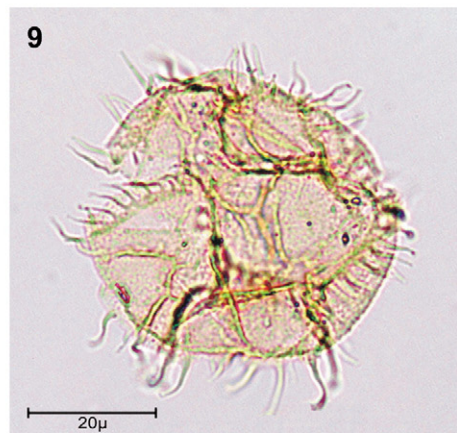
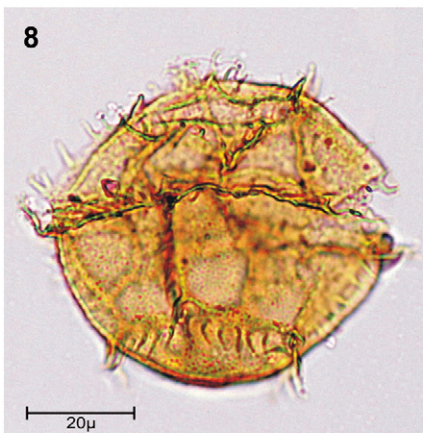
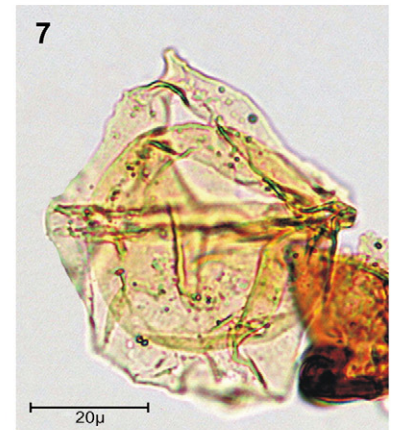
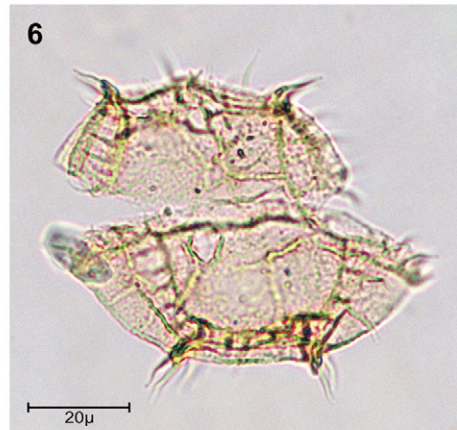
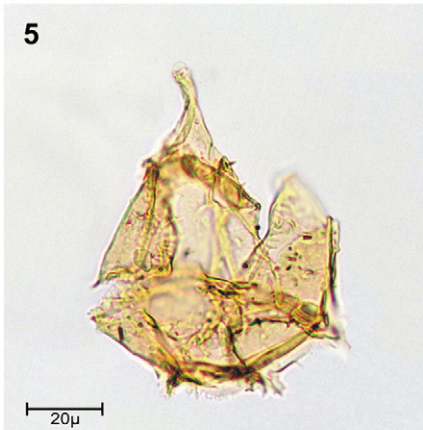
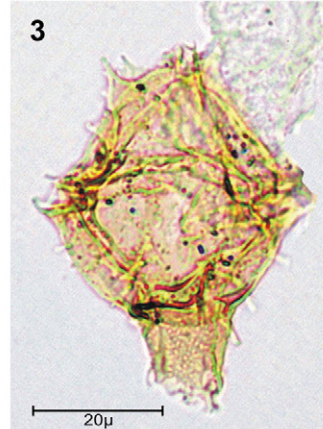
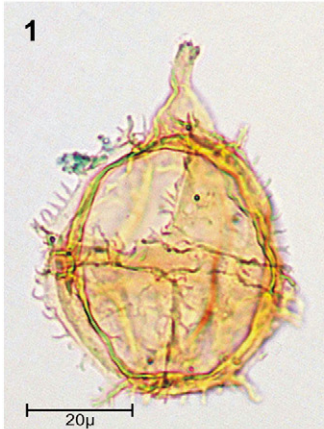
The section exposed in cliffs at Baleeira Harbour, east of Sagres in the western Algarve Subbasin, comprises an expanded (ca. 90 m) Upper Callovian succession of interbedded marls and limestones overlain by thick limestones (Figs. 2, 5). The section has been assigned entirely to the Peltoceras athleta Zone (Rocha, 1976). Palynomorph assemblages from 23 productive samples, from a total of 31, were studied herein (Fig. 5, Table 3).

The *Ctenidodinium sellwoodii* group, *Ctenidodinium* spp., *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, indeterminate chorate cysts, *Korystocysta gochti*, the *Meiourogoniaulax caytonense* group and *Meiourogoniaulax* spp. proved consistently prominent throughout this section (Fig. 5, Table 3). The presence of *Ctenidodinium ornatum*, *Korystocysta pachyderma* and *Rigaudella* spp. is consistent with a Late Callovian age by comparison with elsewhere in Europe (Riding and Thomas, 1997). The key bioevents are the range top of *Ctenidodinium continuum* (sample BA3) and the single occurrence of *Gonyaulacysta centricornata* (sample BA10), which are consistent with a Late Callovian age. The inception of *Gonyaulacysta centricornata* is close to the Middle–Late Callovian transition (Riding, 1983, 1987, 2005; Riding and Thomas, 1997). The apparent extinction of *Ctenidodinium continuum* is typically latest Callovian in northern Europe (Riding, 1987; Riding et al., 1999; Woollam, 1980). *Ctenidodinium cornigerum* was observed throughout the succession. This study represents the first Callovian reports of this Tethyan species (Jan du Chêne et al., 1985). The Upper Callovian marine palynofloras from Baleeira Harbour are of relatively low diversity when compared to their coeval counterparts from northwest Europe (Table 1). The Late Callovian was a time of extremely rapidly increasing dinoflagellate cyst diversity in England, Germany and Scotland. Many northern European Late Callovian markers are absent at Baleeira Harbour (see Section 4.2).

The relative proportions of the six groups of dinoflagellate cysts proved highly variable in the lowermost 16 m (samples BA7 to BA21). Chorate cysts and *Ctenidodinium* spp. were especially common in samples BA10 and BA11. Similar peaks in relative dinoflagellate cyst abundance are present in BA7, BA18, BA23, BA25 and BA6. There was less variability above sample BA21; this probably reflects sample spacing. However *Gonyaulacysta* and relatives and *Pareodinia* exhibit their maxima in sample BA6. The four non-dinoflagellate cyst palynomorph groups exhibit similar trends. These are also highly variable in the lowermost 16 m, but are otherwise relatively uniform (Fig. 5).

5. Comparison of the Callovian marine palynofloras of the Algarve Basin with coeval assemblages

In this section, the Callovian dinoflagellate cysts from the Algarve Basin are compared with other reports from southern Europe, from northern Europe and adjacent areas, and from other regions such as the Arctic and Australasia.



5.1. Southwest Europe

There are few published data on the marine Callovian palynofloras from southwest Europe. Davies (1985) and Smelror et al. (1991) studied marine palynofloras from the Lower, Middle and Upper Callovian of Portugal and Spain. Davies (1985) examined a single sample from the undifferentiated Callovian of the Brenha Road section in the Lusitanian Basin, central western Portugal. This horizon proved extremely sparse with only *Korystocysta pachyderma* present.

Smelror et al. (1991) worked on the lowermost Callovian of Cape Mondego in the Lusitanian Basin of Portugal, and the Lower to Upper Callovian strata at Aguilón and Tosos in northeast Spain. The material from Cape Mondego is of moderate diversity (Smelror et al., 1991, fig. 7). The marine palynofloras are very similar to their counterparts in the Algarve Basin with chorate cysts, the *Ctenidodinium sellwoodii* group, *Ellipsoidictyum* spp., *Meiourogoniaulax* spp. and *Sentusidinium* spp. all prominent, together with lower abundances of *Chytroisphaeridia chytroides*, *Ctenidodinium continuum*, *Gonyaulacysta eisenackii*, *Gonyaulacysta jurassica* and *Tubotuberella dangeardii*. However, these authors recorded taxa which are apparently absent in the Algarve Basin including *Chlamydothorella* spp., *Compositosphaeridium? polonicum*, *Kalypteia stegasta* and *Stephanelytron* sp. This may reflect more open marine conditions in the Lusitanian Basin. By contrast, the Spanish material of Smelror et al. (1991) is very similar to the coeval dinoflagellate cysts of the Algarve basin. The material from northeast Spain is of low diversity with abundant chorate cysts, the *Ctenidodinium sellwoodii* group, *Meiourogoniaulax* spp. and *Sentusidinium* spp., alongside accessory species typical of southern Portugal (Smelror et al., 1991, figs. 3–5).

Smelror and Leereveld (1989) studied the Late Bathonian to Early Oxfordian of Mt. Crussol in southeast France. The dinoflagellate cyst associations recovered are relatively diverse and are entirely typical of northern Europe, North Africa, Eastern North America and the Middle East. The majority of the key marker taxa are present. This supports the contention that the Algarve Basin was a restricted depocentre during the Jurassic, and furthermore indicates that the low diversity floras in southern Portugal are not simply due to latitudinal control.

5.2. Northern Europe and adjacent areas

In Section 4, it was stated that the Callovian dinoflagellate cyst floras of northern Europe and adjacent regions (i.e. North Africa, North America and the Middle East) are typically of relatively high diversity in comparison to the Algarve Basin. Forms such as *Fromea tornatilis*, *Nannoceratopsis pellucida*, *Rhynchodiniopsis cladophora* and *Rigaudella aemula* are present throughout the Callovian of northern Europe, but have not been recorded from the Algarve Basin. In northern Europe and adjacent areas, diversity increased rapidly throughout the Callovian. Marker taxa such as *Aldorfia aldorfensis*, *Chytroisphaeridia hyalina* and *Meiourogoniaulax valensii* in the Early Callovian, and *Kalypteia stegasta*, *Scriniodinium crystallinum*, *Trichodinium scarburghense*

and *Wanaea thysanota* in the Middle and Late Callovian are apparently absent in the Algarve Basin. This is especially noteworthy as many key typically Callovian taxa such as *Endoscrinium galeritum*, *Nannoceratopsis pellucida*, *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Scriniodinium crystallinum* and *Stephanelytron* spp. have extremely wide geographical distributions due to the presence of wide, open seaways at this time (Bujak and Williams, 1977; Conway, 1990; Helby et al., 1987; Johnson and Hills, 1973; Pocock, 1972; Riding and Fensome, 2002; Riding et al., 1999; Thusu et al., 1988).

5.3. The Arctic, South America and Australasia

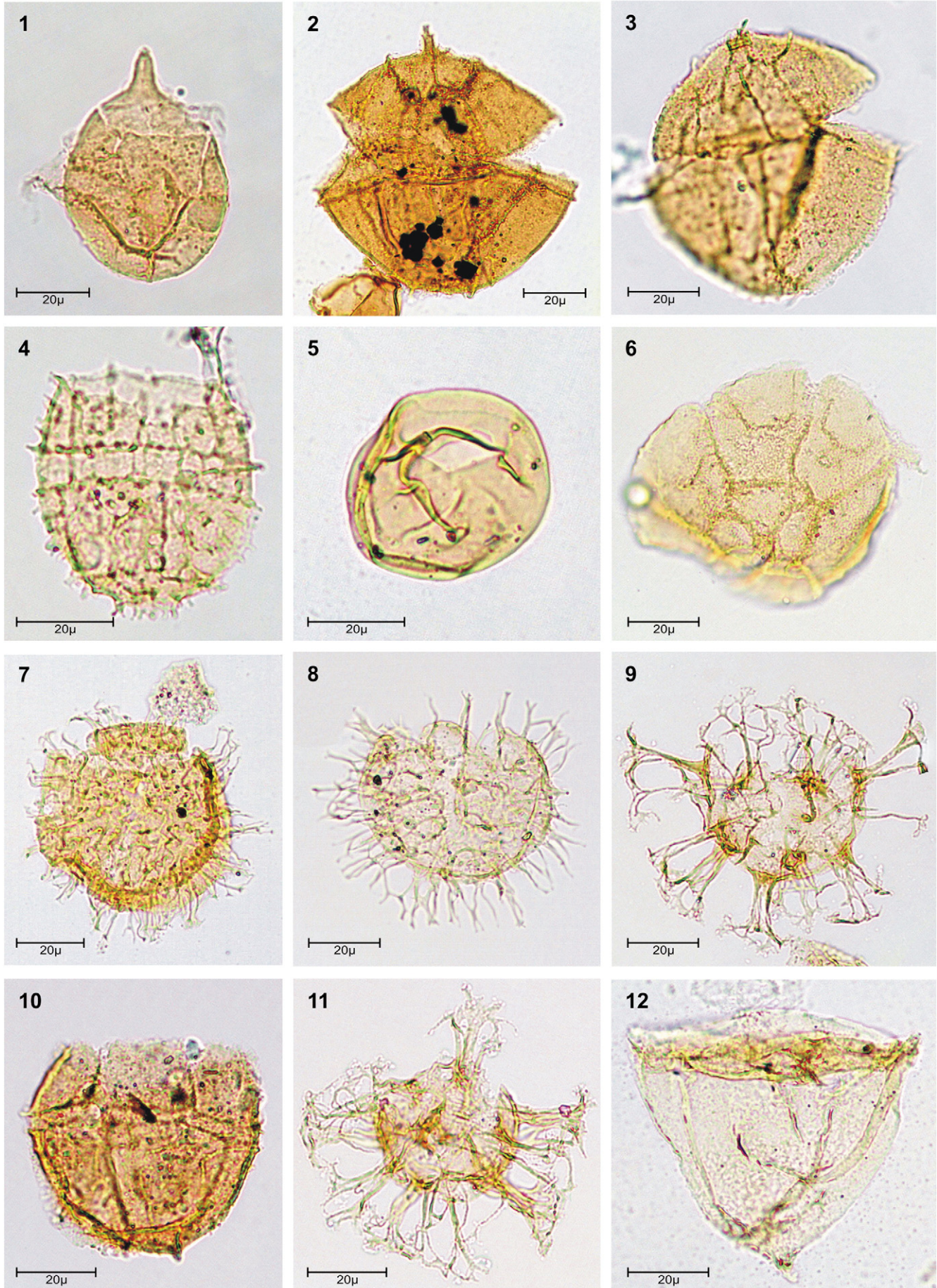
The majority of published data on Callovian dinoflagellate cyst floras are from northwest Europe and the immediately adjacent regions. However there are key publications on regions such as the Arctic, South America and Australasia which allow comparisons to be made, and to allow assessments of global provincialism at this time.

There are several relevant studies on the Callovian palynology of the Arctic region. The Callovian strata of areas close to the Viking Corridor such as the Barents Sea, Arctic Canada, East Greenland, Arctic Russia and the Svalbard archipelago generally yield moderately diverse and rich marine palynofloras which are similar in character to coeval assemblages from northwest Europe (Bjaerke, 1977, 1980; Davies, 1983; Johnson and Hills, 1973; Piasecki et al., 2004; Poulsen, 1985; Riding et al., 1999; Smelror, 1987, 1988a,b; Smelror and Below, 1992). However, some endemic Arctic taxa are present and these include *Evansia dalei*, *Evansia perireticulata*, *Paraevansia brachythelisi*, *Lacrymodinium warrenii*, *Paragonyaulacysta calloviensis*, *Paragonyaulacysta retiphragmata*, *Valvaeodinium leneae* and *Valvaeodinium thereseae*. *Chytroisphaeridia* spp., *Paragonyaulacysta* spp., *Pareodinia* and its relatives, and *Valvaeodinium* spp. were both diverse and prominent at high northerly palaeolatitudes at this time. These associations comprise the Arctic phytoprovince (Fig. 6). It seems clear that dinoflagellate cyst diversity increased during the Middle and Late Callovian in the Arctic region, as it does in the Subboreal Realm further south, and that the maximum provincialism was attained during the Early Callovian. There were effective marine connections between northwest Europe and the Arctic throughout the Callovian (Larsen, 1987; Ziegler, 1982). Hence dinoflagellates could be passively dispersed between the Tethyan and Boreal Realms. Any provincialism at this time was most likely due to the preferences of taxa in terms of current characteristics, nutrient availability and temperature.

Riding et al. (2011) investigated the Upper Callovian Lotena Formation of the Neuquén Basin, Argentina and found that the assemblages are of northwest European affinity. Endemic and typically Australasian forms are entirely absent. These authors postulated that some open marine connection between the shallow marine western Tethys and the Neuquén Basin existed during the Late Callovian. This connection was interpreted as being via the Hispanic Corridor, a seaway which passed through Central America, with the

Plate I. Selected dinoflagellate cysts from the Lower, Middle and Upper Callovian of Baleeira Harbour, Mareta Beach and Telheiro Quarry in the Algarve Basin, southern Portugal. All specimens are housed in the collections of the LGM/LNEG (Portuguese Geological Survey), S. Mamede Infesta, Portugal. The sample number, slide number and England Finder coordinates are provided.

- 1, 2, 5. *Gonyaulacysta jurassica* (Deflandre 1938) Norris & Sarjeant 1965 subsp. *adecta* Sarjeant 1982. 1 – Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA25, slide 2, N25/2. 2 – Telheiro Quarry, Lower Callovian, sample TL10, slide 1, R25/4. 5 – Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA26, slide 1, Q15/3.
- 3, 4. *Tubotuberella dangeardii* (Sarjeant 1968) Stover & Evitt 1978. 3 – Mareta Beach, Lower Callovian, sample M27, slide 1, N65/3. 4 – an elongate, spinose specimen from Telheiro Quarry, Lower Callovian, sample TL10, slide 2, N45/4.
- 6, 8. *Ctenidodinium sellwoodii* (Sarjeant 1975) Stover & Evitt 1978 group. 6 – Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA10, slide 2, S15. 8 – Telheiro Quarry, Lower Callovian, sample TL10, slide 1, O41.
- 7, 10. *Endoscrinium acroferum* (Prauss 1989) Riding & Fensome 2002. 7 – Telheiro Quarry, Lower Callovian, sample TL12, slide 1, K23/2. 10 – Telheiro Quarry, Lower Callovian, sample TL17, slide 1, K35/1.
- 9, 13. *Ctenidodinium cornigerum* (Valensi 1953) Jan du Chêne et al. 1985. 9 – Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA23, slide 1, T13/4. 13 – Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA10, slide 1, W40.
11. *Ctenidodinium ornatum* (Eisenack 1935) Deflandre 1938. Mareta Beach, Middle Callovian, sample M47, slide 1, D54.
12. *Ctenidodinium continuum* Gocht 1970. Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA24, slide 1, N32.



palynofloras being dispersed in a southwest direction by the circum-Tropical Marine Current (Irrurralde-Vinent, 2003). However the currents operating in the eastern Pacific during the Middle Jurassic would most likely to have flowed south to north, like the modern Humboldt (Peru) current (Penven et al., 2005). Despite this, the similarities between the dinoflagellate cyst assemblages of the Neuquén Basin and Europe are consistent with the distribution of other marine biotas and marine facies belts.

The most profound Callovian dinoflagellate cyst provincialism was between Northern Europe and adjacent areas, and Australasia. Callovian dinoflagellate cyst associations from Australia, New Zealand and surrounding regions are dominated by endemic taxa such as *Ternia balmei*, and species described by, for example, Riding and Helby (2001b) and Mantle (2005, 2009a,b). These floras define the Austral Callovian phytoprovince (Fig. 6). Diversity increased during the Callovian, however the stratigraphical succession in the Southern Hemisphere appears to be significantly different in terms of taxonomic spectrum to that in northwest Europe and surrounding areas (see Helby et al., 1987, fig. 15). Some cosmopolitan taxa are present in Australia and surrounding regions; these include *Chytroisphaeridia chytroides*, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Mendicodinium groenlandicum*, *Nannoceratopsis pellucida*, *Pareodinia ceratophora*, *Rhynchodiniopsis cladophora*, *Rigaudella aemula* and *Tubotuberella dangeardii* (see Mantle, 2009a,b; Riding et al., 2010). Davey (1987, figs. 6, 14) described Callovian marine palynofloras from Papua New Guinea, and these are of far more reminiscent of coeval Northern Hemisphere floras. This provincialism cannot be fully evaluated at present because the geographical extents of the endemic Austral Callovian species throughout areas to the north and west such as China and India are not fully understood.

5.4. Synthesis

Based on the review earlier, the Callovian dinoflagellate cyst floras of the world can be subdivided into the Arctic, Mid Latitude and Austral Callovian phytoprovinces. The extents of these floral realms are illustrated in Fig. 6. The control on these phytoprovinces appears to be largely due to palaeoecological preferences (assumed to be chiefly sea surface temperature and nutrient levels) because of the extensive open marine connections which operated at this time. Despite this, many taxa (e.g. *Gonyaulacysta jurassica*, *Nannoceratopsis pellucida* and *Rigaudella aemula*) are cosmopolitan, but the Arctic and Austral phytoprovinces are characterised by key endemic polar forms. More detailed research, especially in East Africa, southeast Asia, India, Indonesia and Madagascar will refine our understanding of this provincialism. The Callovian marine microplankton floras from the Algarve Basin described here clearly lie within the Mid Latitude phytoprovince. However, the diversity is markedly lower than in surrounding areas such as North Africa, Eastern Canada and France. This is explained here as resulting from the highly enclosed and restricted nature of the Algarve Basin (see Section 6).

6. Overview of the Callovian palynofloras of the Algarve Basin

A composite range chart of selected Callovian dinoflagellate cysts from the Algarve Basin is presented as Table 4. This shows that the associations are consistently dominated by chorate cysts, the *Ctenidodinium sellwoodii* group, *Ctenidodinium* spp., the *Ellipsoidictyum/Valensiella* group, *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta*, *Korystocysta* spp., the *Meiourugonyaulax caytonensis* group, *Meiourugonyaulax* spp., *Pareodinia ceratophora*, *Sentusidinium* spp., *Surculosphaeridium? vestitum* and *Systematophora* spp. The majority of these are prominent throughout the Callovian of Europe (Riding et al., 1999; Woollam, 1980). Proximate and proximochorate gonyaulacoid forms generally predominate over chorate cysts; this is consistent with relatively deep water conditions (Sluijs et al., 2005).

Ctenidodinium ornatum, *Korystocysta pachyderma* and *Surculosphaeridium? vestitum* were found in all three sections, *Mendicodinium groenlandicum* was recorded at Mareta Beach and *Rigaudella* spp. were encountered at Baleeira Harbour and Telheiro Quarry. The range bases of all these forms are intra-Callovian. The presence throughout of consistent *Gonyaulacysta jurassica* subsp. *adecta* is also highly characteristic of the Callovian. The occurrences of *Endoscrinium acroferum* and *Impletosphaeridium varispinosum* in the Lower to Middle Callovian of Mareta Beach and Telheiro Quarry are also typical of this interval. *Gonyaulacysta eisenackii* was recorded from the Middle Callovian of Mareta Beach, which is consistent with the range base of this species elsewhere. In the Baleeira Harbour section, the occurrences of *Ctenidodinium continuum* and *Gonyaulacysta centricornata* are indicative of a Late Callovian age, which is consistent with the evidence from ammonites. *Ctenidodinium cornigerum* was encountered in the Middle and Upper Callovian at Baleeira Harbour and Mareta Beach. These records represent the youngest reports of this Tethyan taxon.

The 59 productive Callovian samples from the Algarve Basin studied herein have yielded relatively abundant dinoflagellate cyst assemblages of moderate diversity. They compare well in terms of taxonomic spectrum and relative proportions to those reported from the Iberian Peninsula by Smelror et al. (1991) and Borges et al. (2011), however are markedly less diverse than coeval floras from northern Europe. Borges et al. (2011) contended that the relatively low diversity nature of the Callovian dinoflagellate cyst assemblages from the Algarve Basin is due to the highly enclosed nature of this depocentre. The successions studied represent deposition in infralittoral neritic environments, possibly restricted bays which lack deep water circulation. The macrofaunas are dominated by nektonic and planktonic forms such as ammonites and belemnites; benthonic forms are very scarce or entirely absent (Rocha, 1976). Living cyst-producing dinoflagellates thrive and are most diverse in shallow shelfal environments, especially in estuarine-neritic settings, and many forms are adapted to unstable-unpredictable regimes (Wall et al., 1977). Despite this, it is contended that the relatively restricted nature of the Algarve Basin during the Callovian explains the low diversity dinoflagellate cyst associations.

Plate II. Selected dinoflagellate cysts from the Lower, Middle and Upper Callovian of Baleeira Harbour, Mareta Beach and Telheiro Quarry in the Algarve Basin, southern Portugal. All specimens are housed in the collections of the LGM/LNEG (Portuguese Geological Survey), S. Mamede Infesta, Portugal. The sample number, slide number and England Finder coordinates are provided. (see on page 52)

1. *Pareodinia ceratophora* Deflandre 1947. Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA10, slide 1, M14.
- 2, 3. *Korystocysta gochitii* (Sarjeant 1976) Woollam 1983. 2 — Mareta Beach, Lower Callovian, sample M27, slide 1, M51/3. 3 — Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA9, slide 1, U44/1.
4. *Epiplosphaera gochitii* (Fensome 1979) Brenner 1988. Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA9, slide 2, N24/3.
5. *Chytroisphaeridia chytroides* (Sarjeant 1962) Downie & Sarjeant 1965. Mareta Beach, Lower Callovian, sample M28, slide 1, K62/4.
6. *Korystocysta pachyderma* (Deflandre 1938) Woollam 1983. Mareta Beach, Upper Callovian, sample M32, slide 1, O14/3.
7. *Impletosphaeridium varispinosum* (Sarjeant 1959) Islam 1993. Mareta Beach, Lower Callovian, sample M27, slide 1, O31.
8. *Systematophora areolata* Klement 1960. Mareta Beach, Middle Callovian, sample M75, slide 1, Q7.
9. *Surculosphaeridium? vestitum* (Deflandre 1938) Davey et al. 1966. Telheiro Quarry, Lower Callovian, sample TL10, slide 1, Q42/1.
10. *Meiourugonyaulax caytonensis* (Sarjeant 1959) Sarjeant 1969 group. Baleeira Harbour, Upper Callovian, sample BA23, slide 1, R31/1.
11. *Adnatosphaeridium caulleryi* (Deflandre 1938) Williams & Downie 1969. Telheiro Quarry, Lower Callovian, sample TL10, slide 1, T30/4.
12. *Wanaea acollaris* Dodekova 1975. Mareta Beach, Middle Callovian, sample M45, slide 1, Q37/2.

Table 4
A semiquantitative compilation of the occurrences of 28 key dinoflagellate cyst taxa/groups throughout the Callovian of the Algarve Basin from the three successions studied herein. AB = abundant (>10%); C = common (5–10%); P = present (1–5%); R = rare (<1%). The taxa/groups which are in bold font have biostratigraphical significance.

Substage	Ammonite Zone																													
	Chorate cysts	<i>Chytroesphaeridia chytroides</i>	<i>Ctenidodinium continuum</i>	<i>Ctenidodinium cornigerum</i>	<i>Ctenidodinium ornatum</i>	<i>Ctenidodinium sellwoodii</i> group	<i>Ctenidodinium</i> spp.	<i>Ellipsoidictyum/Valensella</i> group	<i>Endoscrinium asymmetricum</i>	<i>Gonyaulacysta centriconnata</i>	<i>Gonyaulacysta eisenackii</i>	<i>Gonyaulacysta jurassica</i> subsp. <i>adecta</i>	<i>Impletosphaeridium varispinosum</i>	<i>Korystocysta pachyderma</i>	<i>Korystocysta</i> spp.	<i>Leptodinium</i> sp.	<i>Liesbergia liesbergensis</i>	<i>Meiourugonyaulax caytonensis</i> group	<i>Meiourugonyaulax</i> spp.	<i>Mendicodinium groenlandicum</i>	<i>Pareodinia ceratophora</i>	<i>Rhynchodiniopsis?</i> <i>regalis</i>	<i>Rigaudella</i> spp.	<i>Sentusidinium</i> spp.	<i>Surculosphaeridium?</i> <i>vestitum</i>	<i>Systematophora</i> spp.	<i>Tubotubarella dangerdii</i>	<i>Wansea acollaris</i>		
Upper Callovian	P. athleta	AB	P	C	P	AB	AB	P		R	C	C		P	AB			C	C	C	C	C		P	P	C	P	P	R	
Middle Callovian	E. coronatum	AB		P	P	AB	AB	P	R	R	P	P	AB			AB			C	P	P	C	R			C	C	C	P	R
Lower Callovian	B. bullatus	AB	R		P	AB	AB	C	P		P	C	R	C	R	C	R	R	AB	C	P	C		P	C	C	C	C	P	

Typically Callovian species which were not recorded here, such as *Scriniodinium crystallinum* and *Trichodinium scarburghense*, may have been especially sensitive to enclosed depositional settings.

Acknowledgements

The contribution of Marisa E.N. Borges represents part of PhD scholarship number SFRH/BD/40428/2007 awarded by the Portuguese Foundation for Science and Technology. This study is also a contribution to the project entitled 'Hydrocarbon source-rock potential of the Algarve Basin' (PTDC/CTE-GEX/72694/2006), also funded by the Portuguese Foundation for Science and Technology. The input of James B. Riding was completed under the BGS Individual Merit project *Global Jurassic dinoflagellate cyst palaeobiology and its applications*. Drs Javier Helenes (CICESE, Mexico) and Daniel J. Mantle (Morgan Goodall Palaeo Associates, Australia) are thanked for their very constructive reviews of an early draft of the manuscript. James B. Riding publishes with the approval of the Executive Director, British Geological Survey (NERC).

Appendix 1

This Appendix lists all the palynomorph taxa below generic level which were recovered from the material studied herein with full author citations. The palynomorphs are listed alphabetically within their constituent groups. References to the dinoflagellate cyst author citations can be found in Fensome and Williams (2004). With regard to Figs. 3–5, the informal grouping where the respective form/taxon has been placed is indicated in parentheses where appropriate.

Dinoflagellate cysts

Adnatospaeridium caulleryi (Deflandre 1938) Williams & Downie 1969 (chorate cysts)
Chytroesphaeridia chytroides (Sarjeant 1962) Downie & Sarjeant 1965
Ctenidodinium continuum Gocht 1970 (*Ctenidodinium* spp.)
Ctenidodinium cornigerum (Valensi 1953) Jan du Chêne et al. 1985 (*Ctenidodinium* spp.)
Ctenidodinium ornatum (Eisenack 1935) Deflandre 1938 (*Ctenidodinium* spp.)
Ctenidodinium sellwoodii (Sarjeant 1975) Stover & Evitt 1978 (*Ctenidodinium* spp.)
Endoscrinium acroferum (Prauss 1989) Riding & Fensome 2002
Epilopsphaera gochtii (Fensome 1979) Brenner 1988 (cysts with apical archaeopyles)
Gonyaulacysta centriconnata Riding 1983 (*Gonyaulacysta* and relatives)
Gonyaulacysta eisenackii (Deflandre 1938) Górka 1965 (*Gonyaulacysta* and relatives)
Gonyaulacysta jurassica (Deflandre 1938) Norris & Sarjeant 1965 subsp. *adecta* Sarjeant 1982 (*Gonyaulacysta* and relatives)
Gonyaulacysta jurassica (Deflandre 1938) Norris & Sarjeant 1965 subsp. *adecta* Sarjeant 1982 var. *longicornis* (Deflandre 1938) Downie & Sarjeant 1965 (*Gonyaulacysta* and relatives)
Impletosphaeridium varispinosum (Sarjeant 1959) Islam 1993 (chorate cysts)
Korystocysta gochtii (Sarjeant 1976) Woollam 1983 (*Korystocysta* spp.)
Korystocysta pachyderma (Deflandre 1938) Woollam 1983 (*Korystocysta* spp.)
Liesbergia liesbergensis Berger 1986
Meiourugonyaulax caytonensis (Sarjeant 1959) Sarjeant 1969 (cysts with apical archaeopyles)
Mendicodinium groenlandicum (Pocock & Sarjeant 1972) Davey 1979
Pareodinia ceratophora Deflandre 1947 (*Pareodinia* spp.)

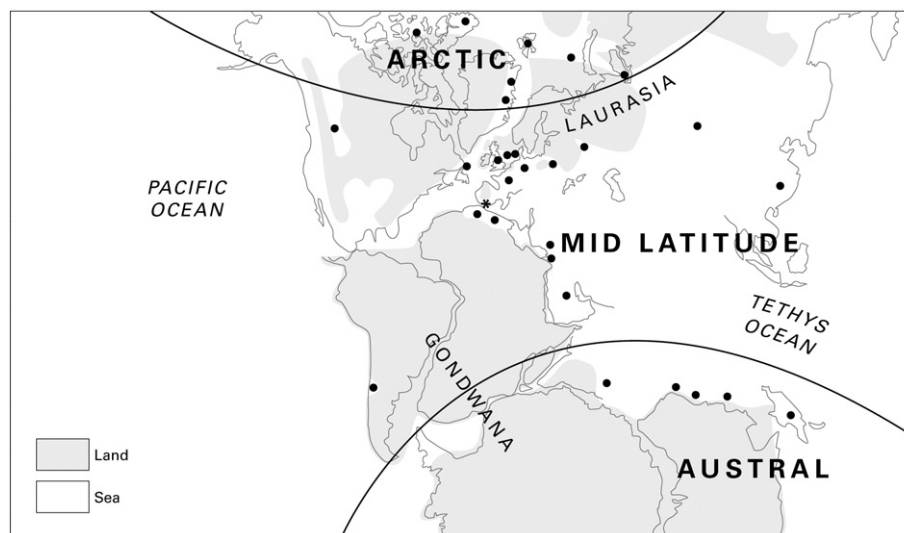


Fig. 6. A palaeogeographical map of the world for the Callovian (164.7–161.2 Ma) modified from Smith and Briden (1977) illustrating the extents of the Arctic, Mid Latitude and Austral dinoflagellate cyst phytoprovinces as defined herein, and the position of the Algarve Basin (asterisked). The dots indicate the localities of the principal published studies on Callovian dinoflagellate cysts in each of the three dinoflagellate cyst phytoprovinces.

Rhynchodiniopsis? regalis (Gocht 1970) Jan du Chêne et al. 1985 (Gonyaulacysta and relatives)
Surculosphaeridium? vestitum (Deflandre 1938) Davey et al. 1966 (chorate cysts)
Systematophora areolata Klement 1960 (chorate cysts)
Systematophora penicillata (Ehrenberg 1843 ex Ehrenberg 1854) Sarjeant 1980 (chorate cysts)
Tubotuberella dangeardii (Sarjeant 1968) Stover & Evitt 1978 (Gonyaulacysta and relatives)
Wanaea acollaris Dodekova 1975

Pteridophyte spores

Ischyosporites variegatus (Couper 1958) Schulz 1967
Leptolepidites rotundus Tralau 1968
Sestrosporites pseudoalveolatus (Couper 1958) Dettmann 1963

Gymnospermous pollen

Callialasporites dampieri (Balme 1957) Sukh Dev 1961
Callialasporites minus (Tralau 1968) Guy 1971
Callialasporites trilobatus (Balme 1957) Sukh Dev 1961
Callialasporites turbatus (Balme 1957) Schulz 1967
Classopollis classoides (Pflug 1953) Pocock & Jansonius 1961
Perinopollenites elatoides Couper 1958

Appendix 2

This Appendix alphabetically lists all the dinoflagellate cyst taxa below generic level mentioned in this contribution, but not recovered from the material studied herein, with full author citations. References to the author citations can be found in Fensome and Williams (2004).

Aldorfia aldorfensis (Gocht 1970) Stover & Evitt 1978
Chytroesphaeridia cerastes Davey 1979
Chytroesphaeridia hyalina (Raynaud 1978) Lentin & Williams 1981
Clathroctenocystis asaphes (Drugg 1978) Stover & Helby 1987
Compositosphaeridium? polonicum (Górka 1965) Lentin & Williams 1981
Ctenodinium combazii Dupin 1968
Endoscrinium galeritum (Deflandre 1938) Vozzhennikova 1967

Evansia dalei (Smelror & Århus 1989) Below 1990
Evansia perireticulata (Århus et al. 1989) Lentin & Williams 1993
Fromea tornatilis (Drugg 1978) Lentin & Williams 1981 [listed as an acritarch in Fensome and Williams (2004, appendix A)]
Kalypteia stegasta (Sarjeant 1961) Wiggins 1975
Lacrymodinium warrenii Albert et al. 1986
Limbodinium absidatum (Drugg 1978) Riding 1987
Meiourugonyaulax valensii Sarjeant 1966
Nannoceratopsis pellucida Deflandre 1938
Pareodinia prolongata Sarjeant 1959
Paraevansia brachythelii (Fensome 1979) Below 1990
Paragonyaulacysta calloviensis Johnson & Hills 1973
Paragonyaulacysta retiphragmata Dörhöfer & Davies 1980
Rhynchodiniopsis cladophora (Deflandre 1938) Below 1981
Rigaudella aemula (Deflandre 1938) Below 1982
Scrinodinium crystallinum (Deflandre 1939) Klement 1960
Sirmiodiniopsis orbis Drugg 1978
Sirmiodinium grossii Alberti 1961
Ternia balmei Helby & Stover 1987
Trichodinium scarburghense (Sarjeant 1964) Williams et al. 1993
Valvaedinium leneae Piasecki 2001
Valvaedinium thereaseae Smelror 1991
Wanaea thysanota Woollam 1982

References

- Azerêdo, A.C., Manuppella, G., Ramalho, M., 2003. The Late Sinemurian carbonate platform and microfossils with Tethyan affinities of the Algarve Basin (south Portugal). *Facies* 48, 49–60.
- Berger, J.-P., 1986. Dinoflagellates of the Callovian–Oxfordian boundary of the “Liesberg-Dorf” quarry (Bernese Jura, Switzerland). *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 172, 331–355.
- Bjaerke, T., 1977. Mesozoic palynology of Svalbard – II. Palynomorphs from the Mesozoic sequence of Kong Karls Land. *Norsk Polarinstitutt Årbok* 1976, 83–120.
- Bjaerke, T., 1980. Mesozoic palynology of Svalbard V. Dinoflagellates from the Agardhfjellet Member (Middle and Upper Jurassic) in Spitsbergen. *Norsk Polarinstitutt, Skrifter* Nr. 172, 145–167.
- Borges, M.E.N., Riding, J.B., 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.
- Bujak, J.P., Williams, G.L., 1977. Jurassic palynostratigraphy of offshore eastern Canada. In: Swain, F.M. (Ed.), *Stratigraphic micropaleontology of Atlantic basin and borderlands. Developments in Paleontology and Stratigraphy*, 6. Elsevier, Amsterdam, pp. 321–339.
- Choffat, P., 1887. Recherches sur les terrains secondaires au sud du Sado. *Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal* 1, pp. 222–312.

- Conway, B.H., 1990. Palaeozoic-Mesozoic palynology of Israel. II. Palynostratigraphy of the Jurassic succession in the subsurface of Israel. Geological Survey of Israel Bulletin, 82. 39 pp.
- Davey, R.J., 1987. Palynological zonation of the Lower Cretaceous, Upper and uppermost Middle Jurassic in the northwestern Papuan Basin of Papua New Guinea. Geological Survey of Papua New Guinea Memoir, 13. 77 pp.
- Davies, E.H., 1983. The dinoflagellate Oppel-zonation of the Jurassic–Lower Cretaceous sequence in the Sverdrup Basin, arctic Canada. Geological Survey of Canada Bulletin, 359. 59 pp.
- Davies, E.H., 1985. The miospore and dinoflagellate cyst Oppel-zonation of the Lias of Portugal. Palynology 9, 105–132.
- Dodekova, L., 1990. Dinoflagellate cysts from the Bathonian–Tithonian (Jurassic) of North Bulgaria. I. Taxonomy of Bathonian and Callovian dinoflagellate cysts. Geologica Balcanica 20, 3–45.
- Fensome, R.A., Williams, G.L., 2004. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates 2004 edition. American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series, 42. 909 pp.
- Gocht, H., 1970. Dinoflagellaten-Zysten aus dem Bathonium des Erdölfeldes Aldorf (NW-Deutschland). Palaeontographica Abteilung B 129, 125–165.
- Guy-Ohlson, D., 1986. Jurassic palynology of the Vilhelmsfält Bore No. 1, Scania, Sweden Toarcian-Aalenian. Section of Palaeobotany Swedish Museum of Natural History, Stockholm, Sweden. 127 pp.
- Guy-Ohlson, D., 1989. Spore and pollen assemblage zonation of Swedish Bajocian and Bathonian sediments. In: Batten, D.J., Keen, M.C. (Eds.), Northwest European micropalaeontology and palynology. British Micropalaeontological Society Series. Ellis Horwood Limited, Chichester, pp. 70–91.
- Helby, R., Morgan, R., Partridge, A.D., 1987. A palynological zonation of the Australian Mesozoic. Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists 4, 1–94.
- Irrualde-Vinent, M.A., 2003. The conflicting paleontologic versus stratigraphic record of the formation of the Caribbean Seaway. In: Bartolini, C., Buffler, R.T., Blickwede, J. (Eds.), The circum-Gulf of Mexico and the Caribbean: hydrocarbon habitats, basin formation, and plate tectonics: AAPG Memoir, 79, pp. 75–88.
- Jan du Chêne, R., Fauconnier, D.C., Fenton, J.P.G., 1985. Problèmes taxonomiques liés à la révision de l'espèce "*Gonyaulax*" *cornigera* Valensi, 1953, kyste fossile de dinoflagellé. Revue de Micropaléontologie 28, 109–124.
- Johnson, C.D., Hills, L.V., 1973. Microplankton zones of the Savik Formation (Jurassic), Axel Heiberg and Ellesmere Islands, District of Franklin. Bulletin of Canadian Petroleum Geology 21, 178–218.
- Larsen, V.B., 1987. A synthesis of tectonically related stratigraphy in the North Atlantic–Arctic region from Aalenian to Cenomanian time. Norsk Geologisk Tidsskrift 67, 281–293.
- Mantle, D.J., 2005. New dinoflagellate cyst species from the upper Callovian–lower Oxfordian *Rigaudella aemula* Zone, Timor Sea, northwestern Australia. Review of Palaeobotany and Palynology 135, 245–264.
- Mantle, D.J., 2009a. Palynology, sequence stratigraphy, and palaeoenvironments of Middle to Upper Jurassic strata, Bayu-Undan Field, Timor Sea region. Part One. Palaeontographica Abteilung B 280, 1–86.
- Mantle, D.J., 2009b. Palynology, sequence stratigraphy, and palaeoenvironments of Middle to Upper Jurassic strata, Bayu-Undan Field, Timor Sea region. Part Two. Palaeontographica Abteilung B 280, 87–212.
- Manuppella, G., 1992. Carta Geológica da Região do Algarve, escala 1/100 000, 2 folhas. Serviços Geológicos de Portugal.
- Manuppella, G., Perdigão, J., 1972. Carta Geológica de Portugal, na escala de 1:50 000. Folha 51-B (Vila do Bispo). Serviços Geológicos de Portugal.
- Marques, B., Rocha, R.B., 1988a. O Caloviano do flanco norte do Guilhim (Algarve oriental): biostratigrafia e paleobiogeografia. Ciências da Terra 9, 19–26.
- Marques, B., Rocha, R.B., 1988b. Evolução paleogeográfica e paleobiogeográfica do Caloviano-Kimeridgiano do Algarve. Ciências da Terra 9, 33–40.
- Martins, L.T., Madeira, J., Youbi, N., Munhá, J., Mata, J., Kerrich, R., 2008. Rift-related magmatism of the Central Atlantic magmatic province in Algarve, southern Portugal. Lithos 101, 102–124.
- Mouterde, R., 1971. Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Péninsule Ibérique au Jurassique. Cuadernos de Geologia Iberica 2, 21–31.
- Ogg, J.G., 2004. The Jurassic Period. In: Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G. (Eds.), A Geologic Time Scale 2004. Cambridge University Press, pp. 307–343.
- Penven, P., Echevin, V., Pasapera, J., Colas, F., Tam, J., 2005. Average circulation, seasonal cycle, and mesoscale dynamics of the Peru Current System: a modeling approach. Journal of Geophysical Research 110, C10021. doi:10.1029/2005JC002945, 21 pp.
- Piasecki, S., Larsen, M., Therkelsen, J., Vosgerau, H., 2004. Jurassic dinoflagellate cyst stratigraphy of Hold with Hope, North-East Greenland. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 5, 73–88.
- Pocock, S.A.J., 1972. Palynology of the Jurassic sediments of Western Canada. Part 2. Marine species. Palaeontographica Abteilung B 137, 85–153.
- Poulsen, N.E., 1985. Dinocyststratigrafien i den nedre del af Hareelv Formationen (Øvre Jura), Jameson Land, Østgrønland. Dansk Geologisk Forening, Årsskrift for 1984, pp. 133–137.
- Poulsen, N.E., 1998. Upper Bajocian to Callovian (Jurassic) dinoflagellate cysts from central Poland. Acta Geologica Polonica 48, 237–245.
- Prauss, M., 1989. Dinocysten-stratigraphie und palynofazies im Oberen Lias und Dogger von NW-Deutschland. Palaeontographica Abteilung B 214, 1–124.
- Quattrocchio, M.E., Volkheimer, W., Borromei, A.M., Martínez, M.A., 2011. Changes of the palynobiotas in the Mesozoic and Cenozoic of Patagonia: a review. Biological Journal of the Linnean Society 130, 380–396.
- Rey, J., 2006. Les Formations Crétacées de l'Algarve Occidental et Central. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal 93, 39–80.
- Riding, J.B., 1983. *Gonyaulacysta centricornata* sp. nov., a dinoflagellate cyst from the late Callovian and early Oxfordian of eastern England. Palynology 7, 197–204.
- Riding, J.B., 1987. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Nettleton Bottom Borehole (Jurassic: Hettangian to Kimmeridgian), Lincolnshire, England. Proceedings of the Yorkshire Geological Society 46, 231–266.
- Riding, J.B., 2005. Middle and Upper Jurassic (Callovian to Kimmeridgian) palynology of the onshore Moray Firth Basin, northeast Scotland. Palynology 29, 87–142.
- Riding, J.B., Fensome, R.A., 2002. A review of *Scriniodinium* Klement 1957, *Endoscrinium* (Klement 1960) *Vozzhennikova* 1967 and related dinoflagellate cyst taxa. Palynology 26, 5–33.
- Riding, J.B., Helby, R., 2001a. A selective reappraisal of *Wanaea* Cookson & Eisenack 1958 (Dinophyceae). Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists 24, 33–58.
- Riding, J.B., Helby, R., 2001b. Microplankton from the Mid Jurassic (late Callovian) *Rigaudella aemula* Zone in the Timor Sea, north-western Australia. Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists 24, 65–110.
- Riding, J.B., Thomas, J.E., 1992. Dinoflagellate cysts of the Jurassic System. In: Powell, A.J. (Ed.), A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts. Chapman and Hall, London, pp. 7–97.
- Riding, J.B., Thomas, J.E., 1997. Marine palynomorphs from the Staffin Bay and Staffin Shale formations (Middle-Upper Jurassic) of the Trotternish Peninsula, NW Skye. Scottish Journal of Geology 33, 59–74.
- Riding, J.B., Penn, I.E., Woollam, R., 1985. Dinoflagellate cysts from the type area of the Bathonian stage (Middle Jurassic; southwest England). Review of Palaeobotany and Palynology 45, 149–169.
- Riding, J.B., Fedorova, V.A., Ilyina, V.I., 1999. Jurassic and lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and northern Siberia, Russia. American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series, 36. 183 pp.
- Riding, J.B., Mantle, D.J., Backhouse, J., 2010. A review of the chronostratigraphical ages of Middle Triassic to Late Jurassic dinoflagellate cyst biozones of the North West Shelf of Australia. Review of Palaeobotany and Palynology 162, 543–575.
- Riding, J.B., Quattrocchio, M.E., Martínez, M.A., 2011. Mid Jurassic (Late Callovian) dinoflagellate cysts from the Lotena Formation of the Neuquén Basin, Argentina and their palaeogeographical significance. Review of Palaeobotany and Palynology 163, 227–236.
- Rocha, R.B., 1976. Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. Ciências da Terra, 2. 178 pp.
- Sluijs, A., Pross, J., Brinkhuis, H., 2005. From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. Earth-Science Reviews 68, 281–315.
- Smelror, M., 1987. Bathonian and Callovian (Middle Jurassic) dinoflagellate cysts and acritarchs from Franz Josef Land, Arctic Soviet. Polar Research, New Series 5, 221–238.
- Smelror, M., 1988a. Late Bathonian to Early Oxfordian dinoflagellate cyst stratigraphy of Jameson Land and Milne Land, East Greenland. Grønlands Geologiske Undersøgelse Rapport 137, 135–159.
- Smelror, M., 1988b. Bathonian to early Oxfordian dinoflagellate cysts and acritarchs from Kong Karls Land, Svalbard. Review of Palaeobotany and Palynology 56, 275–304.
- Smelror, M., Below, R., 1992. Dinoflagellate biostratigraphy of the Toarcian to Lower Oxfordian (Jurassic) of the Barents Sea region. In: Vorren, T.O., Bergsager, E., Dahl-Stammes, Ø.A., Holter, E., Johansen, B., Lie, E., Lund, T.B. (Eds.), Arctic geology and petroleum potential. Norwegian Petroleum Society (NPF), Special Publication, No. 2. Elsevier, Amsterdam, pp. 495–513.
- Smelror, M., Leereveld, H., 1989. Dinoflagellate and acritarch assemblages from the late Bathonian to early Oxfordian of Montagne Crussol, Rhône Valley, southern France. Palynology 13, 121–141.
- Smelror, M., Århus, N., Meléndez, G.L.M., Lardies, M.D., 1991. A reconnaissance study of Bathonian to Oxfordian (Jurassic) dinoflagellates and acritarchs from the Zaragoza region (NE Spain) and Figueira da Foz (Portugal). Revista Española de Micropaleontología 23, 47–82.
- Smith, A.G., Briden, J.C., 1977. Mesozoic and Cenozoic Paleogeographic Maps. Cambridge University Press. 63 pp.
- 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.
- Thusu, B., van der Eem, J.G.L.A., El-Mehdawi, A., Bu-Argoub, F., 1988. Jurassic–Early Cretaceous palynostratigraphy in northeast Libya. In: El-Arnauti, A., Owens, B., Thusu, B. (Eds.), Subsurface Palynostratigraphy of Northeast Libya. Garyounis University Publications. Benghazi, Libya, pp. 171–213.
- Traverse, A., 2007. Paleopalynology, Second Edition. Springer, Dordrecht, The Netherlands. 813 pp.
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G.P., Smith, W.K., 1977. The environmental and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. Marine Micropaleontology 2, 121–200.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M., Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques – processing and microscopy. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), Palynology: Principles and Applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation. Dallas 1, 29–50.
- Woollam, R., 1980. Jurassic dinocysts from shallow marine deposits of the East Midlands, England. Journal of the University of Sheffield Geological Society 7 (5), 243–261.
- Ziegler, P.A., 1982. Geological Atlas of Western and Central Europe. Elsevier, Amsterdam.