



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

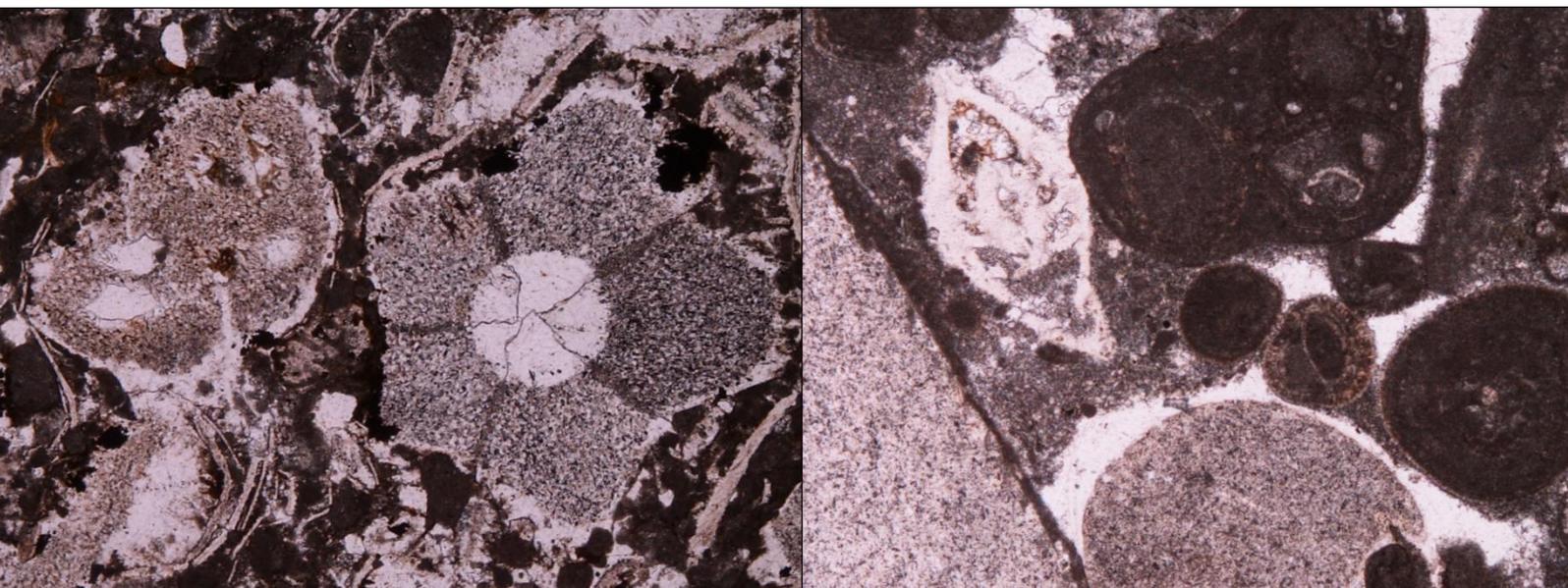
**Contribuição para o estudo microfaciológico de
unidades carbonatadas do Jurássico do setor ocidental
da Bacia do Algarve (Portugal).**

Interpretação paleoambiental e evolução sequencial

David Nuno Póvoas Vaz

Mestrado em Geociências – Área de especialização em Geologia do Petróleo

Setembro, 2016





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

**Contribuição para o estudo microfaciológico de
unidades carbonatadas do Jurássico do setor ocidental
da Bacia do Algarve (Portugal).**

Interpretação paleoambiental e evolução sequencial

David Nuno Póvoas Vaz

Mestrado em Geociências – Área de especialização em Geologia do Petróleo

Orientadores científicos:

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

Prof. Doutor Paulo Manuel Carvalho Fernandes, Faculdade de Ciências e Tecnologia
da Universidade do Algarve

Setembro, 2016

Índice geral

Agradecimentos.....	V
Resumo.....	VI
Abstract.....	VII
Índice de Figuras.....	VIII
Índice de Tabelas.....	XII
I. Introdução geral.....	1
I.1. Objetivos.....	2
I.2. Enquadramento Geológico.....	2
I.3. Enquadramento Estratigráfico do Jurássico.....	3
I.3.1. Fase inicial do enchimento da bacia e primeira influência marinha (Triásico – Sinemuriano).....	4
I.3.2. Sedimentação carbonatada do Jurássico (Pliensbaquiano – Titoniano).....	5
II. Materiais e métodos.....	10
II.1. Trabalho de campo.....	11
II.1.1. Reconhecimento geológico.....	11
II.1.2. Perfis selecionados.....	11
II.1.2.1. Praia de Belixe.....	12
II.1.2.2. Baía de Armação Nova.....	14
II.1.2.3. Ponta dos Altos.....	15
II.1.2.4. Praia da Mareta.....	16
II.1.2.5. Praia da Cilheta-Tonel.....	17
II.1.2.6. Foz de Benaçoitão.....	18
II.1.3. Amostragem.....	18
II.2. Trabalho de laboratório.....	19
II.2.1. Corte das amostras.....	19

II.2.2. Difração de raios-X.....	19
II.2.3. Observação de lâminas delgadas.....	20
III. Resultados.....	24
III.1. Praia de Belixe.....	25
III.1.1. Análise sedimentar e litostratigráfica.....	25
III.1.2. Mineralogia.....	25
III.1.3. Microfácies.....	27
III.2. Baía de Armação Nova.....	29
III.2.1. Análise sedimentar e litostratigráfica.....	29
III.2.2. Mineralogia.....	30
III.2.3. Microfácies.....	30
III.3. Ponta dos Altos.....	37
III.3.1. Análise sedimentar e litostratigráfica.....	37
III.3.2. Mineralogia.....	37
III.3.3. Microfácies.....	37
III.4. Praia da Mareta.....	39
III.4.1. Análise sedimentar e litostratigráfica.....	39
III.4.2. Mineralogia.....	41
III.4.3. Microfácies.....	43
III.5. Praia da Cilheta-Tonel.....	48
III.5.1. Análise sedimentar e litostratigráfica.....	48
III.5.2. Mineralogia.....	49
III.5.3. Microfácies.....	49
III.6. Foz de Benaçoitão.....	54
III.6.1. Análise sedimentar e litostratigráfica.....	54
III.6.2. Mineralogia.....	55
III.6.3. Microfácies.....	55
IV. Discussão.....	62

IV.1. Da análise microfaciológica ao modelo deposicional.....	63
IV.1.1. Jurássico Inferior.....	65
IV.1.2. Jurássico Médio e Superior.....	68
IV.2. Evolução vertical da sucessão estratigráfica.....	69
IV.2.1. Topo do Pliensbaquiano inferior (S-I).....	70
IV.2.2. Pliensbaquiano superior – extrema base do Toarciano inferior (S-II).....	70
IV.2.3. Toarciano inferior (S-III).....	72
IV.2.4. Bajociano inferior? – Caloviano superior (S-IV).....	73
IV.2.5. Oxfordiano médio – Kimmeridgiano (S-V).....	75
IV.2.6. Kimmeridgiano (S-VI).....	77
IV.3. Comparação à escala regional.....	77
IV.3.1. Topo do Pliensbaquiano inferior (S-I).....	79
IV.3.2. Pliensbaquiano superior – extrema base do Toarciano inferior (S-II).....	79
IV.3.3. Toarciano inferior (S-III).....	79
IV.3.4. Bajociano inferior? – Caloviano superior (S-IV).....	80
IV.3.5. Oxfordiano médio – Kimmeridgiano (S-V).....	82
IV.3.6. Kimmeridgiano (S-VI).....	82
V. Considerações finais	84
V.1. Trabalhos futuros.....	86
VI. Referências bibliográficas	88

Agradecimentos

Chegando ao fim esta etapa do meu percurso acadêmico, gostaria de agradecer a todos aqueles que direta ou indiretamente contribuíram para me ajudar a concluir o meu objetivo. Dito isto, gostaria de expressar alguns agradecimentos especiais:

- Ao meu orientador, Dr. Luís Vítor Duarte, por me ter inculcido todo o seu entusiasmo e conhecimento em relação às geociências ao longo do meu percurso acadêmico. Agradeço também toda a disponibilidade e paciência que mostrou na orientação e correção deste trabalho, bem como todo o rigor e exigência necessários, que levarei para futuras etapas da minha vida. Obrigado.

- Ao meu coorientador, Dr. Paulo Fernandes, por todo o acompanhamento que disponibilizou no reconhecimento geológico do Algarve e todos os ensinamentos que transmitiu nessa estadia.

- A todos os amigos que fiz em Coimbra, por todos os momentos partilhados e por terem tornado melhores, os anos em que fiz parte de Coimbra. Até já.

- Aos meus pais, Cassiano Vaz e Maria Luísa Vaz, pelo sacrifício que fizeram para eu ter o que vocês nunca tiveram, e por me darem possibilidades de concluir os meus objetivos. Sem vocês nada disto teria sido possível. Agradeço ainda ao meu irmão, Ricardo Vaz, por a sua constante preocupação em saber “como é que vão as pedras?”.

- Aos parceiros industriais e governamentais do Basin & Reservoir Lab (Dalhousie University) e ao consórcio “Source Rock and Geochemistry of the Central Atlantic Margins”, pelo seu suporte na realização de grande parte das lâminas delgadas.

- Este trabalho foi realizado no âmbito do Projeto Estratégico UID/MAR/04292/2013, financiado pela Fundação para a Ciência e Tecnologia.

Resumo

Neste trabalho são apresentados os resultados da análise de microfácies realizada na sucessão carbonatada aflorante no setor ocidental da Bacia do Algarve, no intervalo Pliensbaquiano – Kimmeridgiano. Com base no estudo dos perfis da Praia do Belixe, Baía de Armação Nova, Ponta dos Altos, Praia da Mareta, Praia da Cilheta-Tonel e Foz de Benaçoitão, foram recolhidas, de forma criteriosa, 42 amostras, para estudos mineralógicos (difração de raios-X) e para estudos microfaciológicos.

Esta análise permitiu mostrar e discutir a evolução dos ambientes deposicionais registados nas sucessões e, a partir destes propor, pela primeira vez, uma análise sequencial para a sub-bacia ocidental da Bacia do Algarve. A análise microfaciológica realizada sobre as lâminas delgadas permitiu reconhecer nove tipos de microfácies (**A – I**), correspondentes a uma determinada porção da plataforma carbonatada segundo dois modelos deposicionais genéricos aqui atribuídos à Bacia do Algarve: plataforma não recifal no Jurássico Inferior; plataforma recifal no Jurássico Médio e Superior. Através do estudo da evolução vertical da sucessão sedimentar e da variabilidade dos ambientes deposicionais foi possível reconhecer fases transgressivas e regressivas, que culminaram na identificação de seis sequências limitadas por descontinuidades maiores para o setor ocidental da Bacia do Algarve no intervalo Pliensbaquiano – Kimmeridgiano.

Este exercício sequencial permitiu estabelecer correlações com os principais eventos tectono-eustáticos reconhecidos noutras bacias de domínio tetisiano (Cadeia das Béticas, Alto Atlas, Rif) e domínio atlântico (Bacia Lusitânica).

Palavras-chave: Microfácies, rochas carbonatadas, ambiente deposicional, análise sequencial, Jurássico, Bacia do Algarve.

Abstract

In this work are presented the results of the microfacies analysis developed across the Pliensbachian – Kimmeridgian carbonate succession of occidental sector of the Algarve Basin. Based on the Belixe Beach, Armação Nova Bay, Ponta dos Altos, Mareta Beach, Cilheta-Tonel Beach and Benaçoitão Mouth studied sections, 42 samples were selected to mineralogical (x-ray diffraction) and microfacies analysis.

This study allowed to show and discuss the evolution of depositional environments recorded in the stratigraphic successions, and based on these to propose, for the first time, a sequential analysis for the western sector of Algarve Basin. Microfacies analysis performed on thin sections allowed the recognition of nine microfacies types (**A – I**), belonging to a specific carbonate platform portion, based on two generic depositional models here ascribed to Algarve Basin: non-reef platform on Lower Jurassic; reef platform on Middle and Upper Jurassic. Through the sedimentary vertical evolution and depositional environments variability was possible to recognize transgressive and regressive phases, which culminate on the identification of six sequences bounded by major discontinuities during the Pliensbachian – Kimmeridgian interval of the Algarve Basin.

This sequential exercise allowed to establish correlations with major tectono-eustatic events recognized on other basins of Tethys domain (Betic Cordillera, High Atlas, Rif) and Atlantic domain (Lusitanian Basin).

Keywords: Microfacies, carbonate rocks, depositional environment, sequential analysis, Jurassic, Algarve Basin.

Índice de Figuras

Figura I.1 – Enquadramento tectónico da Ibéria durante o Mesozoico. Uma área altamente estirada, especulativa, separa o Neo-Tétis a Este, do Atlântico Central a Oeste. <i>a-a'</i> e <i>b-b'</i> indicam as posições de África há 175 e 149.2 Ma, segundo Dewey <i>et al.</i> (1989). Modificado de Terrinha <i>et al.</i> (2002) <i>in</i> Coward & Dietrich (1989).....	3
Figura I.2 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Algarve (adaptado da folha sul da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000. Oliveira <i>et al.</i> , 1992). Retirado de Borges (2012).....	4
Figura I.3 – Correlação entre as unidades do Triásico e do Jurássico Inferior da Bacia do Algarve. Retirado de Terrinha <i>et al.</i> (2013).....	7
Figura I.4 – Correlação entre as unidades do Jurássico Médio e Superior da Bacia do Algarve. Retirado de Terrinha <i>et al.</i> (2013).....	9
Figura II.1 – Mapa geológico simplificado da região de Sagres (sub-bacia Ocidental) com a localização dos perfis estudados: (1) Praia de Belixe, (2) Baía de Armação Nova, (3) Ponta dos Altos, (4) Praia da Mareta, (5) Praia da Cilheta-Tonel e (6) Foz de Benaçoitão (adaptado da Folha 51-B Vila do Bispo da carta geológica de Portugal, na escala 1:50 000; Manuppella & Perdigão, 1972). A linha a negro mais destacada representa o limite do concelho de Vila do Bispo. Adaptado de Borges (2012).....	12
Figura II.2 – Legenda da simbologia utilizada na construção das colunas litostratigráficas figuradas no capítulo IV.....	13
Figura II.3 – Aspectos gerais de cada perfil estudado. A – Praia de Belixe; B – Baía de Armação Nova; C – Ponta dos Altos; D – Praia da Mareta; E – Praia da Cilheta-Tonel; F – Foz de Benaçoitão.....	15
Figura II.4 – Amostras cortadas e seleccionadas para execução de lâminas delgadas.....	20
Figura II.5 – Quadro de classificação de rochas carbonatadas segundo Folk (1962). Retirado de Scholle & Umer-Scholle (2003).....	22
Figura II.6 – Terminologia e escala para o tamanho dos cristais (constituintes autigénicos) em rochas carbonatadas segundo Folk (1962). Retirado de Scholle & Umer-Scholle (2003).....	22
Figura II.7 – Quadro de classificação textural das rochas carbonatadas de Dunham (1962). Modificado de Scholle & Umer-Scholle (2003).....	23
Figura III.1 – Coluna litostratigráfica simplificada da praia de Belixe. A – Aspecto da sucessão dos Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de praia de Belixe (notar escala humana indicada pela seta vermelha) onde se observam níveis lenticulares e uma superfície de descontinuidade (linha a tracejado); B – Aspecto particular dos nódulos de sílex; C – Calcários margosos do Pliensbaquiano superior/Toarciano inferior? com finas intercalações margosas (linhas vermelhas).....	26
Figura III.2 – Resultados da difracção de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na Praia de Belixe.....	27
Figura III.3 – Vários aspectos petrográficos de dolomito cristalino fino (dolosparito) da amostra BE1: A – Aspecto dos cristais anédricos e fábrica não planar da dolomite (PPL); B – Aspecto particular de fragmento de vertebrado fosfatado (?) (seta vermelha) (PPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.....	28

Figura III.4 – Vários aspetos petrográficos de dolomito cristalino fino (dolosparito) da amostra BE2: Pormenor de glauconite (seta vermelha) e romboedros de dolomite em veio de dissolução (seta azul), em PPL (A) e XPL (B). Barra de escala amarela = 0,1 mm.....	28
Figura III.5 – Vários aspetos petrográficos de pelmicrosparito/ <i>Grainstone</i> da amostra BE3: Aspeto geral da rocha, com pormenores de microfratura preenchida por calcite espática à esquerda nas fotos, romboedro de dolomite substituído por calcite espática (seta vermelha), glauconite (seta azul) e fragmento de equinoderme (seta verde), em PPL (A) e XPL (B). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....	29
Figura III.6 – Coluna litostratigráfica da baía de Armação Nova (bastante modificada de Rocha, 1976), com a localização da amostragem realizada. A – Corpo dolomítico ao fundo (seta vermelha), seguido da intercalação entre calcários e calcários margosos (seta azul); B – Primeira camada com <i>Zoophycos</i> indicada pela seta; C – Pormenor de <i>Zoophycos</i> presente no primeiro registo deste icnofóssil no perfil de Armação Nova; D – Primeiro nível margoso expressivo após a segunda camada de calcários com <i>Zoophycos</i> , indicado pela seta.....	31
Figura III.7 – Resultados da difracção de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na Baía de Armação Nova.....	32
Figura III.8 – Vários aspetos petrográficos de dolomito cristalino médio (dolosparito) da amostra ARN6: Aspeto geral da rocha, onde é possível observar os cristais subédricos a anédricos da dolomite, em PPL (A) e XPL (B). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....	33
Figura III.9 – Vários aspetos petrográficos de pelbiomicrosparito/ <i>Packstone</i> da amostra ARN2: A – Pormenor de equínideo (seta vermelha), ostracodo (seta azul) e área microsparítica (seta verde) (XPL); B – Pormenor de glauconite (seta vermelha), quartzo (seta azul) e peloide (seta verde) bem como óxidos de ferro (XPL). Barra de escala amarela = 0,1 mm.....	34
Figura III.10 – Vários aspetos petrográficos de intraobiosparito/ <i>Grainstone</i> da amostra 51AN108: A – Aspeto geral da rocha, onde sobressaem intraclastos, com pormenor de glauconite (seta vermelha) e miliolídeo (seta azul) (PPL); B – Pormenor de ooide (seta vermelha), quartzo (seta azul), bem como o carácter granular do cimento entre os grãos (XPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.....	35
Figura III.11 – Vários aspetos petrográficos de pelmicrosparito/ <i>Packstone</i> da amostra 51AN122: Aspeto geral da rocha, com pormenor de glauconite (seta vermelha), quartzo disperso ao longo de toda a lâmina e porosidade do tipo vacuolar (seta azul), em PPL (A) e XPL (B). Barra de escala amarela = 0,1 mm.....	35
Figura III.12 – Vários aspetos petrográficos de pelintriabiomicrosparito/ <i>Grainstone</i> da amostra ARN8: Aspeto geral da rocha, apresentando crinoides com crescimento sintaxial (seta azul), glauconite (seta vermelha) e porosidade do tipo vacuolar (seta verde), em PPL (A) e XPL (B). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....	36
Figura III.13 – Coluna litostratigráfica da área de estudo junto à Ponta dos Altos. A – Aspeto da estratonomia da base da sucessão estudada; B – Calcários cristalinos de cor bege com <i>Zoophycos</i> com intercalações margosas; C – Pormenor de <i>Zoophycos</i> na unidade Calcários margosos e margas de Armação Nova	38
Figura III.14 – Resultados da difracção de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na Ponta dos Altos.....	39
Figura III.15 – Vários aspetos petrográficos de Peldolosparito/ <i>Grainstone</i> . A (amostra PA1): Aspeto geral da rocha dominada por peloídes e romboedros de dolomite (seta vermelha) com fábrica planar-e dispersos por toda a rocha, com pormenor de glauconite (seta azul) e porosidade do tipo canal (seta verde) (PPL). B (amostra PA2): Aspeto geral da rocha com	

romboedros de dolomite com fábrica planar-e, com realce para a grande quantidade de glauconite (seta vermelha) (PPL). Barra de escala amarela/vermelha = 0,1 mm/0,2 mm.....40

Figura III.16 – Vários aspetos petrográficos de intraoosparito/*Grainstone* da amostra PA3: **A** – Pormenor de cimento esparítico granular, bem como romboedro de dolomite (seta vermelha), crinoide (seta azul) e porosidade móldica (seta verde) (PPL); **B** – Aspeto geral da rocha, com pormenor de gastrópode (seta vermelha) e foraminífero bentónico (miliolídeo) (seta azul) (PPL); **C** – Pormenor de veio de dissolução preenchido por calcite espática (seta vermelha) (PPL); **D** – Distinção de dois tipos de fácies evidenciando-se na parte direita da imagem porosidade associada a bioturbação (XPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.....40

Figura III.17 – Coluna litostratigráfica da praia da Mareta (adaptada de Borges, 2012). **A** – Bioerme coralífero (seta) ao nível da praia; **B** – Pormenor de *Zoophycos* (seta) nos calcários detriticos na unidade **Margas e calcários detriticos com *Zoophycos* de Mareta**; **C** – Margas e calcários (estratificação indicada pelas linhas vermelhas) da mesma unidade que **A** e **B**; **D** – Pormenor de *slump* observado na parte superior da sucessão.....42

Figura III.18 – Resultados da difracção de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na praia da Mareta.....43

Figura III.19 – Vários aspetos petrográficos de biolitito/*Boundstone* da amostra MT8 1/2: **A** – Pormenor de coral de Ordem *Scleractinia* (PPL); **B** – Aspeto de outras áreas da matriz, onde é possível ver em pormenor peloides microbianos, muitos elementos calcitizados, intraclastos (seta vermelha) e ostracodo (seta azul) (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....44

Figura III.20 – Vários aspetos petrográficos de intrabiomicrosparito/*Grainstone* da amostra MT9: Aspeto geral da rocha, onde é possível observar crinoides com crescimento sintaxial (seta vermelha), bivalve (seta azul) intraclastos e porosidade do tipo vacuolar (seta verde), em PPL (**A**) e XPL (**B**). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....45

Figura III.21 – Vários aspetos petrográficos de biolitito/*Boundstone* da amostra MT2: **A** – Pormenor de coral de Ordem *Scleractinia* (seta vermelha), bem como da matriz micrítica escura (PPL); **B** – Pormenor de alga verde? ao centro e outros elementos calcitizados (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....46

Figura III.22 – Vários aspetos petrográficos de oointrabiosparito/*Grainstone* da amostra MT4: **A** – Aspeto geral da rocha, onde é possível observar equinodermes com crescimento sintaxial (seta vermelha), ooides (seta azul), intraclastos (seta verde), bem como o contacto por compactação química entre quase todos os grãos (área circundada a vermelho) (XPL); **B** – Pormenor de horizontes distintos (“separados” com tracejado verde), que originam o efeito de laminação (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....47

Figura III.23 – Vários aspetos petrográficos de micrito fossilífero a biomicrito/*Wackestone* da amostra MT7: **A** – Aspeto geral da rocha onde é possível observar inúmeros bivalves (filamentos) bem como outros elementos calcitizados e equinoderme (seta vermelha) (PPL); **B** – Pormenor de ostracodo (seta vermelha) (PPL); **C** – Pormenor de foraminífero planctónico? (seta vermelha), óxidos de ferro (seta azul) e filamentos de bivalve (seta verde) (PPL); **D** – Pormenor de porosidade associada a bioturbação (XPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.....48

Figura III.24 – Coluna litostratigráfica da praia da Cilheta-Tonel (adaptada de Rocha, 1976), com a localização da amostragem realizada. **A** – Aspeto estratiforme dos **Calcários margosos e margas de Mareta** (seta), e o contacto com o Oxfordiano médio (linha vermelha); **B** – Discordância (linha vermelha) entre o Jurássico Médio e Superior; **C** – Calcários da unidade **Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel**.....50

Figura III.25 – Resultados da difracção de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na praia da Cilheta-Tonel.....	51
Figura III.26 – Vários aspetos petrográficos de intraoobiosparito/ <i>Grainstone</i> da amostra CT4: A – Aspeto geral da rocha onde além do cimento esparítico, é observável equinodermes (seta vermelha), ooides (um deles partido; seta azul), intraclastos (seta verde) e fragmento de braquiópode (seta amarela) (XPL); B – Pormenor de intraclasto que consiste noutro tipo de rocha (seta vermelha) (PPL); C – Pormenor de fragmento de coral (PPL); D – Pormenor de porosidade do tipo canal (seta vermelha) (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....	52
Figura III.27 – Vários aspetos petrográficos de <i>Grainstone</i> . A (amostra CT5/intraoosparito): Aspeto geral da rocha, com pormenor de ooide (seta vermelha), intraclasto (seta azul) e crinoide (seta verde) (PPL). B (amostra CT6/intraoobiosparito): Aspeto geral da rocha, com pormenor de ooide (seta vermelha) e intraclasto (seta azul) (PPL). C (amostra CT7/intraoobiosparito): Aspeto geral da rocha com pormenores de ooide (seta vermelha), gastrópode (seta azul) e intraclasto (seta verde) (PPL). D (amostra CT7/intraoobiosparito): Pormenor de fragmento de coral (seta vermelha) (PPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.....	54
Figura III.28 – Vários aspetos petrográficos de biomicrito/ <i>Wackestone</i> da amostra CT8: A – Aspeto geral da rocha, exibindo uma matriz micrítica muito escura, com foraminífero bentónico (seta vermelha) e gastrópode (seta azul) em destaque (PPL); B – Pormenor de outros elementos completamente calcitizados, dos quais ostracodo (seta vermelha) e alga verde (<i>Dasycladaceae</i>) (seta azul) (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....	55
Figura III.29 – Coluna litostratigráfica da foz de Benaçoitão (adaptada de Borges, 2012), com a localização da amostragem realizada. A – Pormenor dos Calcários margosos e margas de Mareta inclinados para oeste (seta vermelha), com a superfície erosiva e ferruginosa (linha vermelha), sobreposta por o conglomerado (seta azul); B – Pormenor do conglomerado com clastos bem arredondados e calibrados; C – Aspeto estratiforme dos Calcários compactos e calcários margosos com <i>Alveosepta jaccardi</i> de Tonel	56
Figura III.30 – Resultados da difracção de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na foz de Benaçoitão.....	57
Figura III.31 – Vários aspetos petrográficos de biomicrosparito/ <i>Wackestone</i> . A (amostra BC1): Aspeto da rocha numa das zonas com aglomerados de peloides, com pormenor de filamento de bivalve (seta vermelha), equinoderme (seta azul) e microrecristalização esférica (seta verde) (PPL). B (amostra BC2): Aspeto da rocha num dos níveis de concentração de peloides (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....	58
Figura III.32 – Vários aspetos petrográficos de intramicrito a intramicrosparito/ <i>Grainstone</i> da amostra BC3: A – Aspeto geral da rocha onde é possível ver “intraclastos” cimentados por microsparite a esparite (seta vermelha), bem como óxidos de ferro dispersos na lâmina (PPL); B – Pormenor de equinodermes, neste caso apenas crinoides (seta vermelha) (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....	59
Figura III.33 – Vários aspetos petrográficos de <i>Grainstone</i> . A (amostra BC6-1/oointrasparito): Aspeto geral da rocha, com pormenor de ooide micritizado (seta vermelha), intraclasto (seta azul), cimento equidimensional a laminar (seta verde), e contacto côncavo-convéxo entre ooides (área circundada a vermelho) (XPL). B (amostra BC6-3/intrabiosparito): Aspeto geral da rocha, com pormenor de serpulídeos (seta vermelha) e crinoide (seta azul) (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....	60
Figura III.34 – Vários aspetos petrográficos de micrito fossilífero/ <i>Wackestone</i> da amostra BC7: A – Aspeto geral da rocha, com pormenor de ostrocodo (seta vermelha), filamento de bivalve (seta azul), microrecristalização esférica (seta verde) e óxidos de ferro (seta amarela) (PPL); B – Pormenor de porosidade associada a bioturbação (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm....	61

Figura III.35 – Vários aspetos petrográficos de biomicrito/ <i>Wackestone</i> da amostra BC9: A – Aspeto geral da rocha, com pormenor de ostrocodo (seta vermelha), filamento de bivalve (seta azul), microrecristalização esférica (seta verde), foraminífero bentónico (seta amarela) e óxidos de ferro (PPL); B – Pormenor de equinoderme (seta vermelha) e gastrópode (seta azul) calcitizados (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.....	61
Figura IV.1 – Modelos simplificados da plataforma carbonatada do setor ocidental da Bacia do Algarve no Jurássico. A – Modelo de plataforma sem desenvolvimento de bioconstruções coralíferas; B – Modelo de plataforma com desenvolvimento de bioconstruções coralíferas.....	64
Figura IV.2 – Principais associações de microfácies identificadas, com a indicação da unidade litostratigráfica de onde as amostras são provenientes.....	67
Figura IV.3 – Correlação entre os vários perfis amostrados na sub-bacia ocidental da Bacia do Algarve.....	71
Figura IV.4 – Quadro sequencial da sub-bacia ocidental da Bacia do Algarve, tendo por base a evolução vertical de microfácies.....	74
Figura IV.5 – A – Descontinuidade da passagem Jurássico Médio – Superior da Bacia do Algarve (Praia da Cilheta-Tonel); B – Pormenor da truncatura sobre os calcários de plataforma externa (Am-I) do Caloviano superior (Zona Athleta).....	76
Figura IV.6 – Comparação da análise sequencial proposta neste trabalho para o Pliensbaquiano – Kimmeridgiano do setor ocidental da Bacia do Algarve com os esquemas sequenciais admitidos para as bacias Lusitânica, Cadeia das Béticas e Alto Atlas e com os ciclos de 1ª e 2ª ordem identificados para o domínio tetisiano (Hardenbol <i>et al.</i> , 1998).....	78
Figura IV.7 – Feições da descontinuidade intra Zona Tenuicostatum (=Polymorphum). A – Bacia do Algarve (DA2, Baía de Armação Nova); B – Bacia Lusitânica (“D5a=DT1”, Rabaçal).....	81

Índice de Tabelas

Tabela II.1 – Posicionamento cronostratigráfico das amostras e tipo de estudo realizado nestas: RX – Difração de raios-X; LD – Lâmina delgada.....	19
Tabela IV.1 – Sumário das características principais de cada associação de microfácies identificada e interpretação ambiental. 1 – Modelo de plataforma não recifal (Jurássico Inferior); 2 – Modelo de plataforma recifal (Jurássico Médio e Superior).....	66

I. Introdução geral

I.1. Objetivos

À semelhança de outras bacias tetisianas, o Jurássico da Bacia do Algarve é dominado por uma sucessão essencialmente de natureza carbonatada (Rocha, 1976; Manuppella *et al.*, 1988). Numa sequência de sedimentos com mais de 56 milhões de anos e cerca de 600 metros de espessura no setor ocidental da bacia (Rocha *et al.*, 1979), são poucos os trabalhos de detalhe no que concerne à análise sedimentar de determinadas porções estratigráficas. Sendo assim, o presente trabalho terá como principal objetivo uma caracterização microfaciológica de porções das sucessões sedimentares observadas, que refletirá a evolução vertical genérica dos depósitos de natureza carbonatada registados no intervalo Pliensbaquiano – Kimmeridgiano deste setor da Bacia do Algarve. Decorrente desta análise pretende-se fazer um estudo sobre a evolução vertical dos ambientes deposicionais identificados e, com isso, tentar estabelecer, pela primeira vez, uma caracterização sequencial para o referido intervalo no setor ocidental da Bacia do Algarve.

Este trabalho pretende contribuir para a ampliação do conhecimento sedimentológico e microfaciológico sobre a sucessão carbonatada do Jurássico da Bacia do Algarve durante o intervalo Pliensbaquiano – Kimmeridgiano, sendo o reconhecimento de sequências inerentes a cada bacia sedimentar, um estudo de extrema importância para o exercício de prospeção de hidrocarbonetos.

I.2. Enquadramento Geológico

A Bacia do Algarve é uma bacia sedimentar localizada no bordo sudoeste do Maciço Hespérico, que tem a sua origem associada a movimentos distensivos relacionados com a abertura do Atlântico central e norte, sendo eventualmente fortemente influenciada pelas forças transtensivas associadas ao desenvolvimento do Tétis ocidental entre a África e a Eurásia (Fig I.1; Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2002). Esta, tem uma orientação E-W com aproximadamente 150 km, com uma extensão N-S entre 13 km e 30 km, possuindo um registo sedimentar meso-cenozoico estimado em mais de 3000 m (Fig.I.2; Manuppella *et al.*, 1988), que assentam discordantemente sobre o Grupo *Flysh* do Baixo Alentejo (Manuppella, 1992).

O enchimento sedimentar mesozoico da Bacia do Algarve, que vai desde o Triásico inferior? (Palain, 1976, 1979) até ao Cenomaniano (Rey, 1983), momento em que se dá a inversão principal da bacia devido à Orogenia Alpina, passou por várias etapas deposicionais, sob um regime tectónico principalmente distensivo, com alguns

episódios compressivos em associação com variações do nível médio do mar (Manuppella, 1992; Terrinha, 1998).

Os acidentes tectónicos regionais, principalmente falhas com orientação N-S e NE-SW, e flexuras ENE-WSW, condicionaram a evolução lateral das fácies jurássicas (Fig.I.3 e Fig.I.4), originando domínios tectono-sedimentares distintos, nomeadamente: a sub-bacia ocidental (“sub-bacia de Sagres”), onde se centra o presente trabalho; o setor central (“alto-fundo” Budens-Lagoa) e a sub-bacia oriental (“sub-bacia de Faro”). Dentro destes domínios tectono-sedimentares, depositaram-se quatro unidades megassequenciais, limitadas por descontinuidades sedimentares e/ou tectónicas (Manuppella *et al.*, 1988; Manuppella, 1992; Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2002, 2013; Azerêdo *et al.*, 2003).

I.3. Enquadramento Estratigráfico do Jurássico

No seguimento do que foi referido anteriormente, e de acordo com os diversos autores citados, as unidades estratigráficas refletem diversas fases de evolução sedimentar, aqui evidenciadas e caracterizadas.

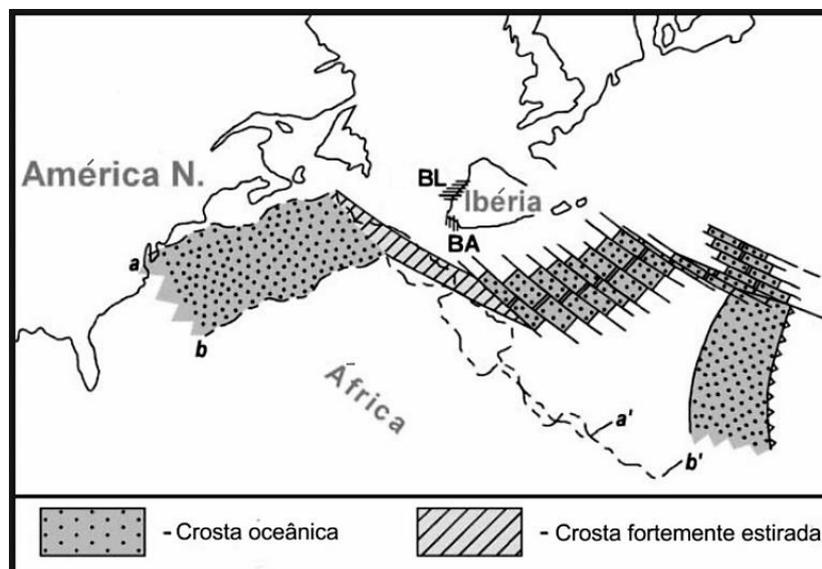


Figura I.1 – Enquadramento tectónico da Ibéria durante o Mesozoico. Uma área altamente estirada, especulativa, separa o Neo-Tétis a Este, do Atlântico Central a Oeste. *a-a'* e *b-b'* indicam as posições de África há 175 e 149.2 Ma, segundo Dewey *et al.* (1989). Modificado de Terrinha *et al.* (2002) in Coward & Dietrich (1989).

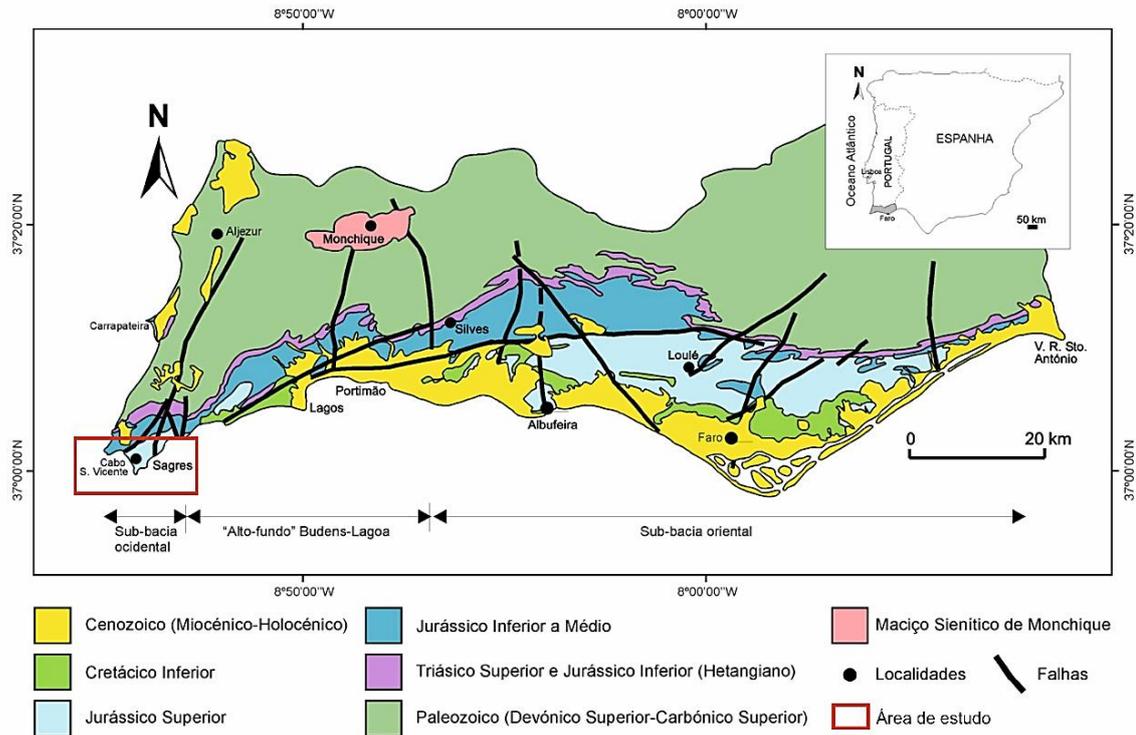


Figura I.2 – Mapa geológico simplificado da Bacia do Algarve (adaptado da folha sul da Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000. Oliveira *et al.*, 1992). Retirado de Borges (2012).

I.3.1. Fase inicial do enchimento da bacia e primeira influência marinha (Triásico – Sinemuriano)

Os primeiros sedimentos da Bacia do Algarve correspondem à unidade informal Grés de Silves (Choffat, 1887), que engloba sedimentos terrígenos depositados em ambiente fluvial aluvionar, evaporitos e um episódio vulcânico básico associado à primeira fase de *rifting* do oceano Atlântico. Esta unidade está subdividida em três formações: **Arenitos de Silves** (a parte basal desta subunidade foi diferenciada em Argilas de S. Bartolomeu de Messines), **Complexo margo-carbonatado de Silves** (também designado por Pelitos com evaporitos e intercalações carbonatadas) e **série vulcano-sedimentar** associada (também designado por Complexo vulcano-sedimentar) (Rocha, 1976; Palain, 1976, 1979; Manuppella, 1988, 1992; Oliveira, 1992).

Dolomitos e calcários dolomíticos de Espiche (J^1_{cd}) (Sinemuriano; 100-500 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade é composta por dolomitos e calcários dolomíticos, geralmente maciços, finamente cristalinos ou sacaroides, tendo uma distribuição litológica uniforme em toda a bacia, apresentando ao mesmo tempo uma morfologia em crista de direção geral W-E (Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade, que

é atribuída ao Sinemuriano apenas pela sua posição geométrica, varia lateralmente de espessura (100-200 m a W e 500 m a E), o que sugere para esta altura, o início de uma subsidência diferencial na bacia (Rocha, 1976).

I.3.2. Sedimentação carbonatada do Jurássico (Pliensbaquiano – Titoniano)

Enquanto até ao Sinemuriano, a sedimentação era uniforme em toda a bacia, a partir do Pliensbaquiano, esta exhibe variações laterais de fácies, indicando uma clara compartimentação em sub-bacias, com ambientes tectono-sedimentares distintos. Apenas durante o Caloviano e o Titoniano foi novamente atingida uma sedimentação uniforme em toda a bacia, devido a episódios de soerguimento (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1989; Manuppella, 1992). Segundo Manuppella *et al.* (1988), a Bacia Algarvia apresenta desde o Pliensbaquiano inferior, a seguinte compartimentação estrutural (já acima referida de forma sucinta):

- **Sub-bacia ocidental** – Localiza-se a ocidente do graben da Sinceira, e é caracterizada por uma sedimentação essencialmente hemipelágica durante o Jurássico Inferior (200 m de espessura) e Jurássico Médio (200 a 250 m de espessura), enquanto no Jurássico Superior a sedimentação é característica de plataforma interna;
- **Alto estrutural de Budens-Lagoa/Algoz** – Caracteriza-se por apresentar um domínio de sedimentação confinada durante todo o Jurássico;
- **Sub-bacia oriental** – Localizada entre Lagoa e Tavira, é caracterizada por uma sedimentação hemipelágica confinada (600 m de espessura) durante o Jurássico Inferior, uma alternância entre fácies confinadas e hemipelágicas (500 m de espessura) no Jurássico Médio. No Jurássico Superior, as variações de litofácies acentuam-se, principalmente durante o Oxfordiano superior-Kimmeridgiano inferior, à medida que o depocentro da bacia migrava para SE, e se desenvolviam fácies bioconstruídas. A partir do Kimmeridgiano superior volta a existir uma uniformidade de litofácies em toda a sub-bacia, com sedimentação característica de plataforma interna.

Considerando que o presente trabalho se centra no bordo ocidental da bacia, é no contexto dessa Sub-bacia que se fazem as seguintes descrições (Figs. I.3 e I.4).

Calcários dolomíticos com nódulos de sílex da Praia de Belixe (J^{1e}) (Pliensbaquiano inferior; 50-55 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade corresponde a uma sucessão de calcários dolomíticos com nódulos, pseudo-nódulos, leitões e diques de cherte. Os episódios diagenéticos de chertificação e dolomitização que ocorreram nesta sucessão de tendência baticrescente, deram-se antes da deposição dos calcários do Pliensbaquiano superior (Ribeiro & Terrinha, 2007). Esta unidade é datada do Pliensbaquiano inferior, facto que se deve à ocorrência de *Platypleuroceras* sp., *Metaderoceras* gr. *venarensis* e *Reynesocoeloceras praeincertum* (Rocha, 1976).

Calcário cristalino compacto de Belixe (J^{1f}) (Pliensbaquiano superior; 30 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade é composta por calcários micríticos, bem estratificados, de 0,2 a 0,3 m de espessura, com cor cinzento-amarelada, de idade Pliensbaquiano superior, devido à presença de *Protogrammoceras* sp., *Fuciniceras* sp. e um molde externo de *Argutarpites* sp.. No entanto, a ocorrência de *Dactylioceras* sp. e de *D. pseudo-commune*, no topo desta unidade do perfil de Armação Nova, permite datá-la do Toarciano (Zona Polymorphum) (Rocha, 1976).

Calcários margosos e margas de Armação Nova (J^{1g}) (Toarciano inferior; 25 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade compreende alternâncias margo-calcárias de cor amarelada, ligeiramente detríticas, e é atribuída ao Toarciano devido à presença de *Dactylioceras semicelatum* e Harpoceratídeos (Rocha, 1976).

Calcários oolíticos, c. recifais, c. pisolíticos, c. calciclásticos, c. dolomíticos e dolomitos de Almádena (J^{2lab}) (Aaleniano-Caloviano (?); 50 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade corresponde a fácies de origem lagunar, anterrecifal, particularmente bem visíveis na região de Sagres, constitui uma barreira oolítica com uma extensão desde Almádena a Albufeira. Nesta unidade englobam-se também, os Calcários criptocristalinos, microcalciclásticos e microconglomeráticos com abundantes oncólitos de Vale de Lama, a SE de Odiáxere, datados de Jurássico Médio pela presença de *Timidonella sarda* (Rocha *in* Oliveira, 1984) (Rocha, 1976).

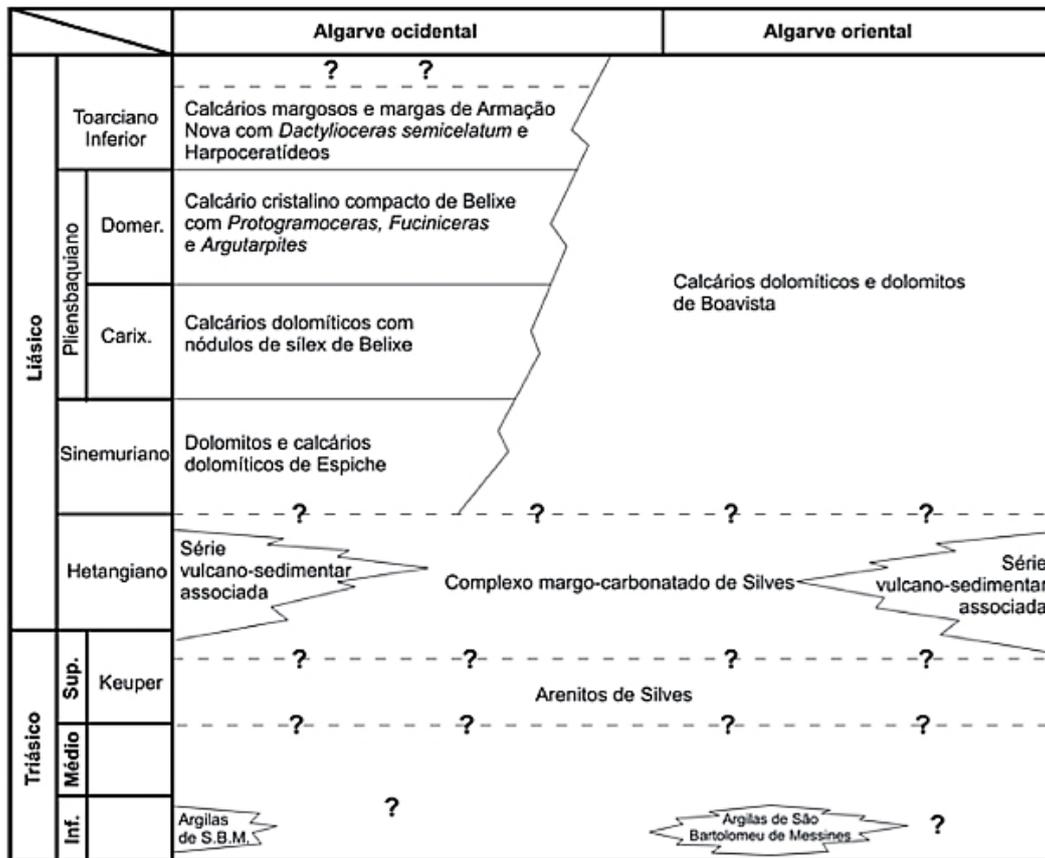


Figura I.3 – Correlação entre as unidades do Triásico e do Jurássico Inferior da Bacia do Algarve. Retirado de Terrinha *et al.* (2013).

Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta (J^2_{lab}) (Bajociano superior-Batoniano; 40 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade corresponde a fácies hemipelágicas, constituídas por margas cinzentas e calcários detríticos, amarelos a brancos, mais ou menos compactos, ricos em *Zoophycos* (Rocha, 1976).

Calcários margosos e margas de Mareta (J^2_c) (Caloviano; 90-110 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade corresponde a uma sequência hemipelágica monótona, constituída essencialmente por margas na base, tornando-se mais carbonatada e detrítica para o topo, materializada por calcários margosos mais ou menos compactos. As amonites aqui recolhidas permitiram identificar as zonas *Bullatus* (Caloviano inferior), *Coronatum* (Caloviano médio) e *Athleta* (Caloviano superior) (Rocha, 1976).

Calcários com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel (J⁴) (Oxfordiano médio; 0,5-2 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979). Esta unidade, que é visível apenas na região de Sagres, compreende um calcário margoso compacto, tornando-se conglomerático lateralmente, localmente fosfatado ou ferruginoso e rico em nódulos. As associações faunísticas aqui encontradas correspondem essencialmente a amonoides da Zona Plicatilis (Oxfordiano médio) e crinoides, geralmente incompletos e na forma de fragmentos rolados, o que indica que estes sofreram reelaboração, concentração e ressedimentação (Rocha, 1976).

Calcários crinoidicos de Tonel (J⁴) (Oxfordiano médio-Kimmeridgiano; 25-30 m) (Rocha *et al.*, 1979; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984). Esta unidade corresponde a calcários compactos, esbranquiçados, oolíticos e ricos em fragmentos de crinoides, e também alguns fragmentos de coraliários, lamelibrânquios e dasicladáceas indeterminadas (Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984).

Calcários margosos, margas e conglomeráticos de Tonel (J⁴) (Kimmeridgiano; 23 m) (Rocha *et al.*, 1979; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984). Esta unidade corresponde a uma série de calcários margosos e micríticos, com intraclastos e litoclastos, níveis de “calhaus negros” e microfendas de dessecação, margas e alguns níveis conglomeráticos, por vezes grosseiros, constituídos por elementos calcários e dolomíticos (Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984).

Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel (J⁴) (Kimmeridgiano; 30-70 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984). Esta unidade compreende calcários micríticos e biomicríticos, mais ou menos espessos, intercalados com camadas margosas com “calhaus negros”, com fauna abundante de foraminíferos, estromatoporídeos, ostracodos, lamelibrânquios, gastrópodes e algas (Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984).

Calcários dolomíticos e dolomitos de Sagres (J⁴) (Kimmeridgiano; 20-50 m) (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984). Esta unidade é composta na base por calcários compactos, mais ou menos

dolomíticos, por vezes intraclásticos, de cor branca. Para o topo, a dolomitização é mais intensa e os dolomitos tornam-se maciços, cristalinos e com uma cor avermelhada característica (Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984).

Calcários com *Anchispyrocyclus lusitanica* de Fontainhas (J⁴⁻⁵) (Titoniano; >25 m) (Rocha *et al.*, 1979; Rocha *in* Rocha *et al.*, 1980). Esta unidade corresponde a uma alternância de calcários compactos de cor creme, dispostos em bancadas espessas, frequentemente nodulares, intraclásticos, oolíticos e localmente com “calhaus negros”, com calcários margosos e margas, contendo foraminíferos, carófitas, algas, lamelibrânquios e gastrópodes (Rocha *in* Rocha *et al.*, 1980).

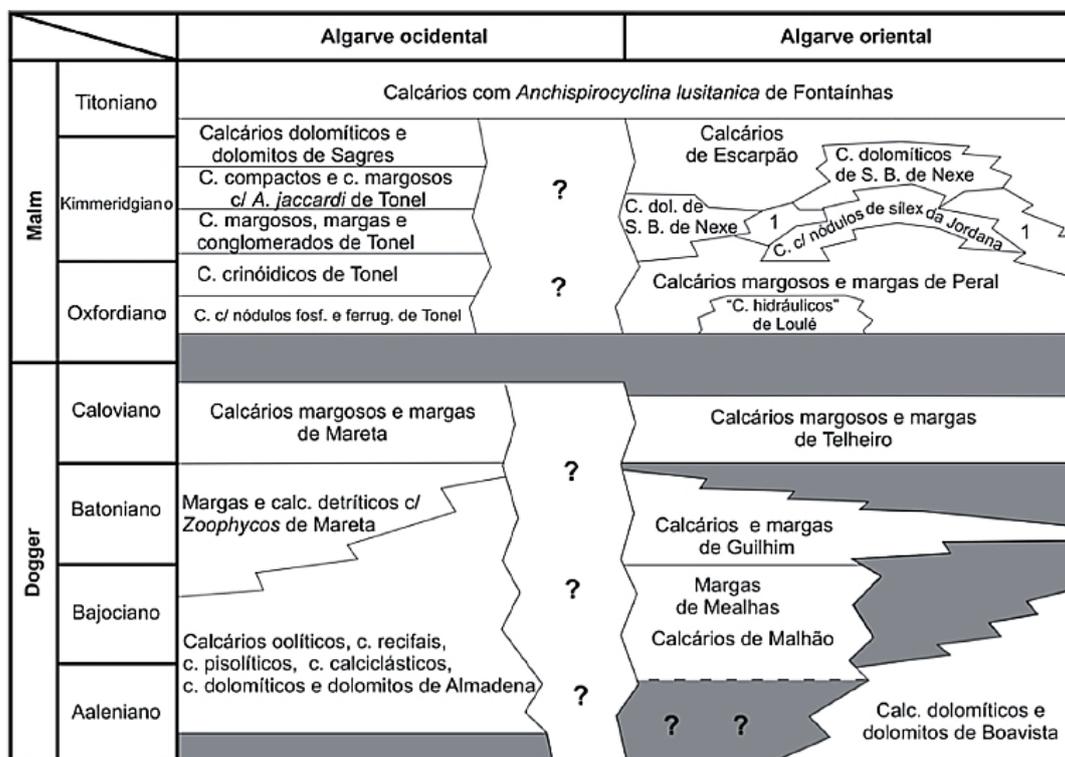


Figura I.4 – Correlação entre as unidades do Jurássico Médio e Superior da Bacia do Algarve. Retirado de Terrinha *et al.* (2013).

II. Materiais e métodos

As metodologias desenvolvidas no presente trabalho iniciaram-se com uma recolha e análise prévia de dados bibliográficos, seguido de um reconhecimento geológico através de trabalho realizado no campo. Uma vez concluída esta etapa, a amostragem recolhida foi selecionada e utilizada para realizar estudos mineralógicos e microfaciológicos.

II.1. Trabalho de campo

II.1.1. Reconhecimento geológico

Depois do estudo e consulta de trabalhos publicados referentes à Bacia do Algarve, especialmente do Jurássico, foi feito o reconhecimento geológico de modo a identificar as unidades litostratigráficas e conseguir selecionar perfis que permitissem ter uma amostragem ao longo de toda a sucessão jurássica, em especial nos limites litostratigráficos e de maior variação de fácies. Para o efeito, foram consultados em especial os trabalhos de Rocha (1976), a tese de doutoramento de Borges (2012), bem como a folha 51-B Vila do Bispo (Manuppella & Perdigão, 1972) da Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, e respetiva notícia explicativa (Rocha *et al.*, 1979) dos Serviços Geológicos de Portugal, atual LNEG. Estas referências são aquelas que mostram informação mais detalhada sobre as sucessões estratigráficas a estudar.

II.1.2. Perfis selecionados

Tal como foi referido anteriormente, foram objeto de estudo no presente trabalho, essencialmente os perfis descritos por Rocha (1976), considerados como referência relativamente ao Jurássico deste setor ocidental da Bacia do Algarve, bem como os realizados por Borges (2012). Da análise bibliográfica e da observação *in situ* de vários afloramentos, foram escolhidos para este trabalho seis perfis. Concretamente, Praia de Belixe, Baía de Armação Nova, Ponta dos Altos, Praia da Mareta, Praia da Cilheta-Tonel e Foz de Benaçoitão (Fig.II.1). A sua apresentação genérica faz-se de acordo com a sucessão cronostatrigráfica, ou seja, do mais antigo para o mais recente, podendo ser acompanhadas através da leitura do quadro litostratigráfico apresentado nas Figs. I.3 e I.4 do capítulo anterior (I). A legenda geral dos perfis, que são apresentados no capítulo III, consta na Fig. II.2.

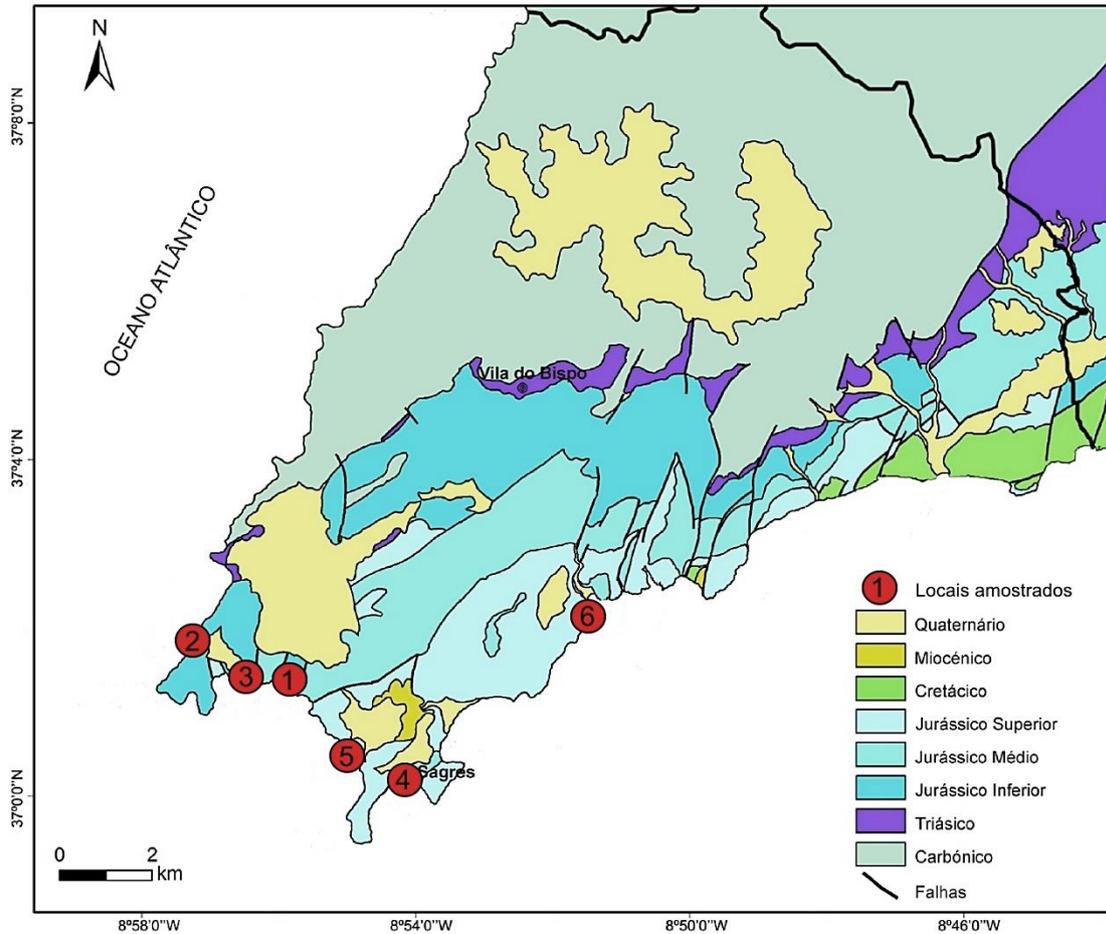


Fig. II.1 – Mapa geológico simplificado da região de Sagres (sub-bacia Ocidental) com a localização dos perfis estudados: (1) Praia de Belixe, (2) Baía de Armação Nova, (3) Ponta dos Altos, (4) Praia da Mareta, (5) Praia da Cilheta-Tonel e (6) Foz de Benaçoitão (adaptado da Folha 51-B Vila do Bispo da carta geológica de Portugal, na escala 1:50 000; Manuppella & Perdigão, 1972). A linha a negro mais destacada representa o limite do concelho de Vila do Bispo. Adaptado de Borges (2012).

II.1.2.1. Praia de Belixe

O primeiro perfil localiza-se na Praia de Belixe (Fig.II.3.A) aproximadamente a 1,5 km a Este da Ponta dos Altos ($37^{\circ}1'33.66''N$; $8^{\circ}57'56.41''W$), e compreende uma sucessão de calcários do Pliensbaquiano inferior até ao Pliensbaquiano superior/Toarciano inferior?. Segundo Ribeiro & Terrinha (2007), esta sucessão corresponde a um monoclinal inclinado 5° a 15° para Este, e jaz num *horst* inclinado, ladeado por duas falhas normais NE-SW que foram verticalizadas após os eventos de inversão tectónica do Jurássico Médio.

	Conglomerado		Amonites
	Conglomerado com clastos de recife		Belemnites
	Conglomerado poligénico		Braquiópodes
	Calcário dolomítico		Corais
	Calcário dolomítico com nódulos de sílex		Equinodermes indiferenciados
	Calcário cristalino		Gastrópodes
	Calcário recifal		Ostracodos
	Calcarenito		Pistas horizontais
	Calcário com crinóides		Zoophycos
	Calcário com <i>slumps</i>		Discordância
	Calcário margoso		Amostragem
	Margas		
	Intrusão máfica		

Fig. II.2 – Legenda da simbologia utilizada na construção das colunas litostratigráficas figuradas no capítulo III.

Este perfil foi estudado previamente por Rocha (1976), Terrinha *et al.* (2002), Ribeiro (2005), Ribeiro & Terrinha (2007) e, mais recentemente, por Ramos *et al.* (2015). A sucessão compreende bancadas rítmicas de calcários dolomíticos com nódulos de sílex que, segundo Rocha (1976), são facilmente correlacionáveis com a unidade **Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de Praia de Belixe** (Rocha *et al.*, 1979). Seguem-se calcários finamente cristalinos do Pliensbaquiano superior, exibindo fósseis de braquiópodes (*Gibbirhynchia* sp. e *Spiriferina oxyptera* BUVIGNIER) (Rocha, 1976) que passam verticalmente a calcários margosos. Esta parte da sucessão

pertence à unidade **Calcário cristalino compacto de Belixe** (Rocha *et al.*, 1979). Na zona mais a Este da Praia, define-se uma área mais margosa com *Aulacothyris resupinata* (SOWERBY), visível junto à escadaria que desce à praia que, segundo Rocha (1976), deverá pertencer ao Toarciano inferior. As condições de acesso e a forte fraturação não permitem uma observação detalhada desta parte da sucessão estratigráfica, pois nesta área é claramente visível uma falha que põe em contacto estas unidades, com o que está descrito na bibliografia como unidades do Jurássico Médio.

II.1.2.2. Baía de Armação Nova

A Baía de Armação Nova compreende uma sucessão de estratos pertencentes ao Jurássico Inferior, aproximadamente a 1km a NE do Cabo de S. Vicente (37°1'48,86"N; 8°59'15,42"W) (Fig.II.3.B). Segundo Rocha (1976), esta sucessão resulta de um afundamento tectónico ("graben") de unidades do Pliensbaquiano superior e Toarciano, no meio de dolomitos e calcários dolomíticos do Sinemuriano a Pliensbaquiano inferior. A série sedimentar foi primeiramente estudada por Rocha (1976) seguindo-se estudos mais recentes como Borges (2012) e Caniço *et al.* (2015).

Segundo Rocha (1976) a base da sucessão corresponde a calcários dolomíticos compactos, seguido por uma alternância entre calcários dolomíticos compactos de cor cinzento-amarelada e calcários margosos cinzentos. Esta parte da sucessão está atribuída à unidade **Calcário cristalino compacto de Belixe** (Rocha *et al.*, 1979), onde no topo, foi possível distinguir a Subzona Pseudocomune devido à ocorrência de *Dactylioceras* sp. e *Dactylioceras pseudocommune* (Rocha, 1976). Aqui, de acordo com Rocha (1976), o Pliensbaquiano superior apresenta uma fácies dolomítica, característica que, segundo o mesmo autor, atinge ainda os primeiros níveis do Toarciano. Superiormente, temos a unidade **Calcários margosos e margas de Armação Nova** (Rocha *et al.*, 1979), que compreende no geral uma alternância entre margas e calcários, cuja base contém *Zoophycos*. Depois destes calcários cristalinos evidencia-se uma alternância de margas amarelas dispostas em bancos mais espessos com calcários margosos da mesma cor (Rocha, 1976). No topo desta sucessão encontra-se um calcário margoso amarelado muito diaclasado. Segundo Rocha (1976), nesta última unidade foi possível distinguir a Subzona Semicelatum do Toarciano inferior, graças à presença de *Dactylioceras semicelatum*.



Fig. II.3 – Aspectos gerais de cada perfil estudado. **A** – Praia de Belixe; **B** – Baía de Armação Nova; **C** – Ponta dos Altos; **D** – Praia da Mareta; **E** – Praia da Cilheta-Tonel; **F** – Foz de Benaçoitão.

II.1.2.3. Ponta dos Altos

A Ponta dos Altos localiza-se aproximadamente 4 km a Este do Cabo de S. Vicente (37°1'30.56"N; 8°58'28.02"W) e contém, segundo Rocha (1976), os níveis mais recentes do Jurássico Inferior na Bacia do Algarve, devido à presença de Harpoceratídeos, datando assim as camadas lá existentes da Zona Serpentinus

(=Levisoni) do Toarciano Inferior. O setor estudado (Fig.II.3.C) neste trabalho foi uma área imediatamente a Este desta, identificada com o número 3 na figura II.1. Com exceção dos trabalhos de Rocha (1976) e algumas contribuições mais recentes como Dommergues *et al.* (2011), esta área contém muito pouca informação publicada.

Esta sucessão compreende calcários beges com intercalações margosas sobrepostos por camadas de um calcário cristalino com *Zoophycos*.

II.1.2.4. Praia da Mareta

A Praia da Mareta localiza-se a sul de Sagres (37°0'16,7"N; 8°56'33,2"W), e contém uma sucessão que corresponde no geral a margas e calcários com idades entre o Bajociano superior e o Oxfordiano/Kimmeridgiano (Rocha, 1976) (Fig.II.3.D). Constitui uma sucessão bastante espessa (cerca de 140 m de espessura), constituindo a grande referência deste setor da Bacia do Algarve para todo o Jurássico Médio. Destacam-se em especial os trabalhos realizados por Rocha (1976), Gibling & Stuart (1988) e Borges (2012).

A sucessão inicia-se com a unidade **Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta**, com aproximadamente 32 m de espessura (Rocha *et al.*, 1979), que compreende na base um bioerme com uma espessura entre 1,50 m e 2,20 m, constituído por polípeiros em posição de vida, radiólas de equinídeos, braquiópodes e grandes bivalves (Rocha, 1976). Este corpo encontra-se visivelmente carsificado, com calcários bioclásticos do Bajociano superior e margas do Batoniano médio a preencher as cavidades deste, o que indica que a idade da carsificação será anterior ao Bajociano superior, dando a este corpo recifal uma idade estimada entre o Aaleniano a Bajociano inferior (Rocha, 1976). Acima do bioerme temos um conglomerado com elementos de proveniência recifal, bem como de fragmentos de outros tipos de calcário, como calcário oolítico, calcário de crinóides de grão fino e calcário branco compacto (Rocha, 1976).

De seguida observa-se uma sucessão de calcários bioclásticos com *Zoophycos* do Bajociano superior que passa verticalmente a margas e calcários do Batoniano (Rocha, 1976). Em concordância litológica aparece a unidade **Calcários margosos e margas de Mareta** (Rocha *et al.*, 1979) com aproximadamente 110 m de espessura, exibindo margas cinzentas que passam verticalmente a calcários margosos, sendo algumas das camadas afectadas por fenómenos gravitacionais de tipo *slumping* (Rocha, 1976). Segundo este autor, foi possível distinguir nesta unidade amonites que marcam as zonas *Bullatus*, *Coronatum* e *Athleta* do Caloviano.

No topo do perfil encontra-se uma superfície ondulada que ravina sobre os calcários margosos da Zona Athleta, sobre a qual se encontram calcários margosos compactos de cor amarelo-acastanhada e pátina vermelho-acastanhada rico em crinoides, contendo nódulos e abundante macrofauna, a maior parte das vezes fosfatados, com aproximadamente 0,50 m de espessura. Segundo Rocha (1976), foi possível distinguir neste horizonte, correspondente à unidade **Calcários com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel** (Rocha, 1976), a Zona Plicatilis, do Oxfordiano médio, com base no seu conteúdo fossilífero (amonites).

II.1.2.5. Praia da Cilheta-Tonel

A Praia da Cilheta, ou Tonel, localiza-se a menos de um quilómetro a oeste de Sagres (37°0'28,95"N; 8°56'55,43"W), e contém uma sucessão estratigráfica que vai desde o Caloviano superior até ao Oxfordiano superior/Kimmeridgiano (Rocha, 1976) (Fig.II.3.E). A Praia é limitada a Norte por uma falha que põe em contacto calcários margosos do Jurássico Médio com calcários bioclásticos do Jurássico Superior.

Estudada por Rocha (1976) e Borges (2012), a sucessão inicia-se com aproximadamente 20 m de calcário margoso compacto de cor amarelo-acinzentado, pertencentes à unidade **Calcários margosos e margas de Mareta** (Rocha *et al.*, 1979). Segundo Rocha (1976), foi possível distinguir nesta unidade a Zona Athleta do Caloviano superior, com base no seu conteúdo fossilífero (amonites).

No topo destes calcários temos a unidade **Calcários com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel** (Rocha, 1976), que compreende um banco de calcário margoso compacto, amarelo-acastanhado, com aproximadamente 0,40 m de espessura, por vezes conglomerático, rico em fragmentos de crinoides, nódulos e macrofauna abundante, normalmente ferruginosos (Rocha, 1976). A ocorrência de amonites permitiu a este autor distinguir a Zona Plicatilis, do Oxfordiano médio.

Acima desta unidade observam-se os **Calcários crinóidicos de Tonel** (Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984), que compreende uma sucessão de calcários cristalinos compactos, brancos ou róseos, dispostos em bancos espessos, com abundantes radíolas de ouriços e crinoides (Rocha, 1976). Sucede a unidade **Calcários margosos, margas, e conglomeráticos de Tonel** (Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984) que corresponde a calcários margosos, margas e alguns níveis com aspeto conglomerático. A finalizar toda a sucessão observada, define-se a unidade **Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel** (Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984)

que compreende calcários micríticos e biomicríticos, intercalados com camadas margosas com “calhaus negros” (Rocha *et al.*, 1979; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984).

II.1.2.6. Foz de Benaçoitão

A Foz de Benaçoitão localiza-se aproximadamente a 4 km a nordeste de Sagres (37°2'22.06"N; 8°53'42.41"W) e compreende uma sucessão de calcários margosos a calcários compactos, com algumas intercalações margosas, datada do Caloviano médio até ao Oxfordiano médio/Kimmeridgiano (Rocha, 1976) (Fig.II.3.F).

A série sedimentar, anteriormente estudada por Rocha (1976) e Borges (2012), mostra na base do corte calcários margosos e calcários compactos, intercalados com camadas margosas muito pouco espessas (Rocha, 1976). Estes pertencem à unidade **Calcários margosos e margas de Mareta** (Rocha *et al.*, 1979). Segundo Rocha (1976), foi possível distinguir a Zona Coronatum do Caloviano médio, com base no seu conteúdo fossilífero (amonites).

Acima define-se um conglomerado poligénico de elementos calcíticos e dolomíticos, mais ou menos grosseiros e bem rolados (Rocha, 1976), que pertence à unidade **Calcários margosos, margas, e conglomeráticos de Tonel** (Rocha *et al.*, 1979; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984). Em seguida, a sucessão compreende calcários compactos a margosos com “calhaus negros” e restos lignitosos, alternando com margas cinzentas. Para o topo os calcários tornam-se mais compactos e têm uma cor creme a amarelados, com manchas ferruginosas e apresentam dolomitização ou princípios desta (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979). Esta parte da sucessão está incluída na unidade **Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel** (Rocha *et al.*, 1979; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984).

II.1.3. Amostragem

Após a seleção dos perfis foi realizada a amostragem com o objetivo de realizar estudos mineralógicos (difração de raios-X) e microfaciológicos (lâminas delgadas). Foram recolhidas um total de 42 amostras de rocha das quais 25 foram selecionadas para estudos mineralógicos e 39 para realização de lâmina delgada, com a adição de 6 destas, pertencentes ao perfil da Baía de Armação Nova, cedidas pelo Dr. Luís Vítor

Duarte com a identificação 51AN, realizando um total de 45 lâminas delgadas (Tabela II.1).

Uma vez identificados os níveis sedimentares ao longo dos perfis, a amostragem incidu apenas sobre calcários ao longo da sucessão de modo a tentar exibir variações verticais de fácies para reconhecimento de ambientes deposicionais ao longo do perfil, em termos microfaciológicos, em especial e sempre que possível nas transições litostratigráficas.

Tabela II.1 – Posicionamento cronostratigráfico das amostras e tipo de estudo realizado nestas: **RX** – Difração de raios-X; **LD** – Lâmina delgada.

Localização	Sigla utilizada	Idade	Nº de amostras	
			RX	LD
Praia de Belixe	BE	Jurássico Inferior	3	3
Baía de Armação Nova	ARN/51AN	Jurássico Inferior	8	10
Ponta dos Altos	PA	Jurássico Inferior	3	3
Praia da Mareta	MT	Jurássico Médio	3	11
Praia da Cilheta-Tonel	CT	Jurássico Médio/Superior	4	8
Foz de Benaçoitão	BC	Jurássico Médio/Superior	4	10
Total			25	45

II.2. Trabalho de laboratório

II.2.1. Corte das amostras

As amostras de rocha foram divididas em várias partes utilizando uma serra de corte que, para além de facilitar a execução das lâminas delgadas, permitiu uma seleção prévia da secção a amostrar em cada lâmina delgada pretendida (Fig.II.4). Todo este processo foi realizado no laboratório de preparação de amostras do Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra (DCT-UC), tendo as lâminas delgadas sido realizadas no Departamento de Geologia da Universidade de Trás-os-Montes e Alto Douro.

II.2.2. Difração de raios-X

Tendo em conta que todas as amostras correspondem a rochas carbonatadas, o estudo mineralógico teve como objetivo principal fazer o despiste relativamente à ocorrência de dolomite, já que temos secções dos perfis amostrados descritos como

Scholle & Umer-Scholle (2003) e E. Flügel (2004). As classificações utilizadas nas descrições foram as propostas por Folk (1959, 1962) e Dunham (1962). Ambas as classificações se baseiam na distinção dos principais componentes presentes nas lâminas delgadas, nomeadamente, tipo de grão (fração aloquímica: fragmentos esqueléticos, ooides, peloides, intraclastos e partículas não carbonatadas), matriz micrítica e também espaços vazios preenchidos por calcite espática (fração ortoquímica). As principais diferenças entre estas, é que a classificação de Folk usa percentagens relativas de grãos e matriz micrítica ou cimento esparítico, enquanto a classificação de Dunham distingue fábricas suportadas por matriz ou por grãos. Estas são as duas principais classificações aceites e internacionalmente utilizadas pois, além de serem descritivas quanto à constituição da rocha/lâmina delgada, está genericamente implícito um significado genético e interpretativo.

A classificação de Folk (1959, 1962) (Fig.II.5) baseia-se nos quatro tipos de grãos (intraclastos, ooides, fósseis e peloides) e nas percentagens relativas destes, da matriz e cimento esparítico. Por exemplo, se uma rocha exibir 40% de componente aloquímica numa matriz micrítica, e caso a componente aloquímica corresponda por acaso, unicamente a fragmentos esqueléticos (bioclastos), o nome desta rocha será a combinação do tipo de grão, ou seja neste caso, “bio”, com a matriz micrítica, biomicrito. Se em vez de uma matriz micrítica exibisse um cimento esparítico ou microsparítico, o nome desta rocha seria biosparito ou biomicrosparito, respetivamente. Caso a rocha seja bioconstruída, ou seja, edificada devido à atividade biológica de determinados organismos, como por exemplo, corais, o seu nome será biolitito. Por último, caso a rocha seja constituída por cristais de dolomite, a classificação de Folk tem uma componente para a variação do tamanho dos constituintes autigénicos (Fig.II.6) (caso da dolomite). Assim sendo, se os cristais de dolomite de uma rocha variarem por exemplo entre 0,25 mm e 1 mm, o nome da rocha será dolomito cristalino grosseiro.

Por sua vez, a classificação textural de Dunham (1962) (Fig.II.7) baseia-se na caracterização dos constituintes que suportam a rocha ou o sedimento. Ou seja, se os grãos estão em contacto entre si e suportam os restantes constituintes, a rocha é suportada por grãos; caso a quantidade de grãos seja baixa e não houver contacto entre estes, esta é suportada por matriz ou cimento esparítico. Por exemplo, caso uma rocha exhiba grande quantidade de grãos e houver contacto entre a maioria destes, e contenha uma matriz micrítica, esta rocha é um *packstone*. Se em vez de uma matriz, exibisse um cimento esparítico ou microsparítico, o seu nome seria *grainstone*. Define-se ainda o termo *boundstone* para o caso das rochas bioconstruídas.

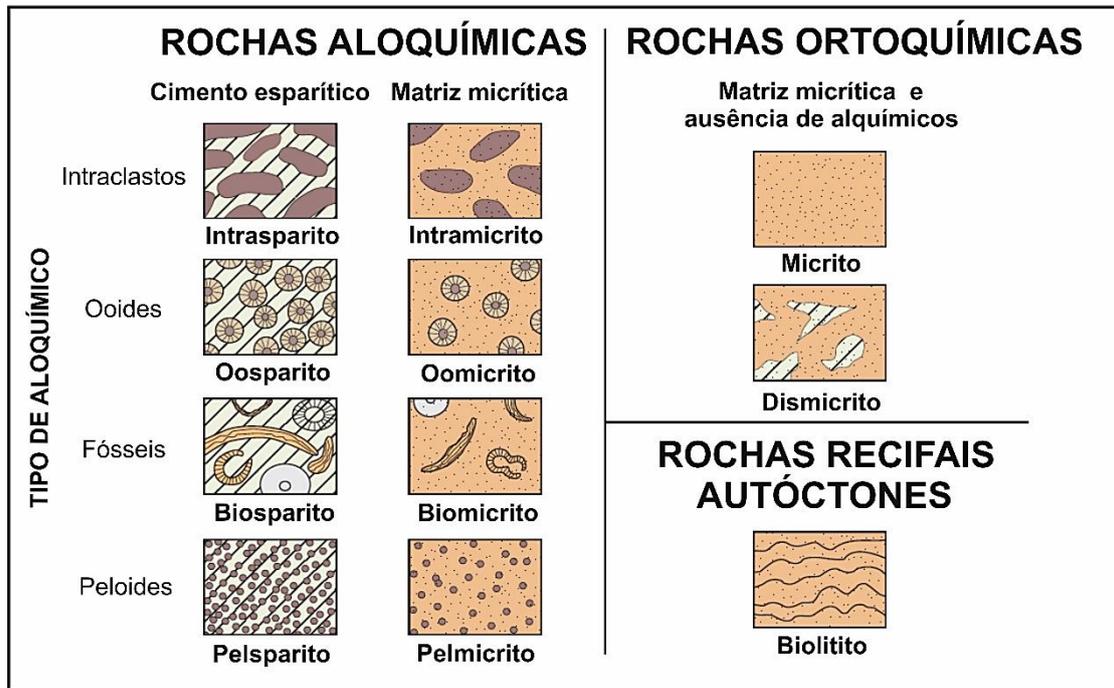


Figura II.5 – Quadro de classificação de rochas carbonatadas segundo Folk (1962). Retirado de Scholle & Umer-Scholle (2003).

Constituintes Autigénicos	
Cristalino extremamente grosseiro	→ 4 mm
Cristalino muito grosseiro	→ 1 mm
Cristalino grosseiro	→ 0,25 mm
Cristalino médio	→ 0,062 mm
Cristalino fino	→ 0,016 mm
Cristalino muito fino	→ 0,004 mm
Cristalino extremamente fino	

Figura II.6 – Terminologia e escala para o tamanho dos cristais (constituintes autigénicos) em rochas carbonatadas segundo Folk (1962). Retirado de Scholle & Umer-Scholle (2003).

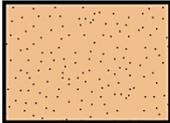
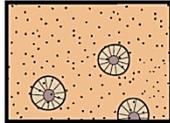
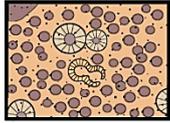
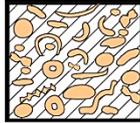
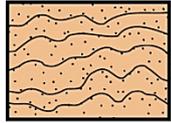
Componentes originais separados na deposição				Componentes originais unidos na deposição
Contém matriz		Ausência de matriz		
Suportada por matriz		Suportada por grãos		
< 10% de grãos	> 10% de grãos			
Mudstone	Wackestone	Packstone	Grainstone	Boundstone
				

Figura II.7 – Quadro de classificação textural das rochas carbonatadas de Dunham (1962). Modificado de Scholle & Umer-Scholle (2003).

Na descrição das lâminas delgadas serão ainda utilizados termos pertencentes à classificação textural da fábrica de dolomitos, assente em Sibley & Gregg (1987), bem como a terminologia de James & Choquette (1983) para classificar diferentes tipos de cimento e a terminologia de Folk (1965) para a forma dos cristais carbonatados (ver Scholle & Umer-Scholle, 2003).

O estudo do tipo de porosidade resultará na classificação de Choquette & Pray (1970), enquanto a sua semi-quantificação será realizada através de estimativa visual, tendo por base o “Shell Standard Legend”, que divide porosidades em baixa (0-5%), média (6-10%), boa (11-15%) e excelente (>15%) (Flügel, 2004).

III. Resultados

Em seguida serão apresentados os resultados das análises de campo, mineralógica e microfaciológica, referentes a cada perfil estudado, ordenados de acordo com a ordem cronostratigráfica, ou seja, do mais antigo para o mais recente.

III.1. Praia de Belixe

III.1.1. Análise sedimentar e litostratigráfica

A Praia do Belixe mostra uma sucessão rítmica (Fig.III.1) com aproximadamente 20 m a 25 m de espessura (Fig.III.1.A), constituída na base pela unidade **Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de Praia de Belixe**, que aqui apresenta aproximadamente 16 m de calcários dolomíticos de aspeto róseo com nódulos diagenéticos (sílex) (Fig.III.1.B), com espessura variável entre 0,1 m e 0,7 m. Estes, encontram-se intensamente fraturados, apresentando estruturas de origem sin-deposicional (ver Terrinha *et al.*, 2002; Ribeiro & Terrinha, 2007; Ramos *et al.*, 2015). Algumas camadas desta parte da sucessão, junto aos níveis lenticulares da base (Fig.III.1.A), apresentam laminação. No topo destes, temos o que aparenta ser uma superfície descontínua, delimitando dois conjuntos que se diferenciam por critérios estratonómicos: a unidade inferior termina com camadas muito pouco espessas, e de seguida a uma superfície algo ferruginosa, a unidade superior inicia-se com uma cor diferente, além de exibir camadas com maior espessura (Fig.III.1.A). Estas camadas superiores, pertencentes à unidade **Calcário cristalino compacto de Belixe**, correspondem a calcários aparentemente cristalinos, dos quais não foi possível retirar nenhuma amostra devido à sua posição estratigráfica. Estes, passam superiormente a calcários margosos ricos em belemnites com camadas variando de espessura entre 0,15 m e 0,5 m, intercalados com camadas margosas muito finas (Fig.III.1.C).

III.1.2. Mineralogia

Em termos mineralógicos, as amostras da primeira parte da sucessão exibiram valores nulos para a calcite (0%) e valores de 98% e 99% para dolomite. A amostra do topo da sucessão é composta essencialmente por calcite (99%). Em relação ao quartzo, varia desde 2% na primeira parte da sucessão até 1% no topo (Fig.III.2).

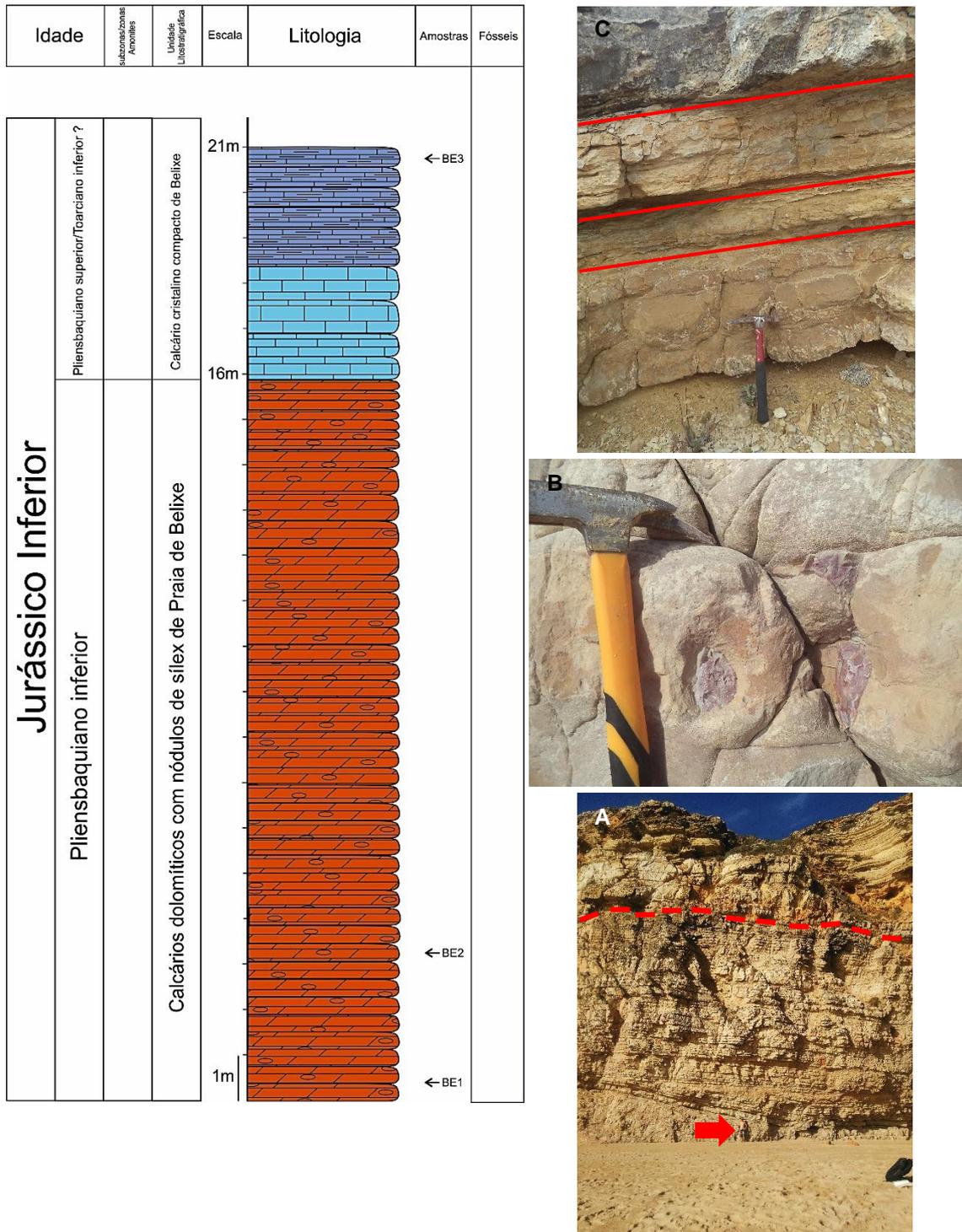


Fig.III.1 – Coluna litostratigráfica simplificada da Praia de Belixe. **A** – Aspetto da sucessão dos **Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de Praia de Belixe** (notar escala humana indicada pela seta vermelha) onde se observam níveis lenticulares e uma superfície de descontinuidade (linha a tracejado); **B** – Aspetto particular dos nódulos de sílex; **C** – Calcários margosos do Pliensbaquiano superior/Toarciano inferior? com finas intercalações margosas (linhas vermelhas).

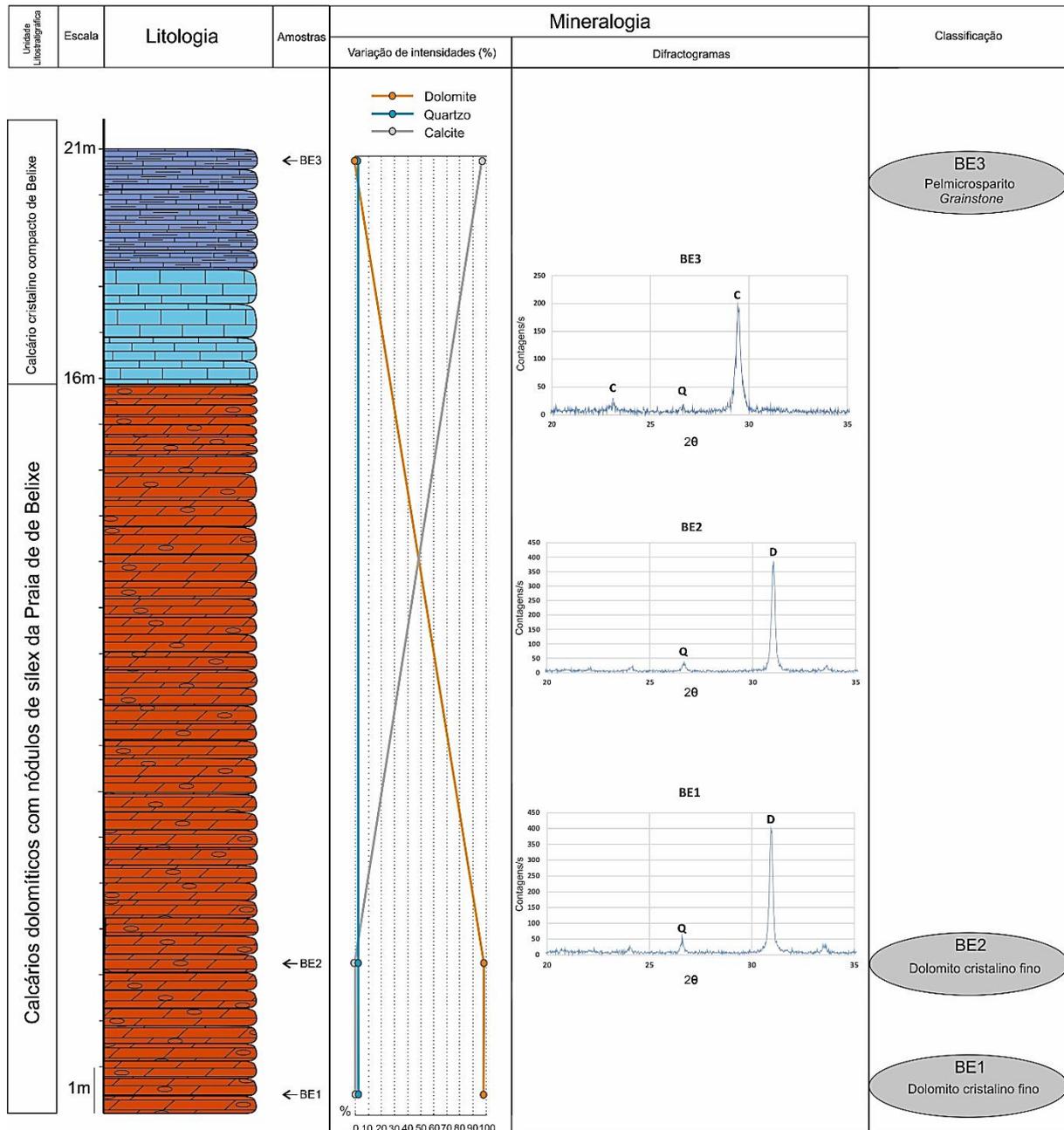


Fig.III.2 – Resultados da difracção de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na Praia de Belixe.

III.1.3. Microfácies

Neste perfil foram analisadas as seguintes três amostras:

BE1 – Dolomito cristalino fino. Toda a rocha é constituída por cristais de dolomite anédricos com extinção reta e fábrica não planar (Fig.III.3.A/B). Como componentes aloquímicos notam-se apenas alguns intraclastos e raros bioclastos (incluindo

fragmentos de vertebrados fosfatados?) (Fig.III.3.B). Contém algum quartzo (<3%) e óxidos de ferro. Apresenta microfraturas preenchidas por dolomite, assim como uma porosidade baixa do tipo móldica.

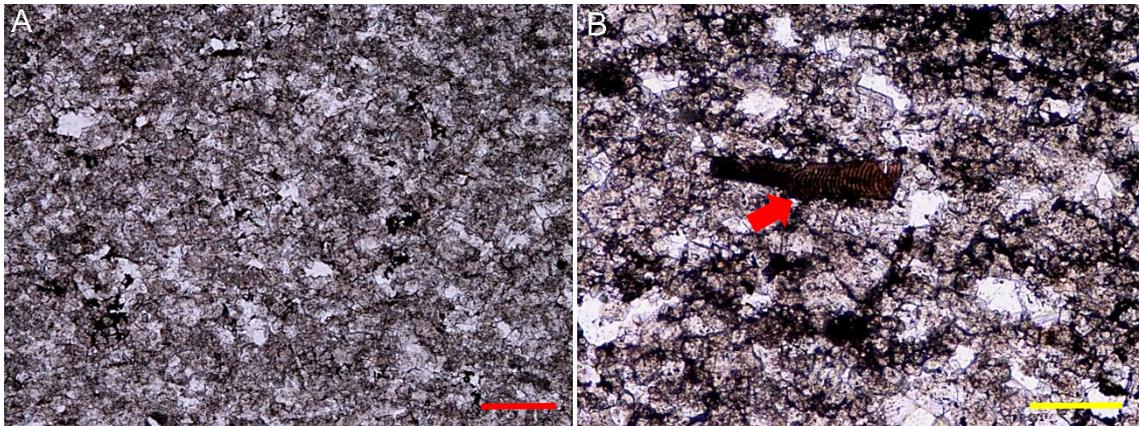


Fig.III.3 – Vários aspetos petrográficos de dolomito cristalino fino (doloparito) da amostra BE1: **A** – Aspeto dos cristais anédricos e fábrica não planar da dolomite (PPL); **B** – Aspeto particular de fragmento de vertebrado fosfatado (?) (seta vermelha) (PPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.

BE2 – Dolomito cristalino fino. Toda a rocha é constituída por cristais de dolomite anédricos com extinção reta e fábrica não planar. Como componentes aloquímicos são visíveis intraclastos e raros bioclastos completamente oxidados. Contém quartzo (<3%), óxidos de ferro e também glauconite (<1%). Apresenta veios de dissolução preenchidos por dolomite (Fig.III.4). A porosidade é baixa, sendo maior em relação à lâmina anterior, também ela do tipo móldica.

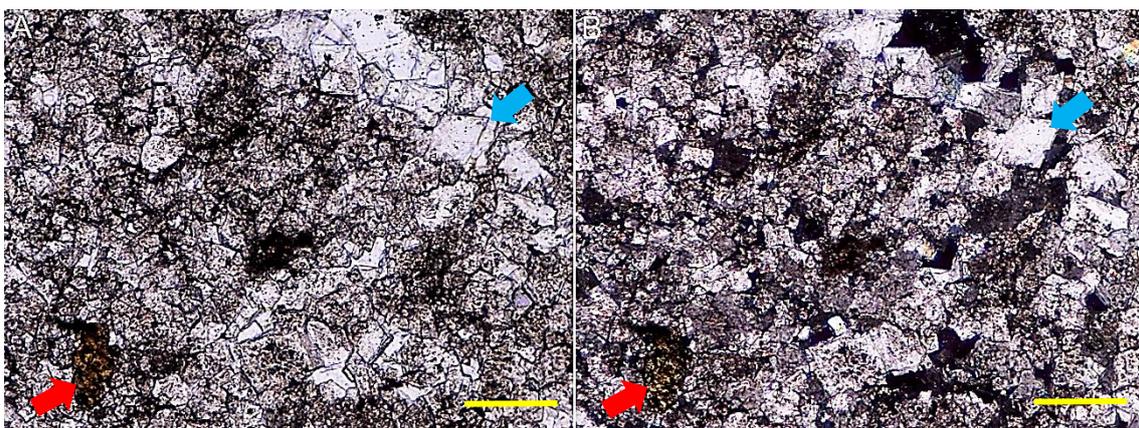


Fig.III.4 – Vários aspetos petrográficos de dolomito cristalino fino (doloparito) da amostra BE2: Pormenor de glauconite (seta vermelha) e romboedros de dolomite em veio de dissolução (seta azul), em PPL (**A**) e XPL (**B**). Barra de escala amarela = 0,1 mm.

BE3 – Pelmicrosparito/*Grainstone*. A componente ortoquímica é constituída por um cimento microsparítico. A componente aloquímica dominante corresponde a peloides. Existe uma fração bioclástica pouco marcante, sendo composta por equinodermes, fragmentos de braquiópodes, bivalves (incluindo filamentos) e foraminíferos bentónicos. Contém quartzo (<4%), óxidos de ferro e glauconite (<2%). Apresenta microfraturas preenchidas por calcite espática, assim como uma porosidade baixa do tipo móldica. Notam-se ainda alguns cristais de dolomite substituídos por calcite espática (Fig.III.5).

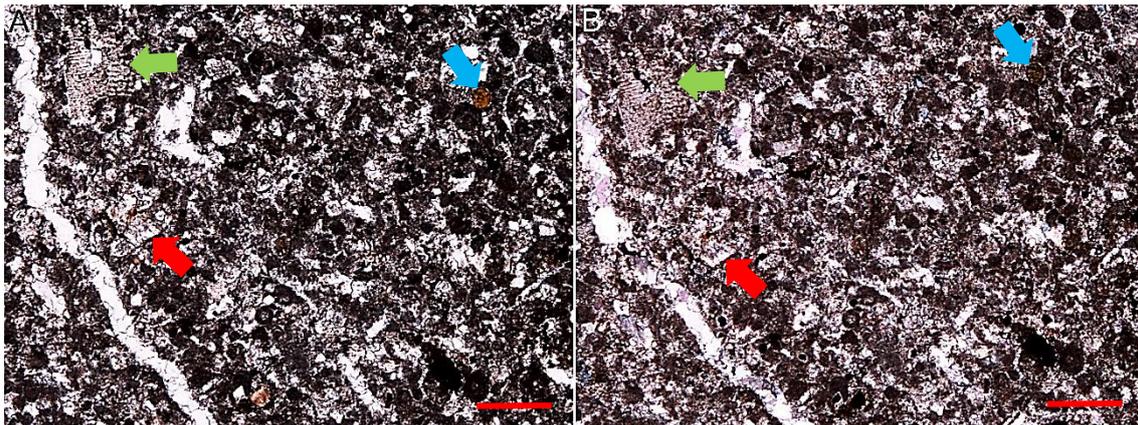


Fig.III.5 – Vários aspetos petrográficos de pelmicrosparito/*Grainstone* da amostra BE3: Aspeto geral da rocha, com pormenores de microfratura preenchida por calcite espática à esquerda nas fotos, romboedro de dolomite substituído por calcite espática (seta vermelha), glauconite (seta azul) e fragmento de equinoderme (seta verde), em PPL (A) e XPL (B). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

III.2. Baía de Armação Nova

III.2.1. Análise sedimentar e litostratigráfica

A sucessão aflorante na baía de Armação Nova tem aproximadamente um total de 36 m a 38 m de espessura (Fig.III.6), e tem na base, a unidade **Calcário cristalino compacto de Belixe** que se inicia com calcários dolomíticos compactos sem aparente estratificação (Fig.III.6.A), com aproximadamente 10 m de espessura (a partir do nível do mar). De seguida temos cerca de 10 m a 12 m de espessura uma intercalação rítmica entre calcários de cor cinzento-amarelada, dispostos em bancos de 0,15 m a 0,20 m, e calcários margosos cinzentos com menor espessura que os anteriores (Fig.III.6.A). Nestes calcários cinzento-amarelados, foi possível observar moldes de amonites, além de belemnites e bivalves.

No topo desta unidade encontra-se o primeiro nível do Toarciano, com este a apresentar-se mais espesso que os anteriores. De seguida temos a unidade **Calcários**

margosos e margas de Armação Nova que inicia com margas esverdeadas e amareladas com uma espessura média de 0,15 m a 0,20 m, intercaladas com calcários margosos ricos em *Zoophycos* com 0,10 m a 0,15 m de espessura que se tornam mais cristalinos e com cor creme para o topo (Fig.III.6.B/C).

Depois destes inicia-se uma sucessão de margas amareladas, de espessura métrica (Fig.III.6.D) intercaladas casualmente com calcários margosos, que também apresentam *Zoophycos*. Nas margas foi possível observar belemnites, crinoides e gastrópodes.

No final da sucessão, no topo do caminho que desce para a baía, foi possível observar camadas de um calcário margoso compacto com uma espessura variável entre 0,20 m a 0,40 m. A intensa fraturação não permite uma avaliação correta da sucessão estratigráfica.

III.2.2. Mineralogia

Em termos mineralógicos, apenas a amostra da base exibiu valores positivos e máximos para a dolomite (100%), enquanto no resto da sucessão o valor para esta é nulo. Os valores de calcite, apesar de nulos na base (0%), variam entre valores de 95% e 100% no resto da sucessão. Em relação ao quartzo, este varia entre 1% e 5% ao longo de toda a sucessão (Fig.III.7).

III.2.3. Microfácies

Neste perfil foram analisadas as seguintes dez amostras:

ARN6 – Dolomito cristalino médio. A componente ortoquímica é constituída por cristais de dolomite subédricos a anédricos com extinção reta e fábrica planar-s (Fig.III.8). Como a dolomite obliterou toda a rocha, não se encontra nenhum componente aloquímico. Salienta-se a presença de alguns óxidos de ferro entre os cristais. Apresenta porosidade baixa.

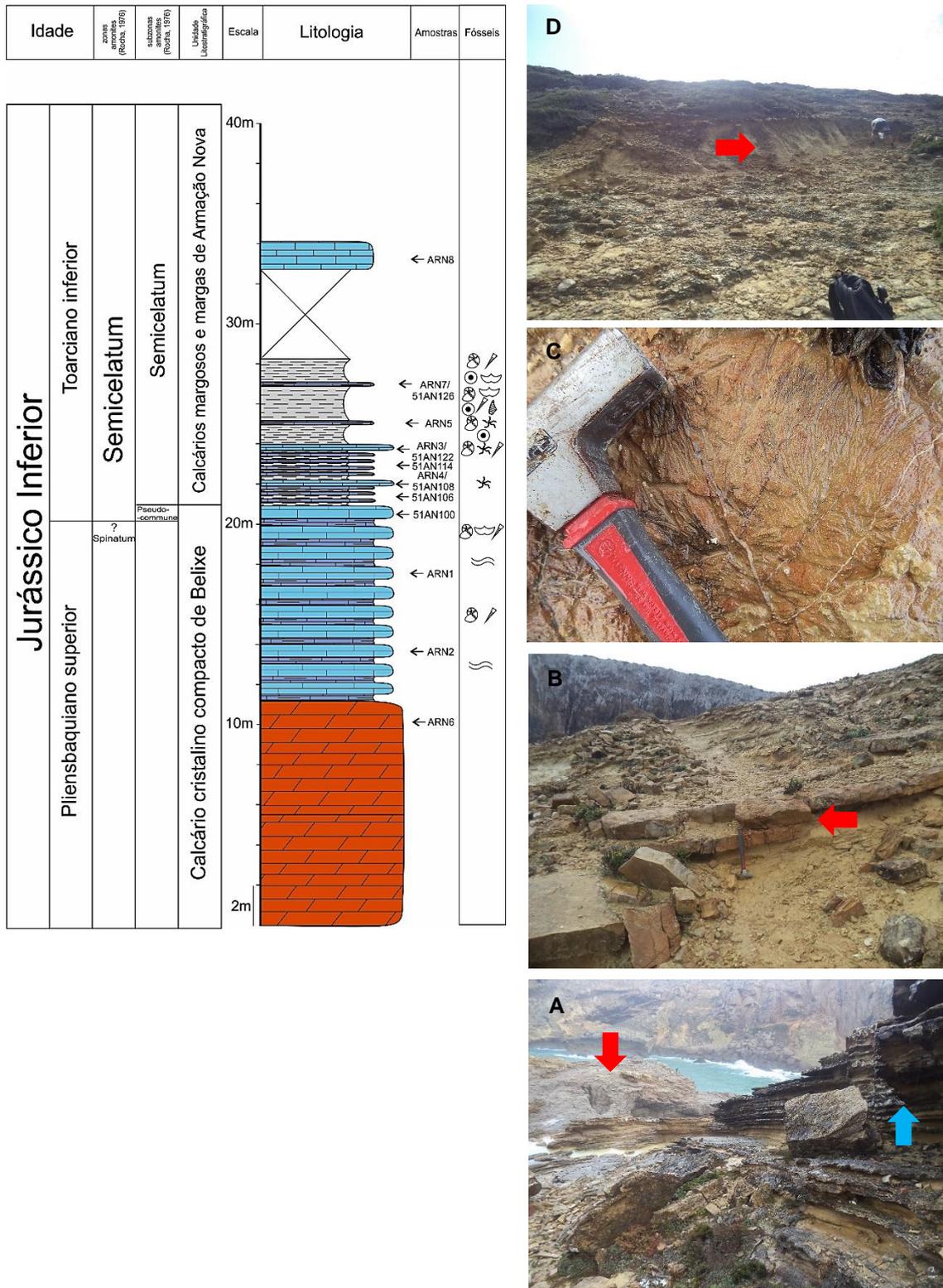


Fig.III.6 – Coluna litostratigráfica da Baía de Armação Nova (bastante modificada de Rocha, 1976), com a localização da amostragem realizada. **A** – Corpo dolomítico ao fundo (seta vermelha), seguido da intercalação entre calcários e calcários margosos (seta azul); **B** – Primeira camada com *Zoophycos* indicada pela seta; **C** – Pormenor de *Zoophycos* presente no primeiro registo deste icnofóssil no perfil de Armação Nova; **D** – Primeiro nível margoso expressivo após a segunda camada de calcários com *Zoophycos*, indicado pela seta.

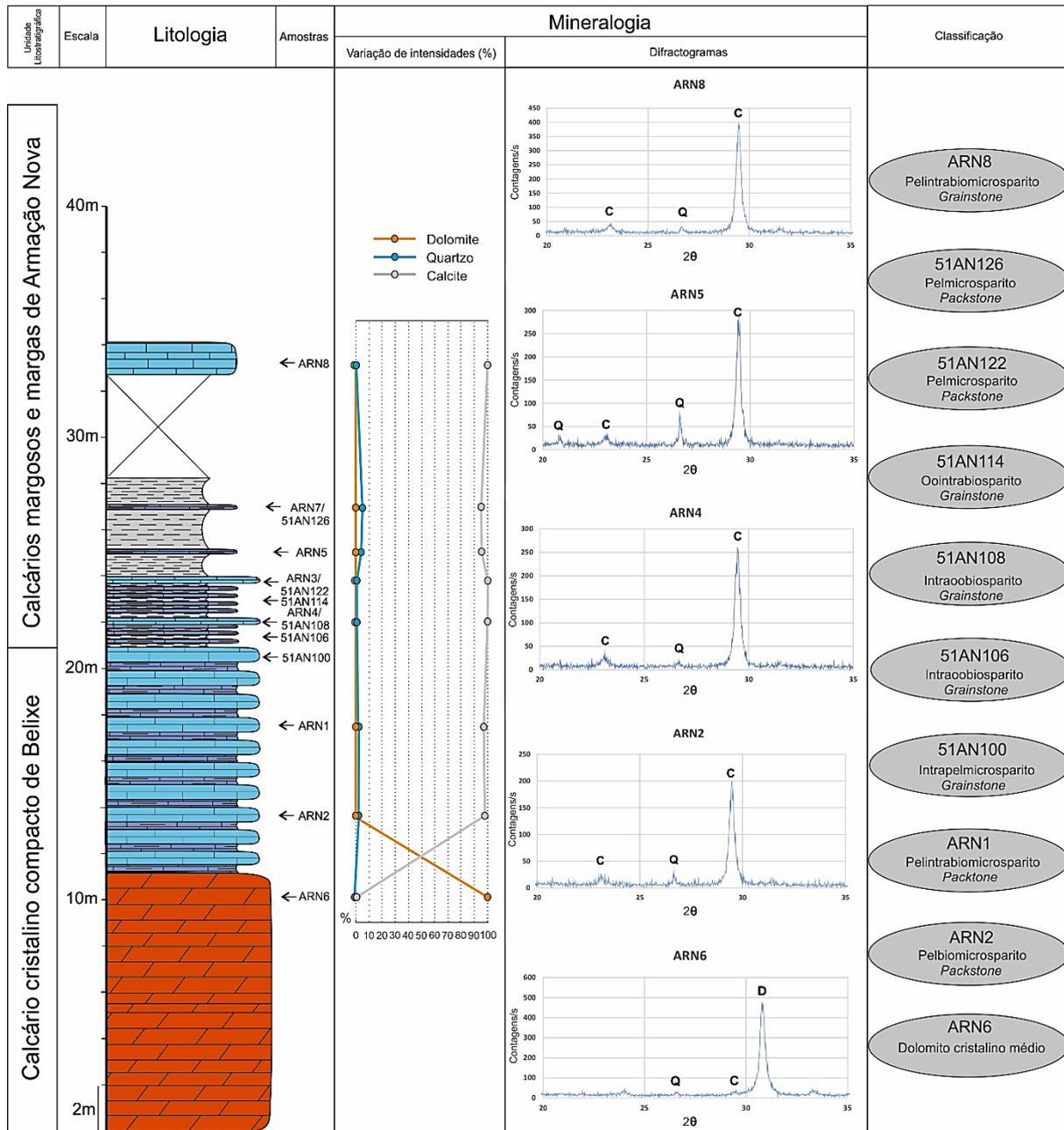


Fig.III.7 – Resultados da difracção de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na Baía de Armação Nova.

ARN2 – Pelbiomicrosparito/Packstone. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento microsparítico (Fig.III.9.A). Os componentes aloquímicos mais frequentes e que constituem a maioria da lâmina são peloides seguidos de outros componentes em menores quantidades como bioclastos, dos quais se destacam equinodermes, foraminíferos bentónicos, fragmentos de braquiópodes, bivalves (incluindo filamentos)

e ostracodos. Ocorre quartzo siltoso (<3%), glauconite (<1%) e óxidos de ferro (Fig.III.9.B). Apresenta porosidade baixa do tipo intragranular.

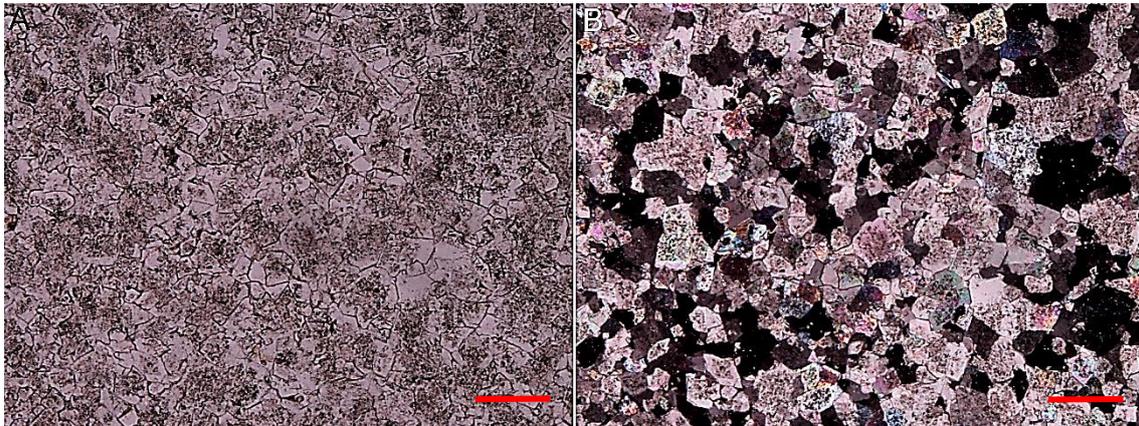


Fig.III.8 – Vários aspetos petrográficos de dolomito cristalino médio (dolosparito) da amostra ARN6: Aspeto geral da rocha, onde é possível observar os cristais subédricos a anédricos da dolomite, em PPL (A) e XPL (B). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

ARN1 – Pelbiomicrosparito/*Packstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento microsparítico, embora localmente apresente matriz micrítica. Os componentes aloquímicos mais frequentes e que constituem a maioria da lâmina são peloides, seguidos de frações mais reduzidas de bioclastos, dos quais se destacam foraminíferos bentónicos, equinodermes, fragmentos de braquiópodes e bivalves (incluindo filamentos). Mostra glauconite (<1%), quartzo (<3%) e óxidos de ferro. Apresenta microfraturas preenchidas por calcite espática, assim como uma porosidade baixa devido a fenómenos de dissolução (vacuolar) e intragranular.

51AN100 – Intrapelmicrosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento microsparítico, localmente esparítico. Os componentes aloquímicos mais frequentes e que constituem a maioria da lâmina são intraclastos e peloides, seguidos por outros constituintes em menor percentagem, como ooides com estrutura radial e bioclastos, dos quais se destacam fragmentos de braquiópodes, equinodermes e foraminíferos bentónicos. Contém imensa quantidade de quartzo (<5%), assim como óxidos de ferro e glauconite (<3%). Apresenta microfraturas preenchidas por calcite espática, mostrando ainda uma porosidade baixa do tipo vacuolar.

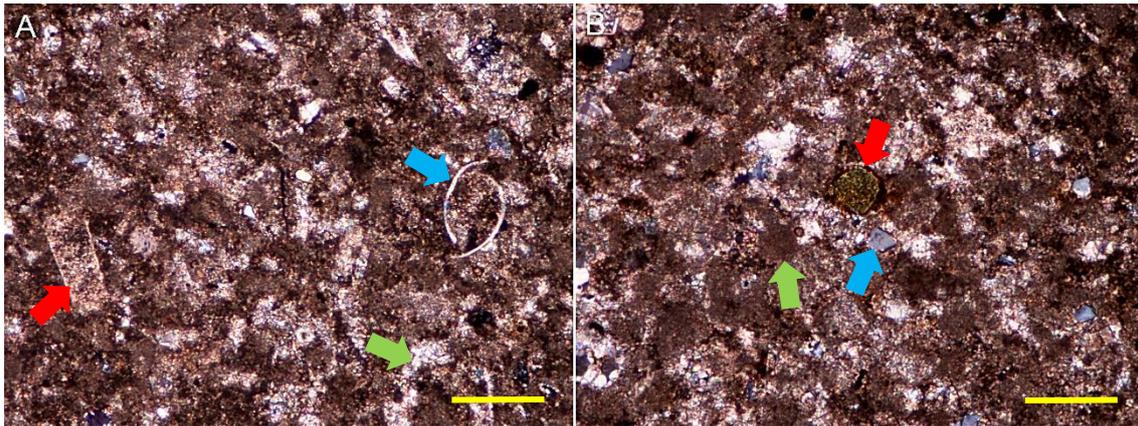


Fig.III.9 – Vários aspetos petrográficos de pelbiomicrosparito/*Packstone* da amostra ARN2: **A** – Pormenor de equínideo (seta vermelha), ostracodo (seta azul) e área microsparítica (seta verde) (XPL); **B** – Pormenor de glauconite (seta vermelha), quartzo (seta azul) e peloide (seta verde) bem como óxidos de ferro (XPL). Barra de escala amarela = 0,1 mm.

51AN106 – Intraobiosparito/*Grainstone*. A componente ortoquímica corresponde a um cimento esparítico granular. A componente aloquímica mostra um domínio de intraclastos e de ooides, alguns dos quais com estrutura radial bem preservada. Em menores percentagens apresenta bioclastos, que incluem foraminíferos bentónicos (incluindo miliólídeos) e equinodermes. Contém quartzo (<1%), óxidos de ferro e glauconite (<1%). Apresenta microfraturas preenchidas por calcite espática, assim como uma porosidade baixa.

51AN108 – Intraobiosparito/*Grainstone*. À semelhança da lâmina anterior, a componente ortoquímica corresponde a um cimento esparítico granular. A componente aloquímica corresponde a uma dominância de intraclastos (Fig.III.10.A) e ooides de estrutura radial e micritizados (Fig.III.10.B), contendo também bioclastos em frações mais reduzidas, dos quais se salientam equinodermes, foraminíferos bentónicos (miliólídeos dominantes) e fragmentos de braquiópodes. Apresenta óxidos de ferro, glauconite (<1%) e de quartzo (<2%), assim como uma porosidade baixa.

51AN114 – Oointraobiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico. Como componentes aloquímicos é composta por ooides de estrutura radial com subestrutura tangencial (também micritizados), e intraclastos. Apresenta também bioclastos em menores quantidades, como equinodermes, fragmentos de braquiópodes e foraminíferos bentónicos (incluindo bisseriados). Mostra-se

extremamente ferruginizada e contém quartzo (<2%). Apresenta uma porosidade média do tipo vacuolar.

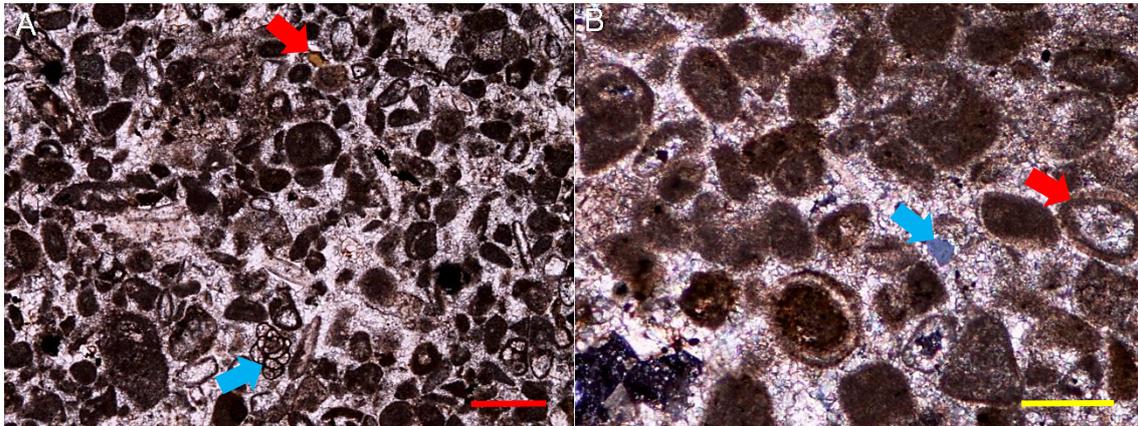


Fig.III.10 – Vários aspetos petrográficos de intraoobiosparito/*Grainstone* da amostra 51AN108: **A** – Aspeto geral da rocha, onde sobressaem intraclastos, com pormenor de glauconite (seta vermelha) e miliolídeo (seta azul) (PPL); **B** – Pormenor de ooide (seta vermelha), quartzo (seta azul), bem como o carácter granular do cimento entre os grãos (XPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.

51AN122 – Pelmicrosparito/*Packstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento maioritariamente microsparítico. A componente aloquímica é dominada por peloides, seguindo-se, em ordem decrescente de abundância, intraclastos e bioclastos. Nestes, destacam-se fragmentos de braquiópodes, equinodermes e foraminíferos bentónicos. Ocorre ainda alguma fração siliciclástica, essencialmente quartzosa (<6%), glauconite (<1%) e óxidos de ferro. Apresenta porosidade média do tipo vacuolar (Fig.III.11).

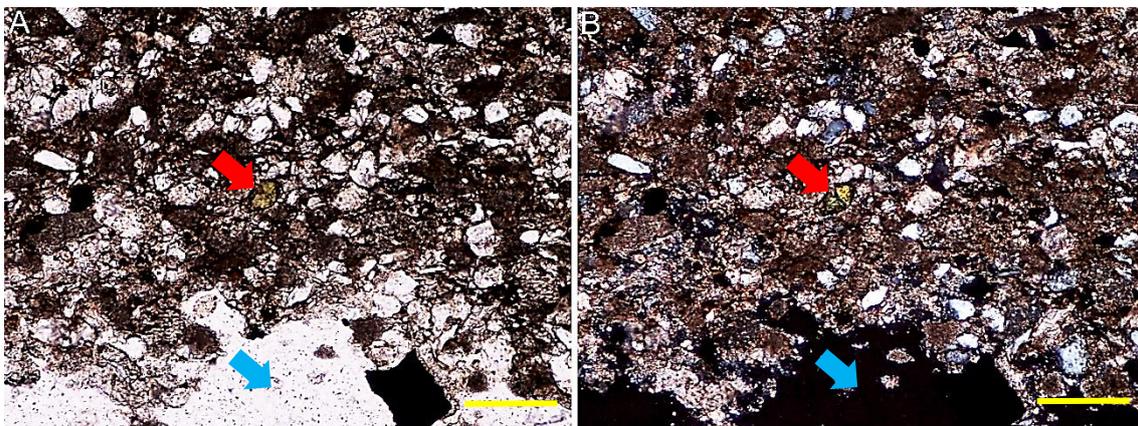


Fig.III.11 – Vários aspetos petrográficos de pelmicrosparito/*Packstone* da amostra 51AN122: Aspeto geral da rocha, com pormenor de glauconite (seta vermelha), quartzo disperso ao longo de toda a lâmina e porosidade do tipo vacuolar (seta azul), em PPL (**A**) e XPL (**B**). Barra de escala amarela = 0,1 mm.

51AN126 – Pelmicrosparito/*Packstone*. Constitui uma amostra muito semelhante à anterior. A constituição ortoquímica corresponde a cimento microsparítico. A componente aloquímica é dominada por peloides, seguindo-se, em termos de abundância, intraclastos e bioclastos (fragmentos de braquiópodes, equinodermes e foraminíferos bentônicos). Contém glauconite (<1%), óxidos de ferro e quartzo (<5%). Apresenta microfraturas preenchidas por calcite espática e veios de dissolução, mostrando ainda uma porosidade baixa do tipo vacuolar.

ARN8 – Pelintrabiomicrosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento microsparítico a esparítico. A componente aloquímica dominante é composta por peloides, intraclastos e bioclastos. Estes, são predominantemente compostos por equinodermes (na sua maioria com crescimento sintaxial), braquiópodes e bivalves, mostrando também em frações mais reduzidas ooides micritizados. Contém glauconite (<2%) e quartzo (<3%). Apresenta microfraturas preenchidas por calcite espática, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar (Fig.III.12).

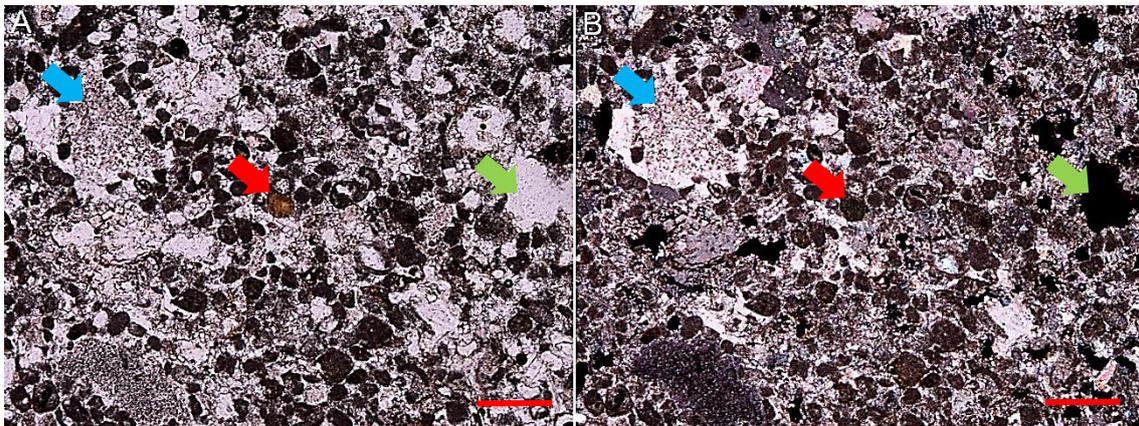


Fig.III.12 – Vários aspetos petrográficos de pelintrabiomicrosparito/*Grainstone* da amostra ARN8: Aspeto geral da rocha, apresentando crinoides com crescimento sintaxial (seta azul), glauconite (seta vermelha) e porosidade do tipo vacuolar (seta verde), em PPL (A) e XPL (B). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

III.3. Ponta dos Altos

III.3.1. Análise sedimentar e litostratigráfica

Esta pequena sucessão amostrada de aproximadamente 3 m de espessura (Fig.III.13) inicia-se com calcários de cor branca a bege pertencentes à unidade **Calcário cristalino compacto de Belixe**. Dispostos em bancos que variam entre 0,1 m e 0,4 m de espessura, a sucessão mostra algumas intercalações margosas, num conjunto rico em belemnites (Fig.III.13.A). Estes encontram-se bastante fraturados e apresentam intensa bioturbação. No topo desta sucessão aparece a unidade **Calcários margosos e margas de Armação Nova**, com camadas de um calcário cristalino de cor creme a róseo, rico em *Zoophycos*, com espessura que varia entre 0,05 m e 0,15 m, intercalados com margas dispostas em leitos de 0,05 m a 0,1 m (Fig.III.13.B/C). À semelhança do conjunto anterior, estes calcários com *Zoophycos* apresentam-se bastante diaclasados, estando preenchido por veios de calcite.

III.3.2. Mineralogia

Em termos mineralógicos, as duas primeiras amostras exibiram valores de 23% para a dolomite, e valores de 76% para a calcite. Na última amostra, os valores de dolomite decresceram até 7%, enquanto o valor da calcite sobe até 93%. Em relação ao quartzo, este apresenta valores de 1% nas duas primeiras amostras, e 0% no topo da sucessão (Fig.III.14).

III.3.3. Microfácies

Neste perfil foram analisadas as seguintes três amostras:

PA1 – Peldolosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a cristais de dolomite com fábrica planar-e. A componente aloquímica dominante é composta por peloides, seguindo-se de uma fração menos expressiva de bioclastos, predominantemente composta por equinodermes e alguns braquiópodes e bivalves (incluindo filamentos). Em menores proporções mostra intraclastos, ooides com estrutura radial e subestrutura tangencial, bem como alguns recristalizados em estrutura geopetal. Contém glauconite (<2%) (Fig.III.15.A), óxidos de ferro e quartzo (<3%). Apresenta veios de dissolução preenchidos por dolomite, assim como uma porosidade baixa do tipo móldica, canal e vacuolar.

PA3 – Intraoosparito/*Grainstone*. A componente ortoquímica corresponde a cimento esparítico granular, embora localmente e até não muito raro, contenha cristais de dolomite disseminados no cimento (Fig.III.16.A). A componente aloquímica dominante é composta por intraclastos e ooides radiais. Ocorrem em menor quantidade bioclastos, na sua maioria materializados por foraminíferos bentónicos (especialmente miliólídeos). Em frações mais reduzidas observam-se equinodermes, fragmentos de braquiópodes e gastrópodes (Fig.III.16.B). Apresenta óxidos de ferro. Contém veios de dissolução e microfraturas preenchidos por calcite espática (Fig.III.16.C) mostrando ainda porosidade baixa do tipo móldica, vacuolar e associada a bioturbação (Fig.III.16.D).

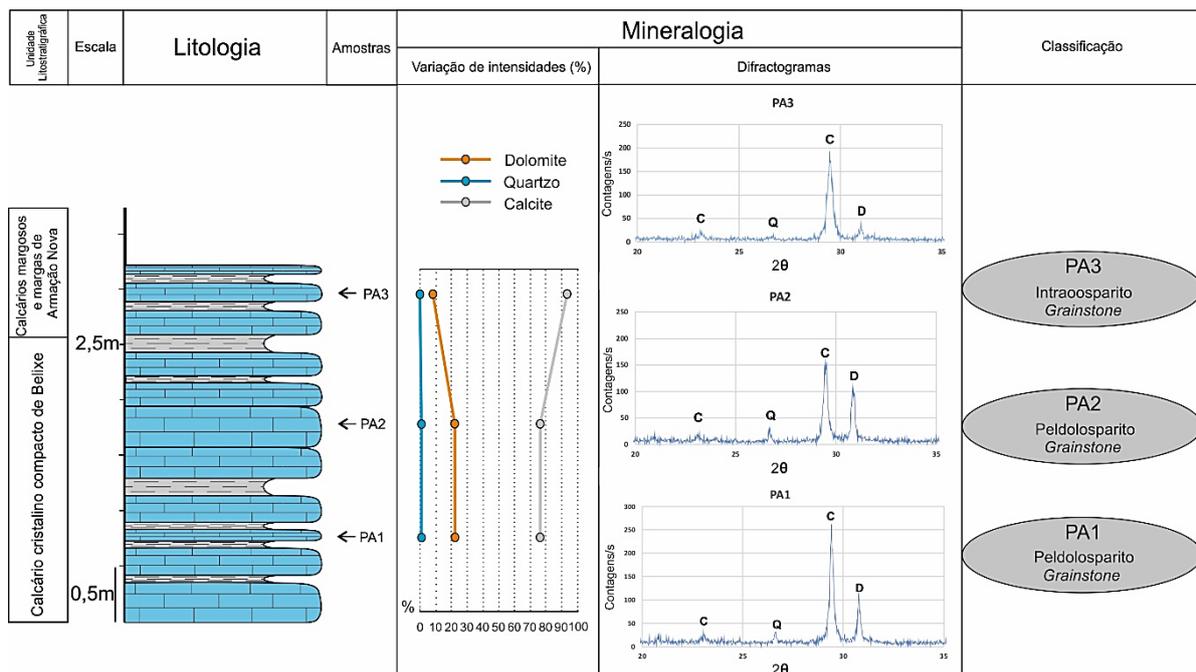


Fig.III.14 – Resultados da difração de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na Ponta dos Altos.

III.4. Praia da Mareta

III.4.1. Análise sedimentar e litoestratigráfica

A sucessão da Praia da Mareta (Fig.III.17) é a mais completa do Jurássico Médio da Bacia do Algarve, com uma espessura total de aproximadamente 140 m, iniciando-se pela unidade **Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta**, através de um corpo bioconstruído com aproximadamente 1,6 m, que se apresenta carsificado (Fig.III.17.A). Esta particularidade indicia um fenómeno erosivo prévio à deposição das unidades sobrejacentes, pois as cavidades de carsificação estão preenchidas, muito provavelmente, por estas mesmas unidades superiores (Rocha, 1976).

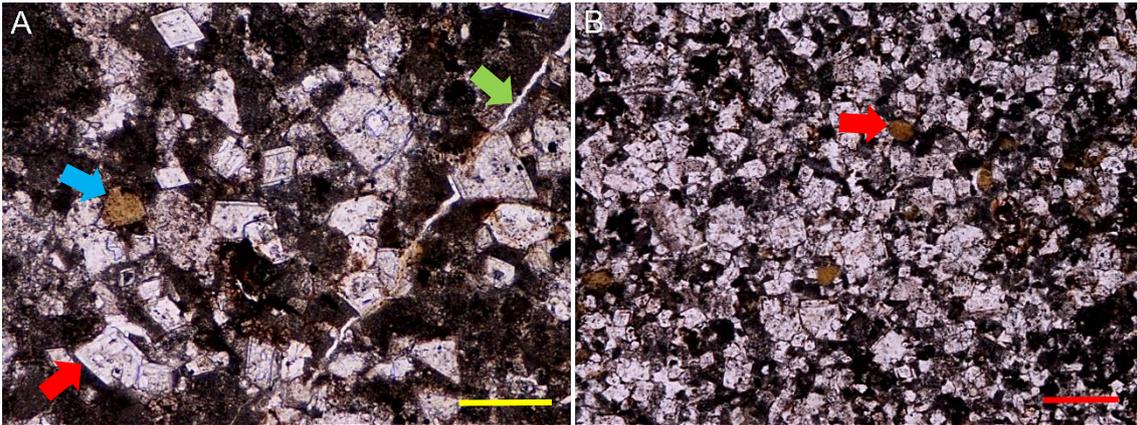


Fig.III.15 – Vários aspetos petrográficos de Peldolosparito/*Grainstone*. **A** (amostra PA1): Aspeto geral da rocha dominada por peloides e romboedros de dolomite (seta vermelha) com fábrica planar-e dispersos por toda a lâmina, com pormenor de glauconite (seta azul) e porosidade do tipo canal (seta verde) (PPL). **B** (amostra PA2): Aspeto geral da rocha com romboedros de dolomite com fábrica planar-e, com realce para a grande quantidade de glauconite (seta vermelha) (PPL). Barra de escala amarela/vermelha = 0,1 mm/0,2 mm.

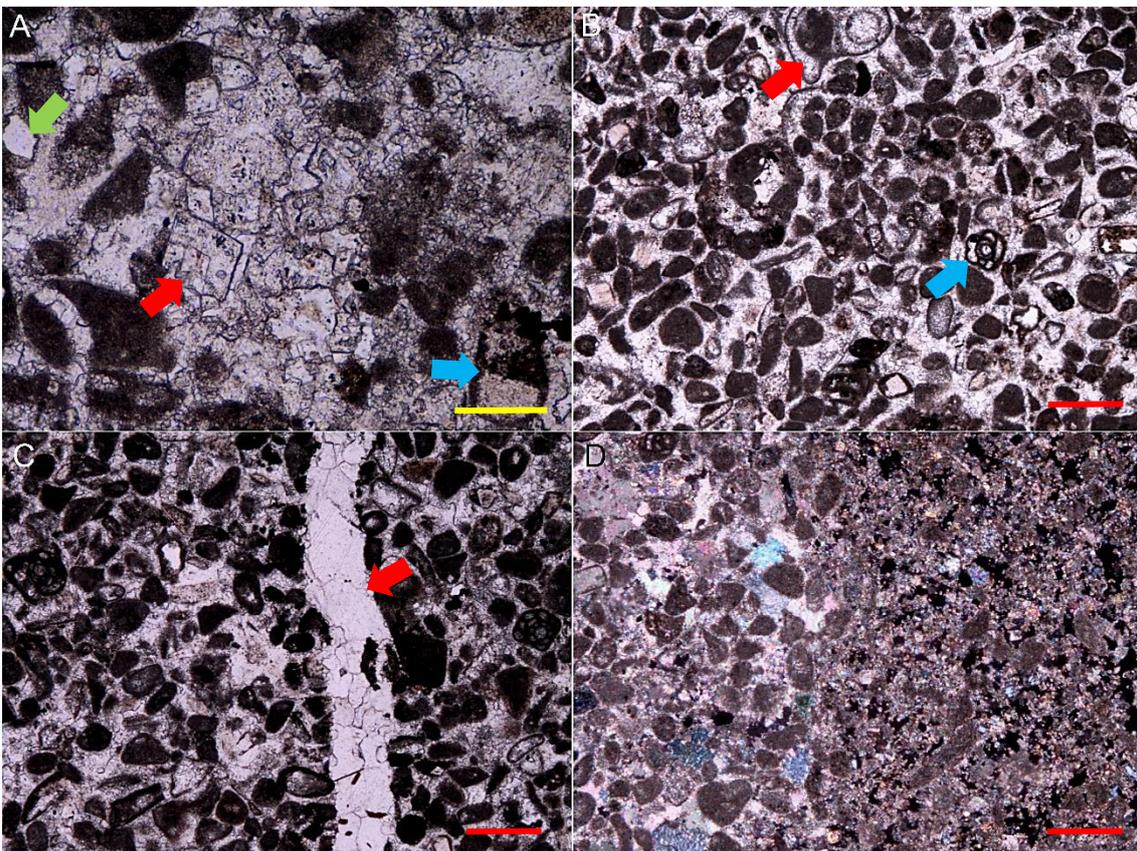


Fig.III.16 – Vários aspetos petrográficos de intraosparito/*Grainstone* da amostra PA3: **A** – Pormenor de cimento esparítico granular, bem como romboedro de dolomite (seta vermelha), crinoide (seta azul) e porosidade móldica (seta verde) (PPL); **B** – Aspeto geral da rocha, com pormenor de gastrópode (seta vermelha) e foraminífero bentónico (miliólídeo) (seta azul) (PPL); **C** – Pormenor de veio de dissolução preenchido por calcite espática (seta vermelha) (PPL); **D** – Distinção de dois tipos de fácies evidenciando-se na parte direita da imagem porosidade associada a bioturbação (XPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.

Lateralmente a este bioerme observa-se um conglomerado que será contemporâneo do fenómeno erosivo que originou as cavidades deste, constituído por elementos recifais, bem como de outros calcários (Rocha, 1976). Superiormente a estes registam-se camadas de um calcário de espessura variável entre 0,08 m e 0,6 m com aspeto mais calciclástico que apresenta laminações e *Zoophycos* (Fig.III.17.B). De seguida observa-se um conjunto margoso amarelado algo espesso, intercalado com algumas camadas de um calcário idêntico ao anterior mas muito menos espesso, variando entre 0,05 m e 0,2 m (Fig.III.17.C). Sobre este conjunto definem-se margas cinzentas espessas cujo limite superior, já pertence à unidade **Calcários margosos e margas de Mareta**, e passa superiormente a calcários margosos, alguns dos quais afetados por tectónica sin-deposicional, que originou escorregamentos nas fácies margo-calcárias (Fig.III.17.D). Estes calcários tornam-se mais compactos para o topo, até que no topo do perfil, é visível a superfície ondulada e ferruginosa que corresponde à discordância entre o Jurássico Médio e Superior, área que não foi possível amostrar devido às condições de maré.

Por último, a península da Atalaia, que constitui o topo do corte, é constituída pelas unidades **Calcários crinóidicos de Tonel** e **Calcários margosos, margas, e conglomeráticos de Tonel**, daí ter sido utilizada a sigla “J⁴” na descrição da unidade na coluna litostratigráfica da figura 17, pois é a sigla presente na notícia explicativa da folha 51-B Vila do Bispo da carta geológica de Portugal na escala 1:50 000, para designar as unidades do Jurássico Superior (Rocha *et al.*, 1979; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984).

III.4.2. Mineralogia

De forma a despistar a possível ocorrência de dolomite na base da sucessão estratigráfica estudada foram apenas analisadas 3 amostras, que vieram demonstrar a sua completa ausência. Em relação à primeira amostra, que se trata de um biomicrito, esta apresenta valores de 20% para o quartzo, e 80% para a calcite. Nas duas amostras seguintes, que se tratam de calcários calciclásticos, o quartzo reduz drasticamente para 0%, enquanto a calcite sobe até 100%(Fig.III.18).

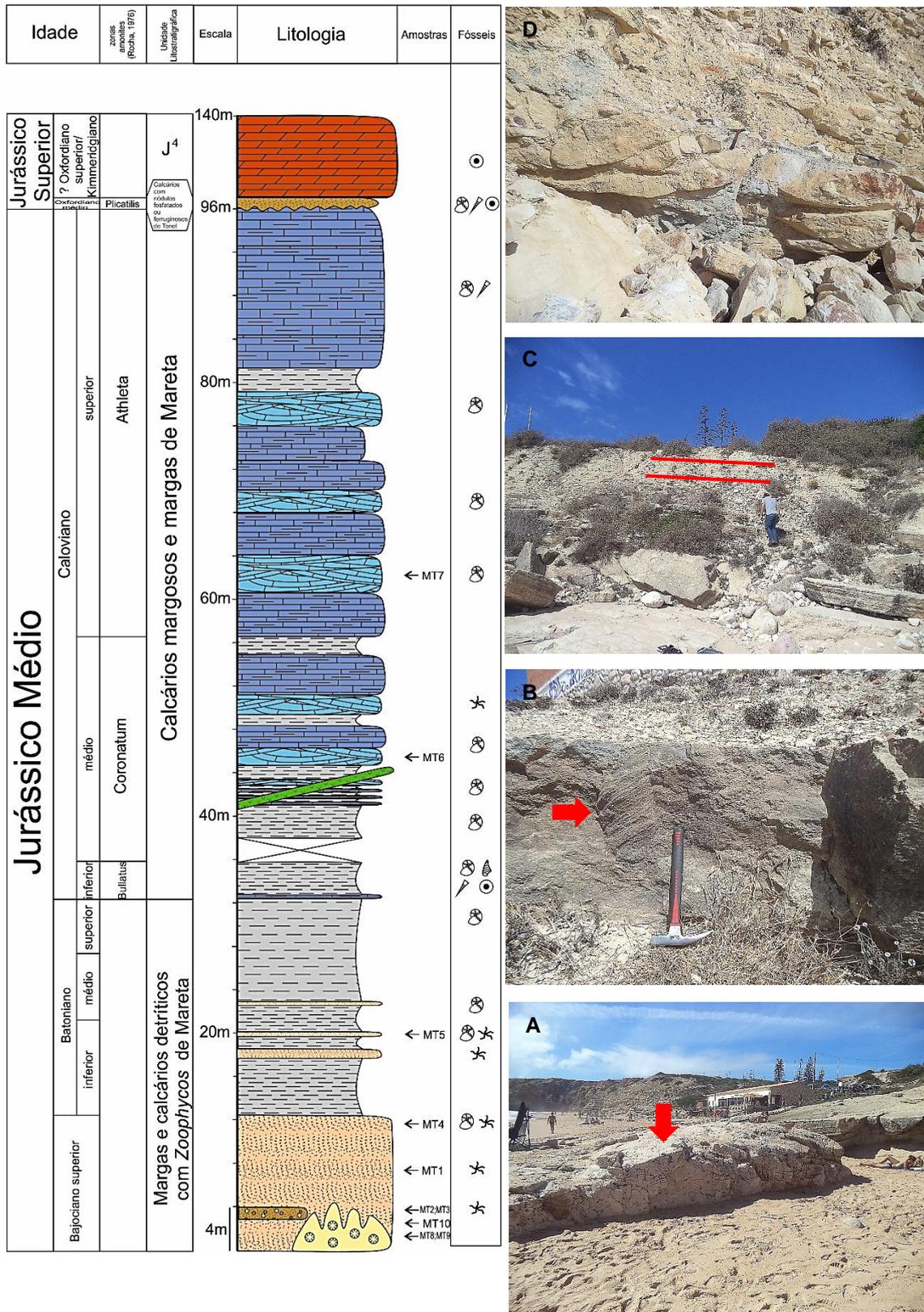


Fig.III.17 – Coluna litostratigráfica da Praia da Mareta (adaptada de Borges, 2012). **A** – Bioherme coralífero (seta) ao nível da Praia; **B** – Pormenor de *Zoophycos* (seta) nos calcários detríticos na unidade **Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta**; **C** – Margas e calcários (estratificação indicada pelas linhas vermelhas) da mesma unidade que **A** e **B**; **D** – Pormenor de slump observado na parte superior da sucessão.

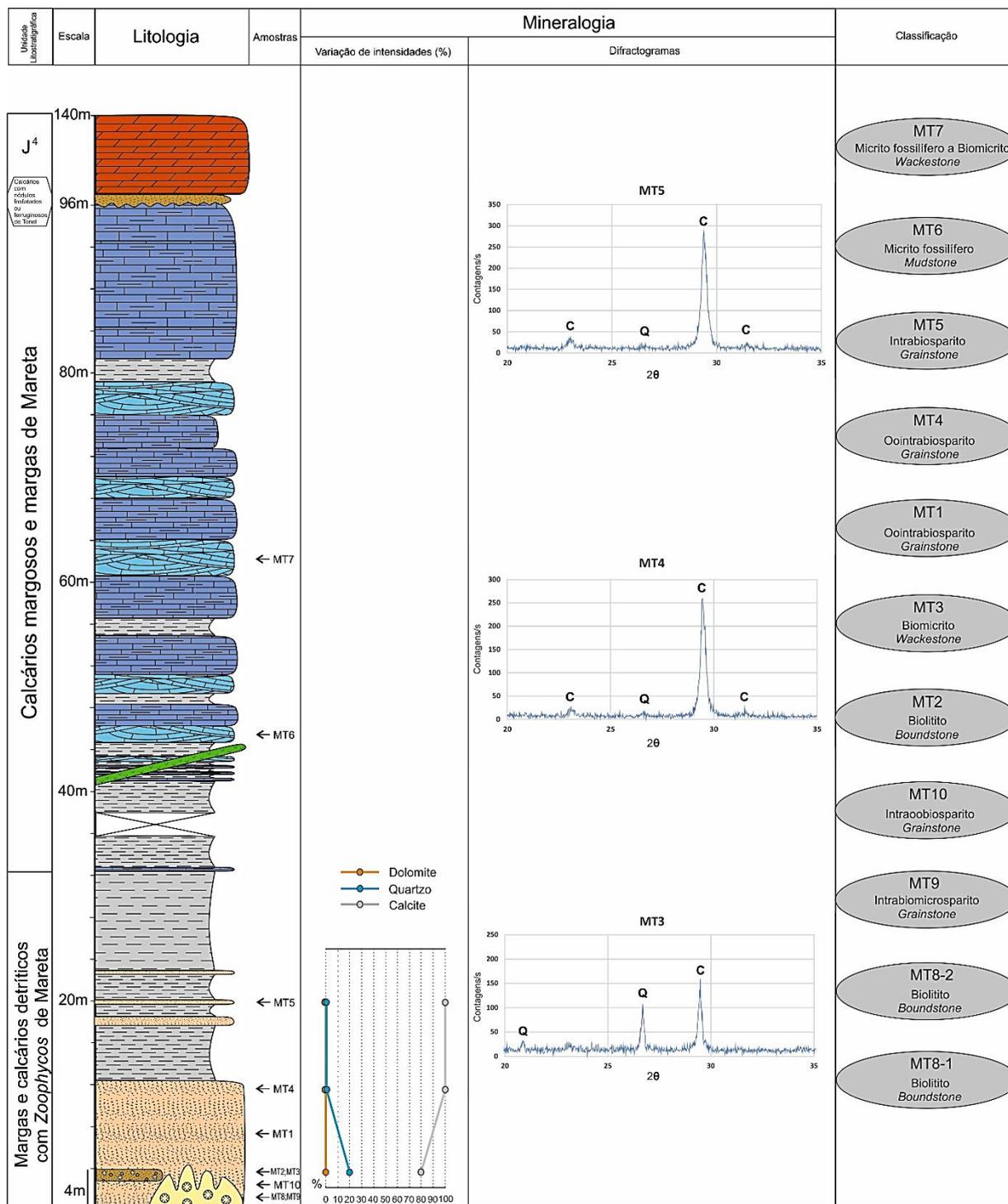


Fig.III.18 – Resultados da difracção de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na Praia da Mareta.

III.4.3. Microfácies

Neste perfil foram analisadas as seguintes onze amostras:

MT8 1 e MT8 2 – Biolitito/*Boundstone*. A componente ortoquímica é constituída por uma matriz micrítica escura, que envolve corais da Ordem *Scleractinia* (Fig.III.19.A). Como componentes aloquímicos é dominada por peloides, e apresenta em frações mais reduzidas bioclastos e intraclastos (Fig.III.19.B). Entre a fração bioclástica destacam-se bivalves, foraminíferos bentónicos, raros ostracodos e equinodermes. Muitos dos componentes encontram-se substituídos por calcite espática (Fig.III.19.B). Contém veios de dissolução preenchidos por calcite espática, mostrando ainda uma porosidade baixa do tipo canal.

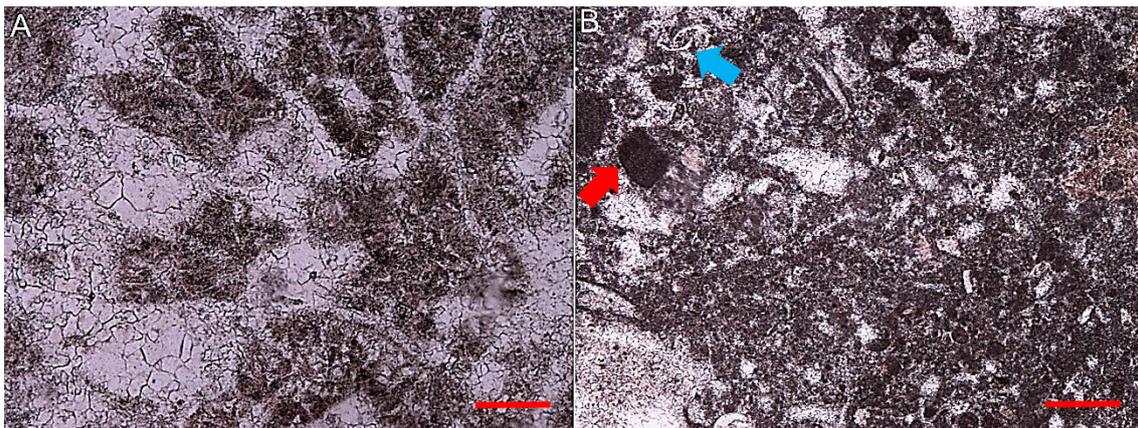


Fig.III.19 – Vários aspetos petrográficos de biolitito/*Boundstone* da amostra MT8 1/2: **A** – Pormenor de coral de Ordem *Scleractinia* (PPL); **B** – Aspeto de outras áreas da matriz, onde é possível ver em pormenor peloides microbianos, muitos elementos calcitizados, intraclastos (seta vermelha) e ostracodo (seta azul) (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

MT9 – Intrabiomicrosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento microspartítico. A componente aloquímica dominante é composta por intraclastos e bioclastos, ocorrendo com menor expressão peloides e ooides (geralmente micritizados). A fração bioclástica é composta essencialmente por crinoides (apresentando na sua maioria crescimento sintaxial) e bivalves (incluindo filamentos) (Fig.III.20), raros braquiópodes e alguns foraminíferos bentónicos. Apresenta óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo intragranular e vacuolar, mostrando ainda laminação.

MT10 – Intraobiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico, apresentando localmente uma matriz micrítica em zonas que aparentam ser fragmentos de outras rochas. A maioria dos grãos está envolvida num cimento equidimensional a laminar, sendo também visível contactos suturados. A

componente aloquímica dominante é composta por intraclastos, ooides radiais (também micritizados) e bioclastos, na sua maioria equinodermes. Em frações mais reduzidas apresenta fragmentos de braquiópodes, bivalves, foraminíferos bentônicos, gastrópodes e fragmentos de corais. Apresenta óxidos de ferro, bem como muitos veios de dissolução preenchidos por calcite espática, mostrando ainda porosidade baixa do tipo vacuolar e canal.

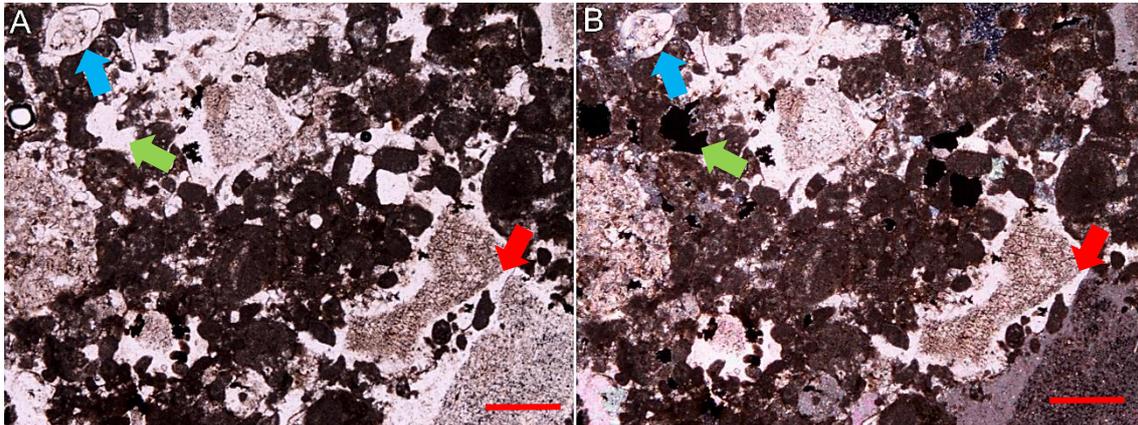


Fig.III.20 – Vários aspetos petrográficos de intrabiomicosparito/*Grainstone* da amostra MT9: Aspeto geral da rocha, onde é possível observar crinoides com crescimento sintaxial (seta vermelha), bivalve (seta azul) intraclastos e porosidade do tipo vacuolar (seta verde), em PPL (A) e XPL (B). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

MT2 – Biolitito/*Boundstone*. A componente ortoquímica é constituída por uma matriz micrítica escura, que envolve corais da Ordem *Scleractinia* (Fig.III.21.A). Como componentes aloquímicos é composta na sua maioria por peloides, mostrando em frações mais reduzidas bioclastos, como foraminíferos bentônicos, algas verdes (Fig.III.21.B), bivalves, equinodermes e raros ostracodos. Apresenta óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo móldica. Muitos dos componentes encontram-se calcitizados.

MT3 – Biomicrito/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica. A componente aloquímica dominante é composta por bioclastos, tais como foraminíferos bentônicos, bivalves (incluindo filamentos), equinodermes e ostracodos. Apresenta óxidos de ferro, bem como microfraturas preenchidas por microsparite, mostrando ainda uma porosidade baixa.

MT1 – Oointrabiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico. A componente aloquímica dominante é composta por ooides (micritizados e estrutura radial com subestrutura tangencial), intraclastos e bioclastos, na sua maioria equinodermes (também com crescimento sintaxial) e foraminíferos bentónicos. Em frações mais reduzidas mostra bivalves e fragmentos de braquiópodes. Apresenta laminações cujos horizontes mais condensados mostram predominantemente intraclastos. Mostra óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar e intragranular.

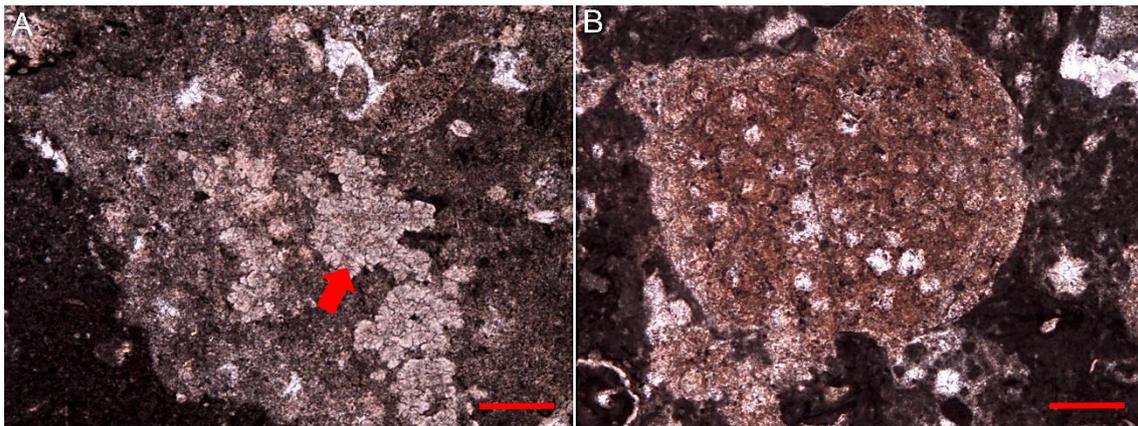


Fig.III.21 – Vários aspetos petrográficos de biolito/*Boundstone* da amostra MT2: **A** – Pormenor de coral de Ordem *Scleractinia* (seta vermelha), bem como da matriz micritica escura (PPL); **B** – Pormenor de alga verde? ao centro e outros elementos calcitizados (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

MT4 – Oointrabiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico. A componente aloquímica dominante é composta por ooides (micritizados e estrutura radial com subestrutura tangencial), intraclastos e bioclastos, na sua maioria equinodermes e foraminíferos bentónicos. Em frações mais reduzidas mostra bivalves e fragmentos de braquiópodes (Fig.III.22.A). Exibe laminações cujos horizontes são constituídos ora por ooides e intraclastos, ora por equinodermes (Fig.III.22.B). Muitos dos grãos contactam entre si exibindo fenómenos de compactação química. Apresenta óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar e intragranular.

MT5 – Intrabiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento microsparítico, com preenchimento dos espaços vazios por calcite espática. A componente aloquímica dominante é composta por intraclastos e bioclastos, na sua

maioria equinodermes e foraminíferos bentônicos. Em frações mais reduzidas mostra bivalves e raros ostracodos. Exibe laminações com horizontes constituídos por aglomerados de equinodermes. Apresenta óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar.

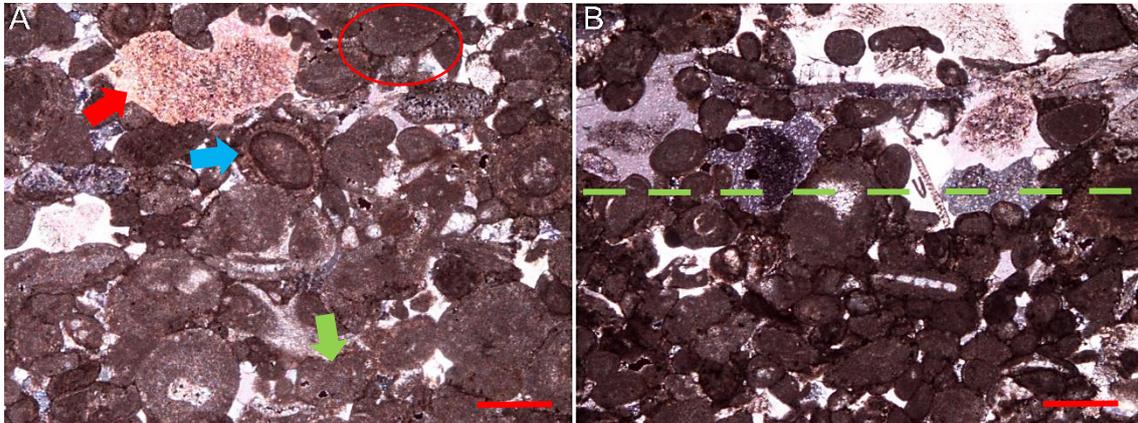


Fig.III.22 – Vários aspetos petrográficos de oolite/trabosparito/*Grainstone* da amostra MT4: **A** – Aspeto geral da rocha, onde é possível observar equinodermes com crescimento sintaxial (seta vermelha), ooides (seta azul), intraclastos (seta verde), bem como o contato por compactação química entre quase todos os grãos (área circundada a vermelho) (XPL); **B** – Pormenor de horizontes distintos (“separados” com tracejado verde), que originam o efeito de laminação (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

MT6 – Micrito fóssilífero/*Mudstone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica. A pouca componente aloquímica (<10%) presente é composta por bivalves (essencialmente filamentos) e equinodermes. Apresenta óxidos de ferro e microfratura preenchida por microsparite, assim como uma porosidade baixa associada a bioturbação.

MT7 – Micrito fóssilífero a Biomicrito/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica (Fig.III.23.A). A componente aloquímica é composta por bioclastos, maioritariamente filamentos de bivalves. Em frações mais reduzidas mostra ostracodos, equinodermes e foraminíferos planctónicos? (Fig.III.23.B/C). Apresenta óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa associada a bioturbação (Fig.III.23.D).

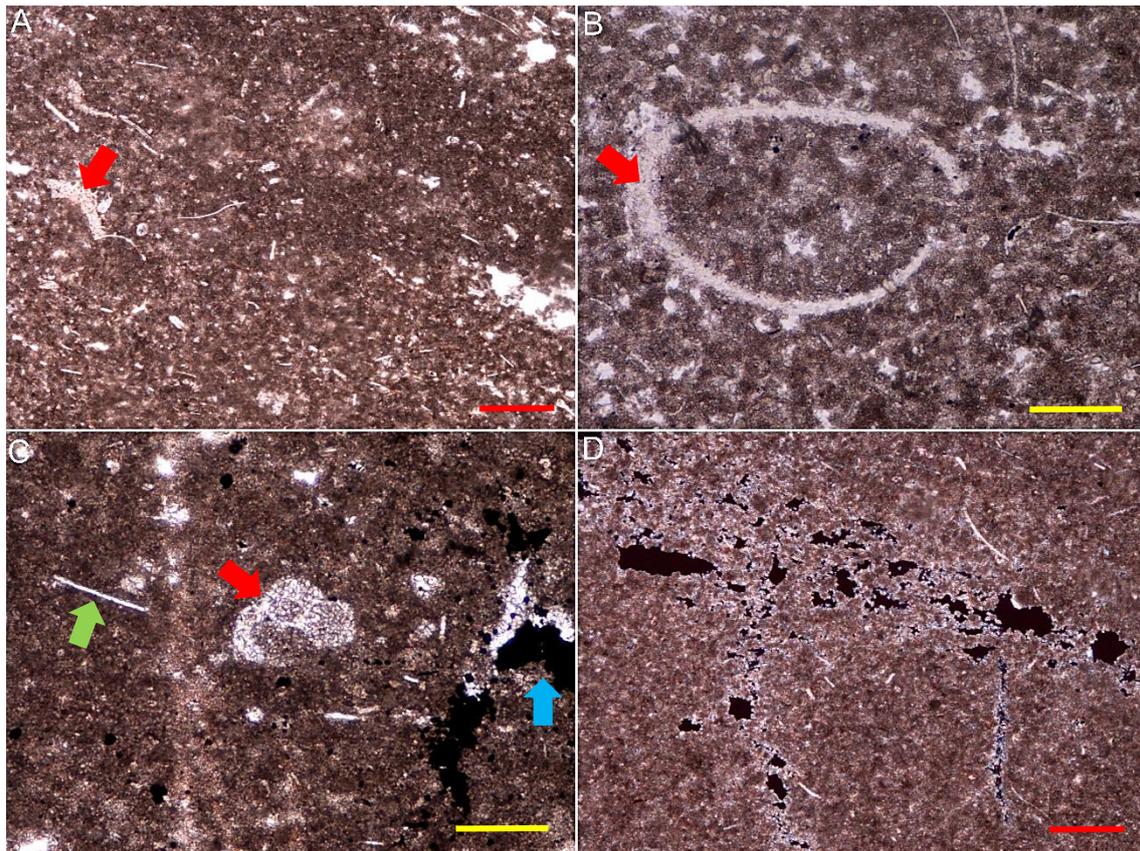


Fig.III.23 – Vários aspetos petrográficos de micrito fossilífero a biomicrito/*Wackestone* da amostra MT7: **A** – Aspeto geral da rocha onde é possível observar inúmeros bivalves (filamentos) bem como outros elementos calcitizados e equinoderme (seta vermelha) (PPL); **B** – Pormenor de ostracodo (seta vermelha) (PPL); **C** – Pormenor de foraminífero planctónico? (seta vermelha), óxidos de ferro (seta azul) e filamento de bivalve (seta verde) (PPL); **D** – Pormenor de porosidade associada a bioturbação (XPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.

III.5. Praia da Cilheta-Tonel

III.5.1. Análise sedimentar e litostratigráfica

A sucessão da Praia da Cilheta-Tonel (Fig.III.24) inicia com a unidade **Calcários margosos e margas de Mareta** que compreende aproximadamente 18 m a 20 m de um calcário margoso de cor amarelada, disposto em bancos de 0,20 m a 0,60 m, com alguns leitos margosos cinzentos escuros (Fig.III.24.A). No topo destes calcários é visível uma superfície erosiva, ferruginosa e ondulada (Fig.III.24.B).

Acima desta superfície, inicia a unidade **Calcários com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel** que corresponde a um calcário compacto de cor avermelhado com uma espessura aproximada de 0,5 m, rico em nódulos fosfatados e macrofauna, normalmente de aspeto ferruginoso. Acima deste nível está a unidade **Calcários**

crinóidicos de Tonel, constituída por calcários compactos brancos a róseos com pátina vermelha, ricos em crinóides e outra microfauna, que se torna muito conglomerático para o topo, níveis esses já pertencentes à unidade **Calcários margosos, margas e conglomeráticos de Tonel**. De seguida, junto ao caminho que desce para a Praia, começa a unidade **Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel**, que apresenta uma sucessão de calcários cristalinos a calcários margosos, com aspeto algo conglomerático, onde aparecem alguns níveis margosos (Fig.III.24.C). Mais para sul da Praia, zona que não foi amostrada, os calcários tornam-se mais compactos e a dolomitização torna-se mais intensa (Rocha *et al.*, 1979; Ramalho, Rocha & Marques *in* Oliveira, 1982-83,1984).

III.5.2. Mineralogia

Em termos mineralógicos todas as amostras realizadas apresentam valores de 100% para a calcite (Fig.III.25).

III.5.3. Microfácies

Neste perfil foram analisadas as seguintes oito amostras:

CT1 – Biopelmicrito/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica. A componente aloquímica dominante é composta por bioclastos, na sua maioria bivalves (incluindo filamentos) e equinodermes. Em frações mais reduzidas apresenta foraminíferos bentónicos e raros ostracodos. Muitos dos bioclastos estão preenchidos por calcite espática. Observam-se ainda alguns níveis ricos em peloides. Apresenta quartzo siltoso (<1%) e óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar, que se mostra mais elevada localmente, provavelmente devido a bioturbação.

CT2 – Pelmicrito fossilífero/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica. A componente aloquímica dominante é composta por peloides, seguidos de menores quantidades de bioclastos (<10%), na sua maioria bivalves (incluindo filamentos). Em frações mais reduzidas mostra equinodermes e foraminíferos bentónicos. Muitos dos bioclastos estão preenchidos por calcite espática. Apresenta quartzo siltoso (<1%) e óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar, que se torna cada vez maior para o topo, aparentemente relacionada com bioturbação.

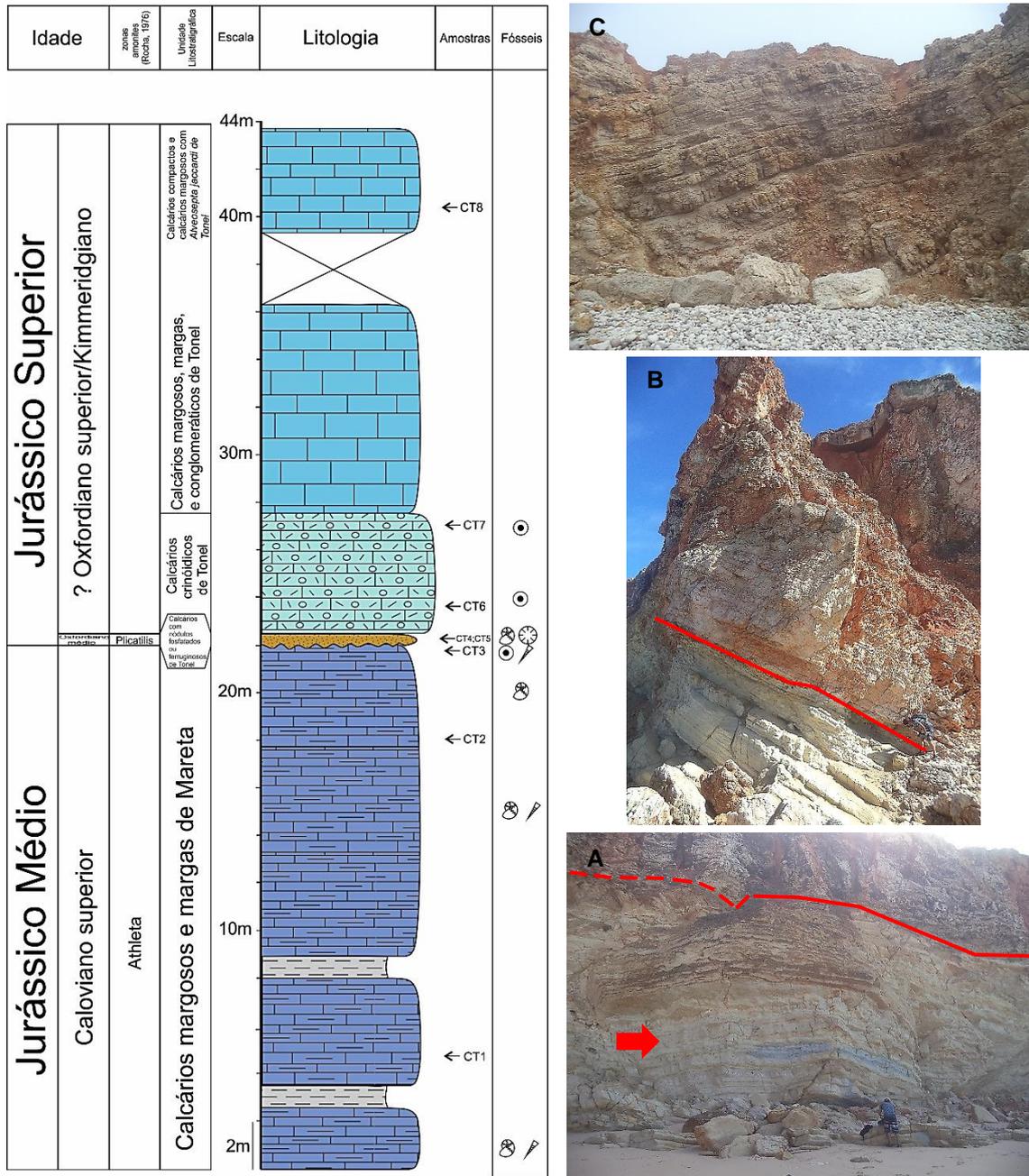


Fig.III.24 – Coluna litostratigráfica da Praia da Cilheta-Tonel (adaptada de Rocha, 1976), com a localização da amostragem realizada. **A** – Aspeco estratiforme dos **Calcários margosos e margas de Mareta** (seta), e o contacto com o Oxfordiano médio (linha vermelha); **B** – Discordância (linha vermelha) entre o Jurássico Médio e Superior; **C** – Calcários da unidade **Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel**.

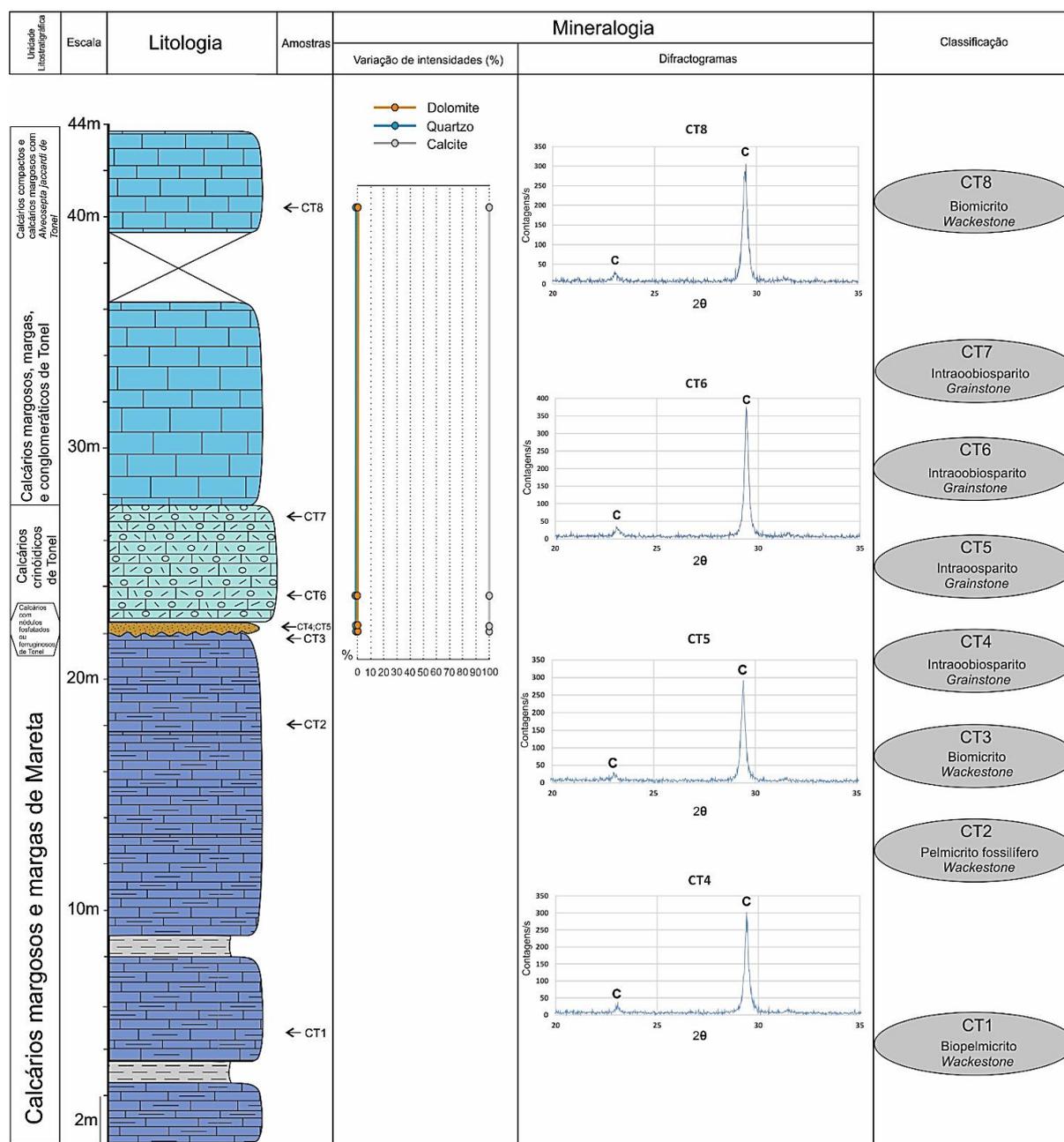


Fig.III.25 – Resultados da difração de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na Praia da Cilheta-Tonel.

CT3 – Biomicrito/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica (aparentemente micropeloidal). A componente aloquímica dominante é composta por bioclastos, maioritariamente bivalves (incluindo filamentos), equínideos e microrecristalizações esféricas. Em frações mais reduzidas mostra fragmentos de braquiópodes, raros foraminíferos bentónicos e ostracodos. Muitos bioclastos encontram-se preenchidos por calcite espática. Contém quartzo (<1%) e óxidos de ferro.

Apresenta veios de dissolução preenchidos por calcite espática, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar e intragranular, aumentando localmente em zonas bioturbadas.

CT4 – Intraobiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico granular, localmente microsparítico. A componente aloquímica dominante é composta por intraclastos (Fig.III.26.A/B), ooides radiais (também micritizados) e bioclastos, na sua maioria equinodermes (também com crescimento sintaxial) (Fig.III.26.A). Em frações mais reduzidas mostra braquiópodes (incluindo fragmentos), foraminíferos bentónicos, algas, fragmentos de corais (Fig.III.26.C), bivalves, gastrópodes e serpulídeos. Apresenta óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo canal, vacuolar e intragranular. (Fig.III.26.D).

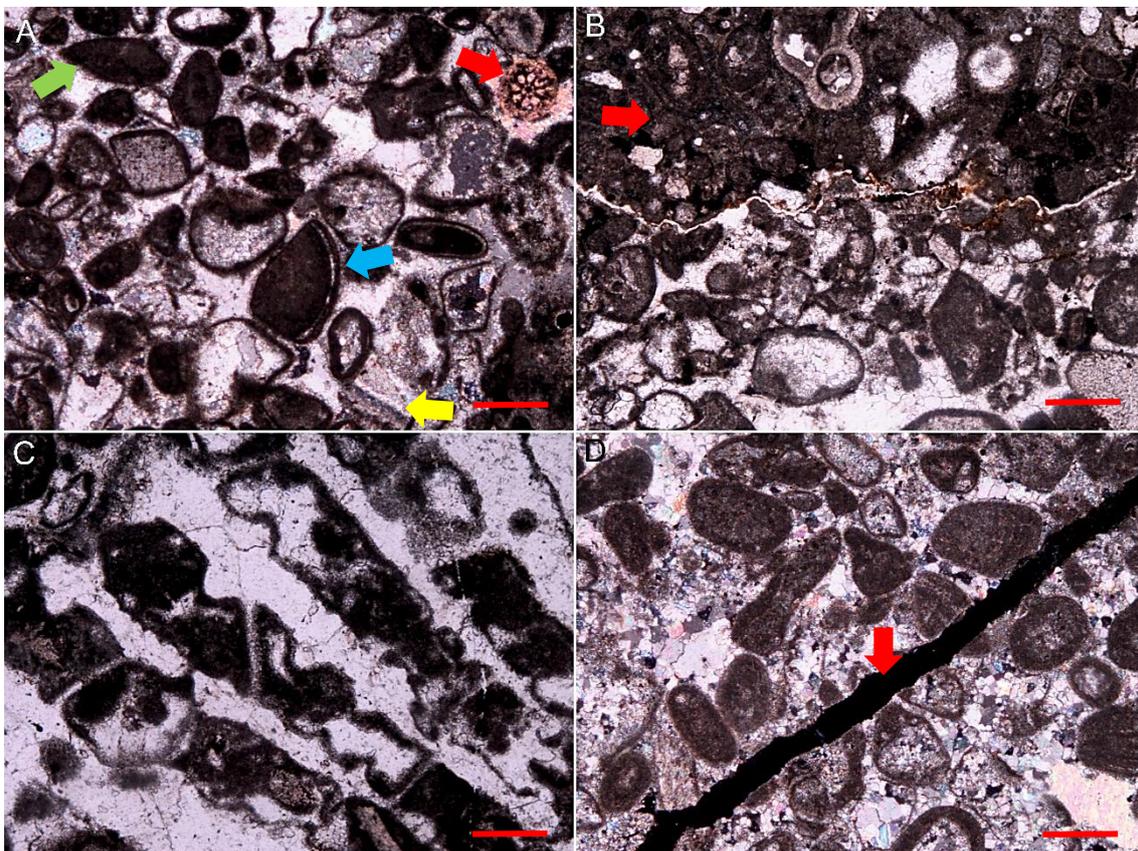


Fig.III.26 – Vários aspetos petrográficos de intraobiosparito/*Grainstone* da amostra CT4: **A** – Aspeto geral da rocha onde além do cimento esparítico, é observável equinodermes (seta vermelha), ooides (um deles fragmentado; seta azul), intraclastos (seta verde) e fragmento de braquiópode (seta amarela) (XPL); **B** – Pormenor de intraclasto que consiste noutro tipo de rocha (seta vermelha) (PPL); **C** – Pormenor de fragmento de coral (PPL); **D** – Pormenor de porosidade do tipo canal (seta vermelha) (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

CT5 – Intraoosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico granular, localmente microsparítico. A componente aloquímica dominante é composta por intraclastos, ooides radiais com subestrutura tangencial, apresentando também frações reduzidas de bioclastos (Fig.III.27.A), maioritariamente equinodermes (também com crescimento sintaxial). Em frações mais reduzidas contém gastrópodes, braquiópodes (incluindo fragmentos), algas, foraminíferos bentônicos, bivalves e serpulídeos. Contém óxidos de ferro e apresenta porosidade baixa do tipo intragranular e vacuolar, mas consideravelmente superior em relação à lâmina anterior.

CT6 – Intraoobiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico, localmente microsparítico. Todos os componentes da lâmina então envolvidos por uma primeira fase de cimento equidimensional a laminar. A componente aloquímica dominante é composta por intraclastos, ooides radiais com subestrutura tangencial (também micritizados) e bioclastos (Fig.III.27.B), maioritariamente equinodermes (também com crescimento sintaxial) e gastrópodes. Em frações mais reduzidas mostra fragmentos de braquiópodes, bivalves, fragmentos de algas calcitizadas e raros foraminíferos bentônicos. Apresenta porosidade baixa do tipo vacuolar e intragranular.

CT7 – Intraoobiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico, e assim como na lâmina anterior os componentes estão envolvidos por uma primeira fase de cimento equidimensional a laminar. A componente aloquímica dominante é composta por intraclastos, ooides micritizados (alguns ainda com subestrutura tangencial) e bioclastos (Fig.III.27.C), na sua maioria equinodermes (também com crescimento sintaxial) e gastrópodes. Em frações mais reduzidas mostra fragmentos de braquiópodes, bivalves, fragmentos de corais (Fig.III.27.D) e raros foraminíferos bentônicos. A maioria dos bioclastos encontra-se preenchida por calcite espática. Mostra óxidos de ferro e porosidade baixa do tipo vacuolar e intragranular.

CT8 – Biomicrito/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica escura. A componente aloquímica é composta por bioclastos, na sua maioria gastrópodes, foraminíferos bentônicos, bivalves e ostracodos, apresentando ainda em frações mais reduzidas fragmentos de braquiópodes e fragmentos de algas verdes (Fig.III.28.A/B). Todos estes componentes encontram-se completamente substituídos por calcite espática. Apresenta porosidade baixa do tipo móldica e vacuolar.

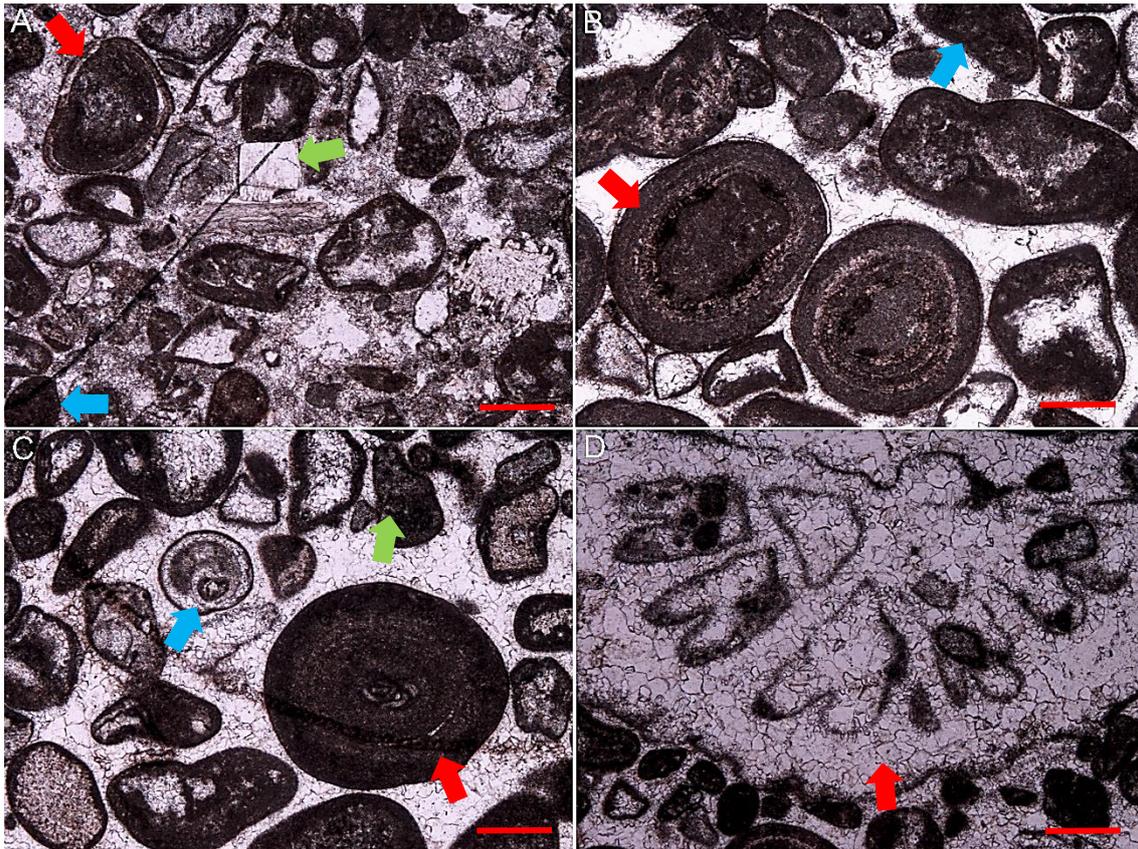


Fig.III.27 – Vários aspetos petrográficos de *Grainstone*. **A** (amostra CT5/intraoosparito): Aspeto geral da rocha, com pormenor de ooide (seta vermelha), intraclasto (seta azul) e crinoide (seta verde) (PPL). **B** (amostra CT6/intraoobiosparito): Aspeto geral da rocha, com pormenor de ooide (seta vermelha) e intraclasto (seta azul) (PPL). **C** (amostra CT7/intraoobiosparito): Aspeto geral da rocha com pormenores de ooide (seta vermelha), gastrópode (seta azul) e intraclasto (seta verde) (PPL). **D** (amostra CT7/intraoobiosparito): Pormenor de fragmento de coral (seta vermelha) (PPL). Barra de escala vermelha/amarela = 0,2 mm/0,1 mm.

III.6. Foz de Benaçoitão

III.6.1. Análise sedimentar e litostratigráfica

A sucessão da Foz de Benaçoitão (Fig.III.29) tem aproximadamente 30 m de espessura e regista também a transição entre o Jurássico Médio e o Jurássico Superior. Na base do corte define-se a unidade **Calcários margosos e margas de Mareta**, que apresenta calcários margosos e calcários compactos, dos quais só foi possível observar aproximadamente os últimos 4 a 5 m devido à grande acumulação de blocos caídos da arriba. Estes apresentam-se muito diaclasados em bancadas com cerca de 0,10 m a 0,30 m de espessura, intercalados com camadas margosas muito pouco espessas, inclinados 6° a 9° para Oeste (Fig.III.29.A). Sobre estes, temos uma superfície ravinante

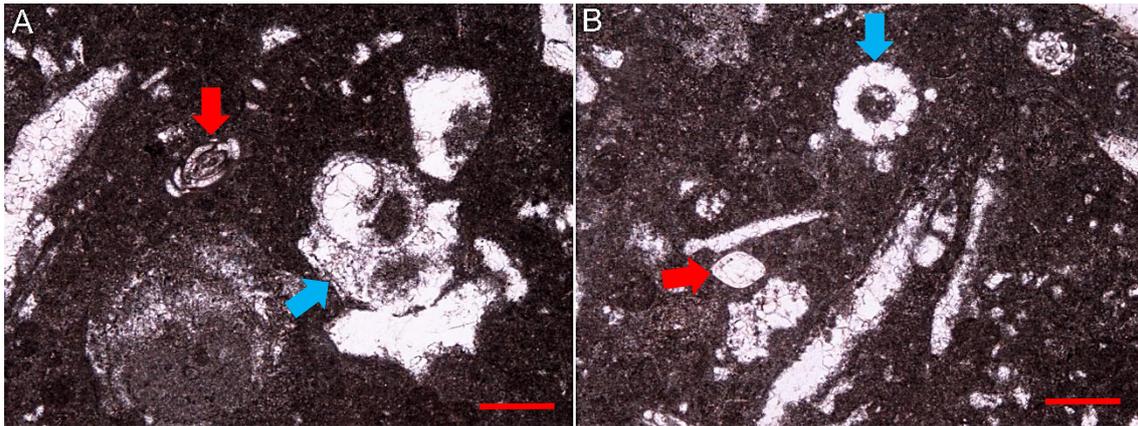


Fig.III.28 – Vários aspetos petrográficos de biomicrito/*Wackestone* da amostra CT8: **A** – Aspeto geral da rocha, exibindo uma matriz micrítica muito escura, com foraminífero bentónico (seta vermelha) e gastrópode (seta azul) em destaque (PPL); **B** – Pormenor de outros elementos completamente calcitizados, dos quais ostracodo (seta vermelha) e alga verde (*Dasycladaceae*) (seta azul) (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

coberta de óxidos de ferro, sobre a qual se encontra a unidade **Calcários margosos, margas e conglomeráticos de Tonel**, materializada por um conglomerado poligénico com vários clastos de outros elementos calcíticos, bem arredondados (Fig.III.29.B). O resto da sucessão é constituída por a unidade **Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel** e compreende calcários margosos a calcários compactos de cor creme a amarelados com manchas ferruginosas, de espessura variável entre 0,20 m e 0,80 m, intercalados com algumas margas cinzentas (Fig.III.29.C). Aproximadamente 3 m acima do conglomerado poligénico, existe um nível de aproximadamente 0,30 m, com aspeto conglomerático, de cor cinzenta com alguns clastos de menores dimensões, apresentando boa calibração. A única macrofauna observada foram gastrópodes, nos calcários mais compactos.

III.6.2. Mineralogia

Em termos mineralógicos, todas as amostras apresentaram valores máximos para a calcite (100%) (Fig.III.30).

III.6.3. Microfácies

Neste perfil foram analisadas as seguintes dez amostras:

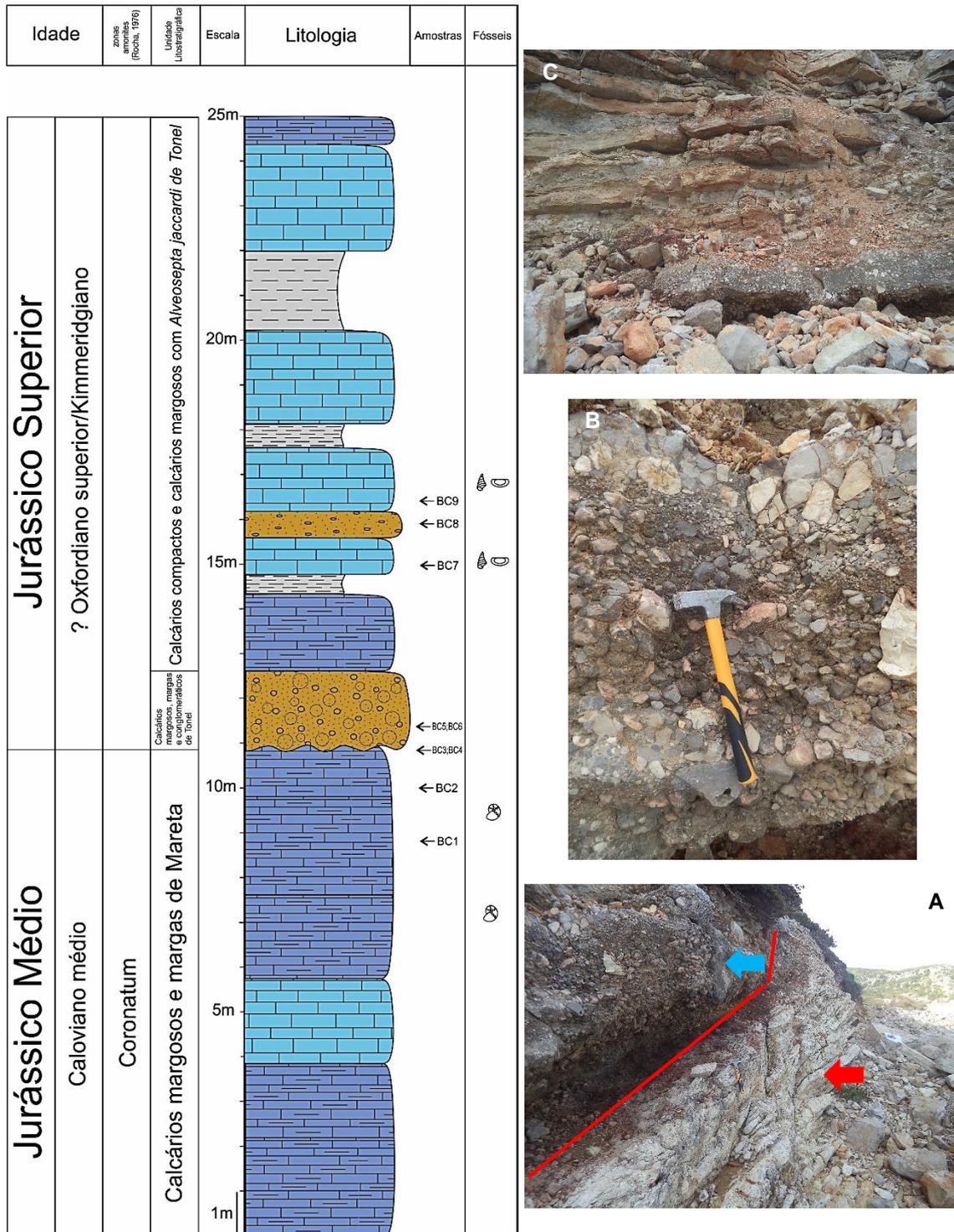


Fig.III.29 – Coluna litostratigráfica da Foz de Benaçoitão (adaptada de Borges, 2012), com a localização da amostragem realizada. **A** – Pormenor dos **Calcários margosos e margas de Mareta** inclinados para oeste (seta vermelha), com a superfície erosiva e ferruginosa (linha vermelha), sobreposta por o conglomerado (seta azul); **B** – Pormenor do conglomerado com clastos bem arredondados e calibrados; **C** – Aspeto estratiforme dos **Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel**.

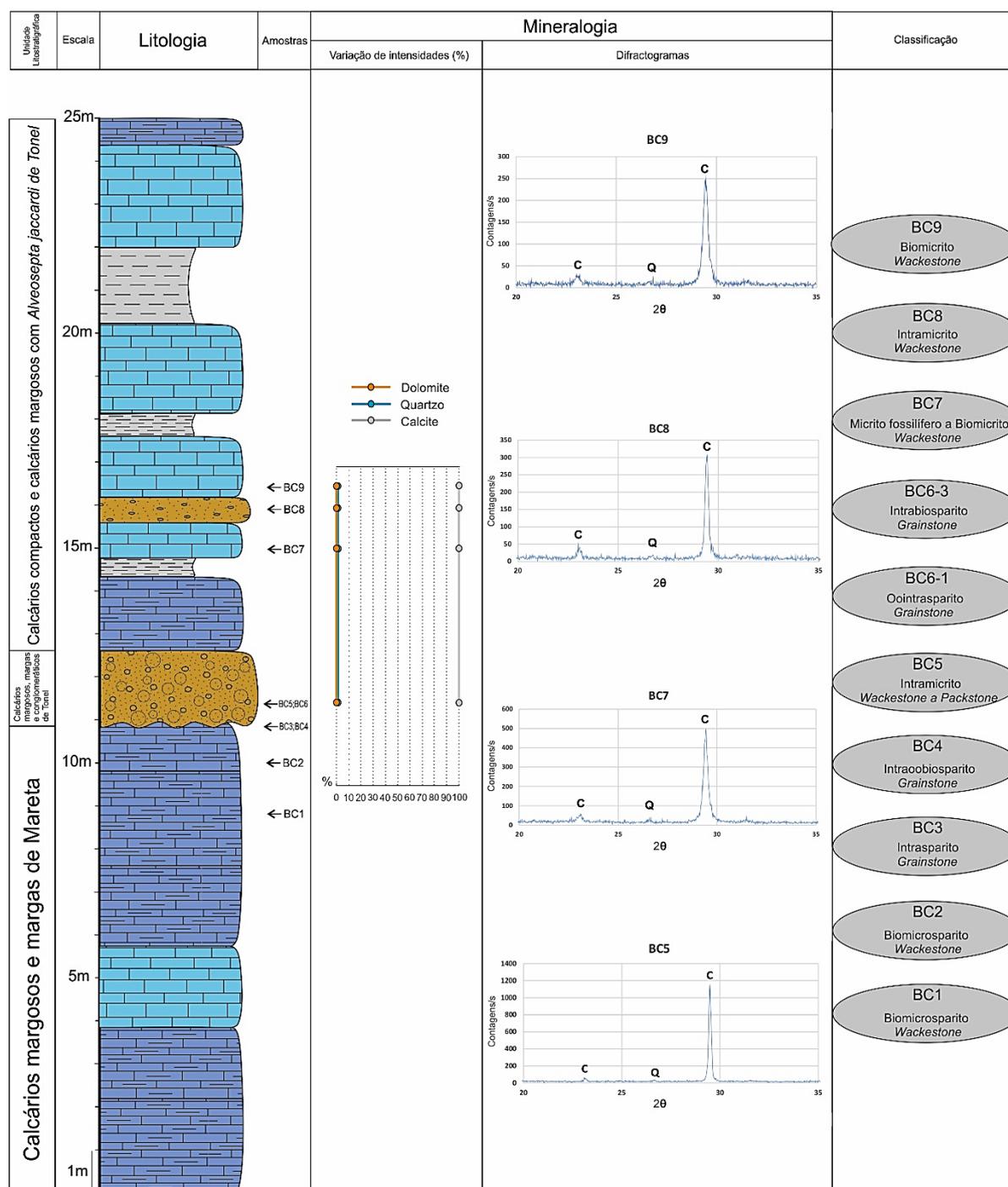


Fig.III.30 – Resultados da difração de raios-X e classificação das rochas carbonatadas analisadas na sucessão estratigráfica aflorante na Foz de Benaçoitão.

BC1 – Biomicrosparito/Wackestone. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento microsparítico. A componente aloquímica dominante é composta por bioclastos, na sua maioria bivalves (incluindo filamentos) e equinodermes. Em frações mais reduzidas mostra ostracodos e microrecristalizações esféricas. Contém ainda peloides

localmente (Fig.III.31.A). Quase toda a componente fossilífera encontra-se calcitizada. Apresenta microfaturas preenchidas por calcite espática, mostrando ainda óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar.

BC2 – Biomicrosparito/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento microsparítico. A componente aloquímica dominante é composta por bioclastos, dos quais equinodermes e bivalves (incluindo filamentos). Localmente apresenta alguma concentração de peloides (Fig.III.31.B). Apresenta microfaturas preenchidas por calcite espática. Apresenta óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar e canal. Esta apresenta-se numa textura mais fina que a anterior, como é possível observar na Fig.III.31.

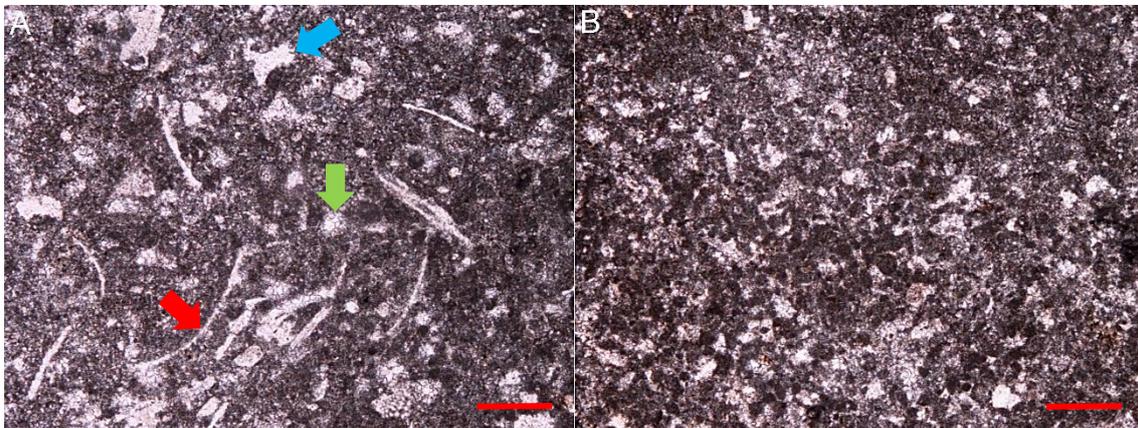


Fig.III.31 – Vários aspetos petrográficos de biomicrosparito/*Wackestone*. **A** (amostra BC1): Aspeto da rocha numa das zonas com aglomerados de peloides, com pormenor de filamento de bivalve (seta vermelha), equinoderme (seta azul) e microrecristalização esférica (seta verde) (PPL). **B** (amostra BC2): Aspeto da rocha num dos níveis de concentração de peloides (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

BC3 – Intrasparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico (Fig.III.32.A). A componente aloquímica principal são intraclastos de grandes dimensões. Estes apresentam bioclastos, na sua maioria crinoides (Fig.III.32.B). Em frações mais reduzidas mostram filamentos de bivalves. A lâmina exhibe características de ser constituída por fragmentos de rocha do tipo *mudstone* e/ou *wackestone*, cimentadas por calcite espática. Apresenta óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar.

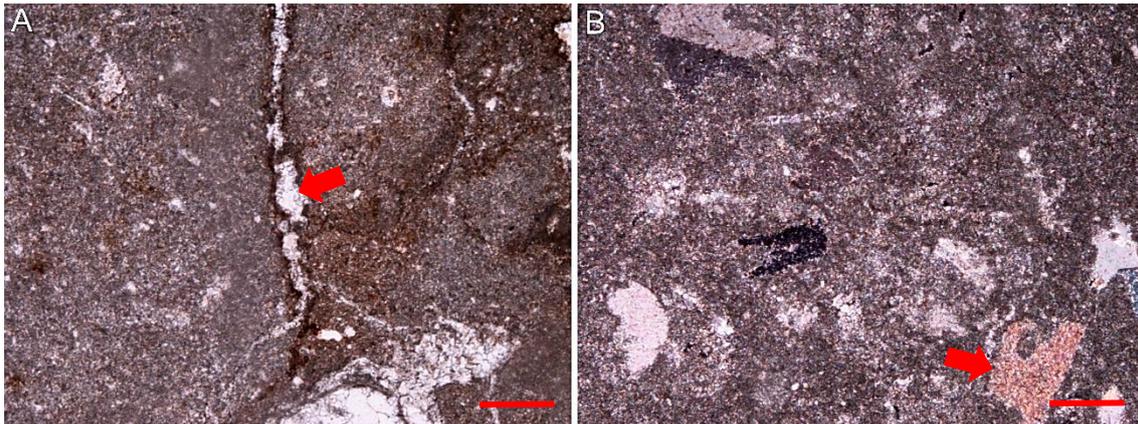


Fig.III.32 – Vários aspetos petrográficos de intramicrito a intramicroparito/*Grainstone* da amostra BC3: **A** – Aspeto geral da rocha onde é possível ver “intraclastos” cimentados por microsparite a esparite (seta vermelha), bem como óxidos de ferro dispersos na lâmina (PPL); **B** – Pormenor de equinodermes, neste caso apenas crinoides (seta vermelha) (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

BC4 – Intraoobiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico granular. A componente aloquímica dominante é composta por intraclastos, oides micritizados e bioclastos, na sua maioria crinoides. Em frações mais reduzidas mostra fragmentos de braquiópodes, gastrópodes, raros foraminíferos bentónicos e bivalves (incluindo filamentos). Apresenta várias microfaturas preenchidas por calcite espática, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar.

BC5 – Intramicrito/*Wackestone* a *Packstone*. A constituição desta lâmina corresponde a fragmentos de outras rochas, caracterizados como intraclastos, que correspondem a *mudstones* e/ou *wackestones*, cimentados por matriz micrítica que apresenta alguns bioclastos. Apresenta muitos óxidos de ferro, assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar.

BC6-1 – Oointrasparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico granular. Todos os componentes da lâmina então envolvidos por uma primeira fase de cimento equidimensional a laminar. A componente aloquímica dominante é composta por oides micritizados e intraclastos (Fig.III.33.A). Em menores quantidades contém bioclastos, na sua maioria crinoides com crescimento sintaxial, e outros como gastrópodes e fragmentos de braquiópodes. Apresenta porosidade baixa do tipo vacuolar.

BC6-3 – Intrabiosparito/*Grainstone*. A constituição ortoquímica corresponde a um cimento esparítico granular. A componente aloquímica dominante é composta por intraclastos mal calibrados e bioclastos, na sua maioria crinoides (Fig.III.33.B). Em frações mais reduzidas mostra fragmentos de braquiópodes, foraminíferos bentónicos, gastrópodes, bivalves, serpulídeos e ainda fragmentos de corais. Apresenta porosidade baixa do tipo vacuolar.

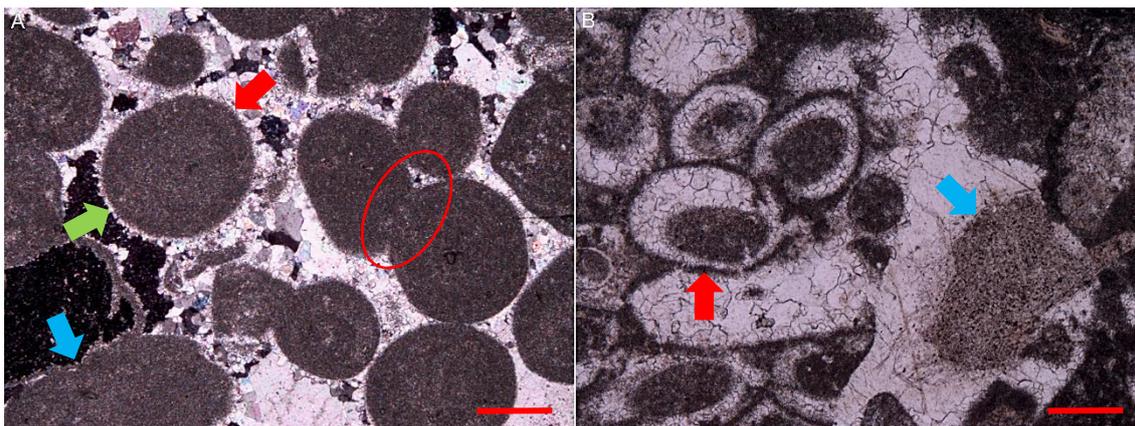


Fig.III.33 – Vários aspetos petrográficos de *Grainstone*. **A** (amostra BC6-1/oointrasparito): Aspeto geral da rocha, com pormenor de ooide micritizado (seta vermelha), intraclasto (seta azul), cimento equidimensional a laminar (seta verde), e contacto côncavo-convéxo entre ooides (área circundada a vermelho) (XPL). **B** (amostra BC6-3/intrabiosparito): Aspeto geral da rocha, com pormenor de serpulídeos (seta vermelha) e crinoide (seta azul) (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

BC7 – Micrito fossilífero a biomicrito/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica. A pouca componente aloquímica (<10%) é composta por bioclastos, inclusive foraminíferos bentónicos, bivalves (incluindo filamentos) e ostracodos. Contém microrecristalizações esféricas. Mostra muitos óxidos de ferro. Apresenta microfraturas preenchidas por calcite e veios de dissolução, assim como uma porosidade baixa associada à bioturbação (Fig.III.34.A/B).

BC8 – Intramicrito/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica e a um cimento microsparítico localmente. Como componentes aloquímicos é composto por intraclastos (fragmentos de outro tipo de calcários) e bioclastos, inclusive gastrópodes e bivalves. Apresenta muitos óxidos de ferro. Presença de calcite espática

a preencher espaços vazios, bem como a substituir bioclastos. Mostra ainda uma porosidade baixa do tipo vacuolar.

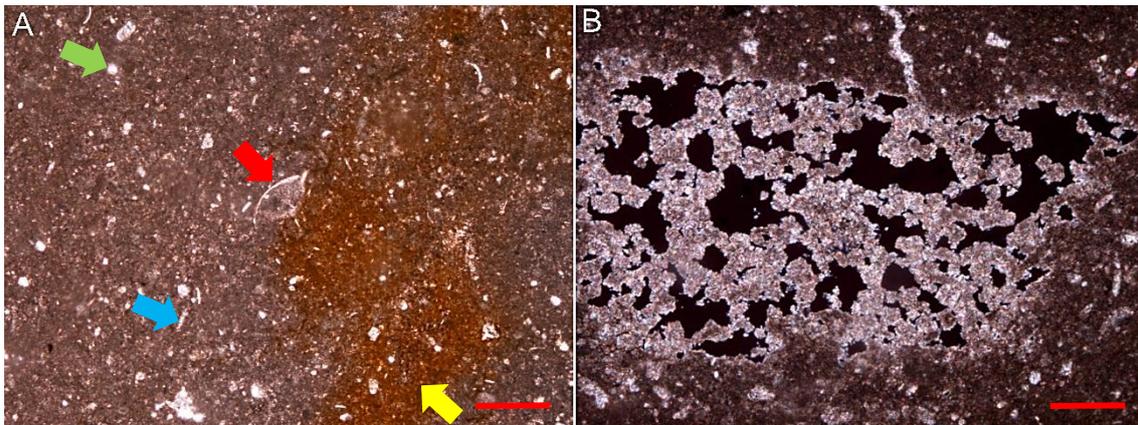


Fig.III.34 – Vários aspetos petrográficos de micrito fóssilífero/*Wackestone* da amostra BC7: **A** – Aspeto geral da rocha, com pormenor de ostrocodo (seta vermelha), filamento de bivalve (seta azul), microrecristalização esférica (seta verde) e óxidos de ferro (seta amarela) (PPL); **B** – Pormenor de porosidade associada a bioturbação (XPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

BC9 – Biomicrito/*Wackestone*. A constituição ortoquímica corresponde a uma matriz micrítica. A componente aloquímica é composta por bioclastos, na sua maioria bivalves e ostracodos. Em frações mais reduzidas mostra foraminíferos bentónicos, gastrópodes, equinodermes e pequenas microrecristalizações esféricas. A maioria dos componentes aloquímicos encontra-se calcitizada. Apresente bastantes óxidos de ferro (Fig.III.35.A/B), assim como uma porosidade baixa do tipo vacuolar.

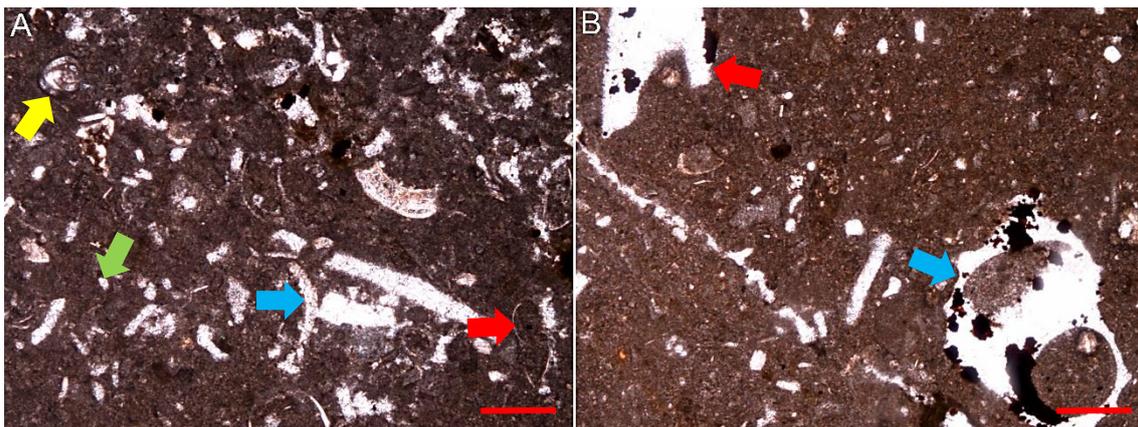


Fig.III.35 – Vários aspetos petrográficos de biomicrito/*Wackestone* da amostra BC9: **A** – Aspeto geral da rocha, com pormenor de ostrocodo (seta vermelha), filamento de bivalve (seta azul), microrecristalização esférica (seta verde), foraminífero bentónico (seta amarela) e óxidos de ferro (PPL); **B** – Pormenor de equinoderme (seta vermelha) e gastrópode (seta azul) calcitizados (PPL). Barra de escala vermelha = 0,2 mm.

IV. Discussão

No presente capítulo serão interpretados os resultados obtidos a partir das observações de campo e da análise microfaciológica, onde será realizada uma interpretação objetiva dos ambientes deposicionais do Jurássico do setor ocidental da Bacia do Algarve. Esta discussão é apoiada nos trabalhos previamente publicados, bem como na evolução vertical dos seus depósitos. Esta análise será depois comparada com a de outras bacias vizinhas, como são os casos da Bacia Lusitânica, Cadeia das Béticas (Espanha) e do Alto Atlas (Marrocos). Em virtude do ótimo registo sedimentar, de grande continuidade estratigráfica, e do seu elevado nível de conhecimento, especial ênfase será dada à comparação com a Bacia Lusitânica, ao longo do mesmo intervalo de tempo.

IV.1. Da análise microfaciológica ao modelo deposicional

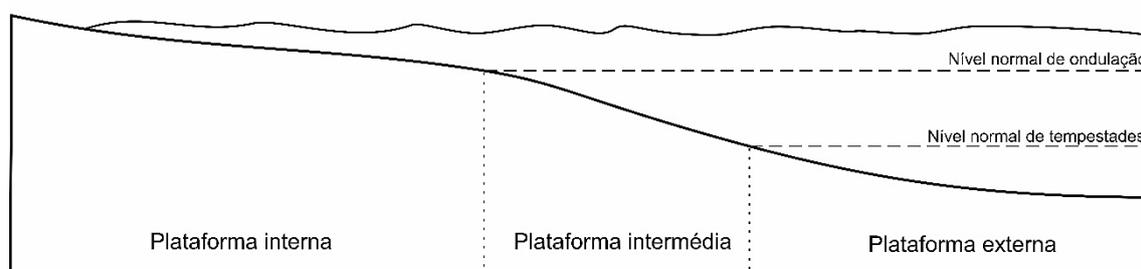
Para uma correta avaliação do modelo deposicional de fácies carbonatadas, é necessário identificar o ambiente deposicional regente na bacia sedimentar, pois diferentes ambientes deposicionais mostram diferentes tendências e padrões sedimentares ao longo do trajeto linha de costa-bacia. Estes ambientes deposicionais variam consoante a morfologia da plataforma carbonatada que caracteriza a bacia sedimentar que, por sua vez, evoluem ao longo do tempo e do espaço, devido fundamentalmente a variações do nível do mar, condições inerentes ao ambiente sedimentar e ao enquadramento tectónico no qual estão inseridas (ver, por exemplo, Wilson, 1975; Flügel, 2004).

Na literatura são vários os autores que definem modelos deposicionais de ambientes carbonatados em função da distribuição das microfácies e da morfologia da plataforma carbonatada (ver, por exemplo, Ahr, 1973; Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990; Burchette & Wright, 1992). De uma visão objetiva, as diferentes distribuições microfaciológicas nos modelos devem-se às variações das condições hidrodinâmicas nos sistemas deposicionais, ou seja, diferentes porções das plataformas carbonatadas mostrarão diferentes texturas sedimentares, devido ao nível de energia presente numa determinada porção da plataforma. Essas variações de energia devem-se fundamentalmente à distribuição espacial do nível normal de ondulação (*fair-weather wave base*) e do nível normal de tempestades (*storm wave base*), que varia consoante a morfologia da plataforma e variações do nível médio do mar (ver Flügel, 2004).

Para este tipo de análise existem, no presente trabalho, dois importantes constrangimentos: o primeiro, é que o intervalo estratigráfico aqui tratado é muito amplo para o número restrito de amostras analisadas; o segundo, é o reconhecimento exato

do modelo da plataforma carbonatada do Algarve pois, ao contrário do que acontece para a Bacia Lusitânica, não existe nenhum trabalho publicado referente à morfologia da plataforma da Bacia do Algarve. Tendo em conta estas duas limitações, e todo o conhecimento existente sobre a sucessão sedimentar, foi definido de uma forma simples, mas objetiva, dois modelos de plataforma carbonatada para a Bacia do Algarve ao longo do Jurássico (Fig.IV.1): uma plataforma carbonatada sem desenvolvimento de bioconstruções coralíferas (Plataforma não recifal), que se restringe, de acordo com o estudo efetuado, ao Jurássico Inferior; e uma plataforma carbonatada com desenvolvimento de bioconstruções (Plataforma recifal) que se define claramente ao longo do Jurássico Médio e Superior.

A - Plataforma não recifal (Jurássico Inferior)



B - Plataforma recifal (Jurássico Médio e Superior)

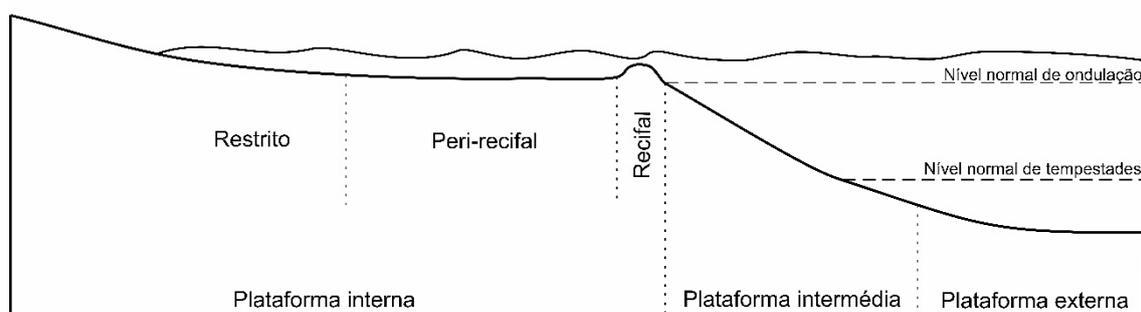


Figura IV.1 – Modelos simplificados da plataforma carbonatada do setor ocidental da Bacia do Algarve no Jurássico. **A** – Modelo de plataforma sem desenvolvimento de bioconstruções coralíferas; **B** – Modelo de plataforma com desenvolvimento de bioconstruções coralíferas.

As diferentes associações de microfácies identificadas no presente estudo, apoiadas também no número restrito de informações sedimentológicas publicadas (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979; Rocha & Marques, 1979; Manuppella *et al.*, 1988; Manuppella, 1988, 1992; Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2002; Azerêdo *et al.*, 2003;

Terrinha *et al.*, 2013), refletem determinados ambientes deposicionais, o que permitiu assim atribuí-las a diferentes porções da plataforma carbonatada para ambos os modelos. Foram assim definidas nove associações de microfácies (**A - I**), tendo por base a sua idade, de modo a encaixar nos dois modelos deposicionais, bem como a sua textura deposicional e tipos de grão (componentes característicos e componentes secundários), estando organizadas de forma simplificada na Tabela IV.1. Na figura IV.2 é apresentado um quadro com a atribuição das amostras analisadas a cada associação de microfácies, bem como à unidade litostratigráfica à qual a amostra pertence.

IV.1.1. Jurássico Inferior

Para este intervalo foram definidas três associações de microfácies (**A a C**):

- **A** – Dolosparitos com fábrica planar-s a não planar, com cristais de dolomite anédricos a subédricos. São visíveis frações muito reduzidas de componentes aloquímicos, ambos inferiores a 1%, como intraclastos e bioclastos, salientando-se ainda a presença de óxidos de ferro e quartzo (ver Figs. III.3, III.4, III.8). Esta associação é atribuída a um ambiente de plataforma interna, e foi identificada nas unidades **Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de Praia de Belixe** e **Calcário cristalino compacto de Belixe** (Pliensbaquiano inferior e Pliensbaquiano superior, respetivamente).
- **B** – *Packstones* a *grainstones* com cimento microsparítico e grande abundância de peloides. Outros componentes correspondem a intraclastos e a bioclastos (equinodermes, foraminíferos bentónicos, braquiópodes e bivalves). Apresenta ainda óxidos de ferro, quartzo e glauconite (ver Figs. III.5, III.9, III.11, III.15). Esta associação, integrada por vezes em sucessões margo-calcárias com amonites, é atribuída a um ambiente de plataforma intermédia, tendo sido identificada nas unidades **Calcário cristalino compacto de Belixe** e **Calcários margosos e margas de Armação Nova** (Pliensbaquiano superior e Toarciano inferior, respetivamente). A ocorrência de glauconite evidencia baixa taxa de sedimentação.
- **C** – *Grainstones* com cimento esparítico e maior abundância de intraclastos e ooides (radiais e micritizados), aparecendo ainda em frações menos significativas bioclastos, dos quais maioritariamente equinodermes e foraminíferos bentónicos (especialmente miliólídeos). Mostra ainda óxidos de fe-

Tabela IV.1 – Sumário das características principais de cada associação de microfácies identificada e interpretação ambiental. 1 – Modelo de plataforma não recifal (Jurásico Inferior); 2 – Modelo de plataforma recifal (Jurásico Médio e Superior).

Associação de microfácies	Textura deposicional	Componentes característicos	Componentes secundários	Interpretação Ambiental
A (1)	Dolosparito	Cristais de dolomite anédricos a subédricos	Óxidos de ferro, quartzo, intraclastos, bioclastos, glauconite	Plataforma interna
B (1)	<i>Packstone a Grainstone</i>	Peloides	Intraclastos, equinodermes, foraminíferos bentônicos, bivalves, braquiópodes, raros ostracodos, raros ooides, óxidos de ferro, quartzo, glauconite	Plataforma intermédia
C (1)	<i>Grainstone</i>	Intraclastos, ooides	Equinodermes, foraminíferos bentônicos (dominância de miliólídeos), braquiópodes, raros gastrópodes, raros bivalves, óxidos de ferro, quartzo, glauconite	Plataforma interna
D (2)	<i>Wackestone</i>	Gastrópodes, foraminíferos bentônicos, ostracodos, bivalves	Braquiópodes, equinodermes, microrecristalizações esféricas, algas verdes, óxidos de ferro	Plataforma interna (Restrito)
E (2)	<i>Boundstone</i>	Corais, peloides	Intraclastos, bivalves, foraminíferos bentônicos, ostracodos, equinodermes, algas verdes, óxidos de ferro	Plataforma interna (Recifal)
F (2)	<i>Grainstone</i>	Intraclastos, ooides, equinodermes	Gastrópodes, braquiópodes, foraminíferos bentônicos, bivalves, fragmentos de corais, fragmentos de algas	Plataforma interna (Peri-recifal)
G (2)	<i>Grainstone</i> (conglomerados)	Intraclastos, ooides, equinodermes	Gastrópodes, braquiópodes, foraminíferos bentônicos, bivalves, fragmentos de corais, algas, óxidos de ferro	Plataforma intermédia
H (2)	<i>Grainstone</i> (com laminações)	Intraclastos, ooides, equinodermes	Foraminíferos bentônicos, bivalves, braquiópodes, peloides, ostracodos, óxidos de ferro	Plataforma intermédia
I (2)	<i>Wackestone</i>	Filamentos de bivalve, equinodermes	Peloides, ostracodos, microrecristalizações esféricas, foraminíferos bentônicos, braquiópodes, óxidos de ferro, quartzo	Plataforma externa

Discussão

Associação de microfácies	Unidade litostratigráfica		Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de Praia de Belixe	Calcário cristalino compacto de Belixe	Calcários margosos e margas de Armação Nova	Margas e calcários detríticos com <i>Zoophycos</i> de Mareta	Calcários margosos e margas de Mareta	Calcários com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel	Calcários crinoidicos de Tonel	Calcários margosos, margas e conglomeráticos de Tonel	Calcários compactos e calcários margosos com <i>Aveosepta jaccardi</i> de Tonel
	Textura geral										
A			BE1; BE2	ARN6							
B				ARN2; ARN1; 51AN100; BE3 PA1; PA2	51AN122; 51AN126						
C					51AN106; 51AN108; 51AN114; ARN8; PA3						
D											CT8; BC7; BC8; BC9
E						MT8-1; MT8-2; MT2					
F								CT6; CT7		BC4; BC6-1; BC6-3	
G						MT10		CT4; CT5		BC3; BC5	
H						MT9; MT1; MT4; MT5					
I							BC1; BC2; MT6; MT7; CT1; CT2; CT3; MT3				

Figura IV.2 – Principais associações de microfácies identificadas, com a indicação da unidade litostratigráfica de onde as amostras são provenientes.

ro, quartzo e glauconite (ver Figs. III.10, III.12, III.16). Esta associação, diferente da anterior, devido à abundância de intraclastos e ooides, é atribuída a um ambiente de grande energia, podendo significar uma deposição em ambiente de plataforma interna ou evidenciar uma sedimentação calci-turbidítica (ver discussão feita mais à frente). Esta associação foi identificada na unidade **Calcários margosos e margas de Armação Nova** (Toarciano inferior). A ocorrência de glauconite testemunha um processo deposicional controlado por uma baixa taxa de sedimentação.

IV.1.2. Jurássico Médio e Superior

Para este intervalo, mais extenso temporalmente e complexo devido ao número de unidades, foram definidas seis associações de microfácies (**D a I**):

- **D** – *Wackestones* com matriz micrítica, que apresentam como principais componentes, ostracodos, gastrópodes e foraminíferos bentônicos, mostrando ainda óxidos de ferro (ver Figs. III.28, III.34, III.35). Esta associação é atribuída a um ambiente de plataforma interna, numa área mais protegida, e foi identificada na unidade **Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel** (Kimmeridgiano).
- **E** – *Boundstones* que mostram corais e peloides como principais componentes. Apresenta ainda óxidos de ferro (ver Figs. III.19, III.21). Esta associação é atribuída a um ambiente de plataforma interna, numa área recifal, e foi identificada na base da unidade **Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta** (Bajociano superior-Batoniano).
- **F** – *Grainstones* com cimento esparítico e uma dominância de intraclastos, ooides (radiais e micritizados) e bioclastos (maioritariamente gastrópodes e equinodermes) (ver Figs. III.27, III.33). Esta associação é atribuída a um ambiente de plataforma interna, numa área peri-recifal, e foi identificada na unidade **Calcários crinoidicos de Tonel** (Oxfordiano médio-Kimmeridgiano).
- **G** – *Grainstones* com cimento esparítico, em que os principais componentes são intraclastos (incluindo fragmentos de outras rochas), ooides (radiais e micritizados) e bioclastos (maioritariamente equinodermes). Mostra ainda óxidos de ferro (ver Figs. III.26, III.32). Esta associação é atribuída a um ambiente de

plataforma intermédia, numa área de talude, e foi identificada nas unidades **Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta**, **Calcários com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel** e **Calcários margosos, margas e conglomeráticos de Tonel** (Bajociano superior-Batoniano, Oxfordiano médio e Kimmeridgiano, respetivamente).

- **H** – *Grainstones* com cimento microsparítico a esparítico, que mostra como componentes principais ooides (micritizados e radiais), intraclastos, bioclastos (maioritariamente equinodermes) e óxidos de ferro (ver Figs. III.20, III.22). Esta microfácies está associada a níveis mais grosseiros que se intercalam com níveis mais finos. Esta associação é atribuída a um ambiente de plataforma intermédia, numa área afetada pelo nível normal de tempestades, e foi identificada na unidade **Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta** (Bajociano superior- Batoniano).
- **I** – *Wackestones* com matriz micrítica, cujos componentes principais são filamentos (bivalves de concha fina) e equinodermes. Mostra ainda óxidos de ferro (ver Figs. III.23, III.31). Esta associação é atribuída a um ambiente de plataforma externa, e foi identificada na unidade **Calcários margosos e margas de Mareta** (Caloviano).

IV.2. Evolução vertical da sucessão estratigráfica

Tal como foi dito anteriormente, não são muitos os trabalhos consagrados à análise vertical da sucessão sedimentar registada no Jurássico da Bacia do Algarve (Rocha, 1976; Rocha *et al.*, 1979; Rocha & Marques, 1979; Manuppella *et al.*, 1988; Manuppella, 1988, 1992; Terrinha, 1998; Terrinha *et al.*, 2002; Azerêdo *et al.*, 2003; Terrinha *et al.*, 2013). Muito longe de ser uma análise exaustiva, os resultados obtidos no presente trabalho contribuem para uma discussão sobre a evolução sedimentar do Pliensbaquiano – Kimmeridgiano do setor ocidental da bacia e identificação das principais discontinuidades sedimentares (Fig.IV.3). De acordo com o anterior subcapítulo esta análise irá refletir os modelos deposicionais apresentados, bem como as informações bibliográficas existentes. Considerando o reconhecimento das principais discontinuidades, definem-se assim no intervalo estudado, seis principais sequências (Fig.IV.4): **S-I** – Topo do Pliensbaquiano inferior; **S-II** – Pliensbaquiano superior – extrema base do Toarciano inferior; **S-III** – Toarciano inferior; **S-IV** – Bajociano inferior?

– Caloviano superior; **S-V** – Oxfordiano médio – Kimmeridgiano; **S-VI** – Kimmeridgiano. Esta proposta de hierarquização sequencial pode ser considerada equivalente aos ciclos transgressivos-regressivos de 2ª ordem de Jacquin & De Graciansky (1998) (ver também, Hardenbol *et al.*, 1998).

IV.2.1. Topo do Pliensbaquiano inferior (S-I)

Na base da sucessão estudada, os dolosparitos (associação de microfácies A; **Am-A**) dos **Calcários dolomíticos com nódulos de sílex de Praia de Belixe** (Pliensbaquiano inferior), interpretados como estando associados a ambiente de plataforma interna, parecem mostrar uma tendência regressiva (Fig.IV.4), materializada por uma descontinuidade no topo desta unidade, observável na Praia de Belixe. Evidências que permitem afirmar a presença desta é que a unidade superior não está afetada pelos mesmos processos diagenéticos que a inferior, assim como a ausência de amonites no topo do Pliensbaquiano inferior indicar que existiu um período de não sedimentação e/ou erosão que durou cerca de 2 M.a. durante o qual ocorreram as alterações diagenéticas (Terrinha *et al.*, 2002; Ribeiro & Terrinha, 2007). Este período de não sedimentação e/ou erosão deve-se, igualmente, e segundo Terrinha *et al.* (2002), a um curto episódio compressivo que terá ocorrido no final do Pliensbaquiano inferior, originando um pequeno soerguimento da bacia, como é testemunhado pelas falhas inversas na sucessão da Praia de Belixe.

IV.2.2. Pliensbaquiano superior – extrema base do Toarciano inferior (S-II)

Acima da descontinuidade anterior define-se a unidade **Calcário cristalino compacto de Belixe** do Pliensbaquiano superior, presente na Praia de Belixe, Baía de Armação Nova e atribuído também à área de Ponta dos Altos (Fig.IV.3). Esta é composta por calcários compactos a calcários margosos (**Am-B**), aqui interpretados como pertencentes a uma zona intermédia da plataforma. Estes, mostram uma tendência transgressiva (Fig.IV.4) em relação à unidade anterior, que exhibe evidências de paragens na sedimentação, devido à ocorrência de glauconite nas amostras analisadas desta associação de microfácies. Segundo Rocha (1976), a base desta unidade na sucessão de Armação Nova corresponde a um corpo dolomítico compacto, apresentando um tipo de microfácies reconhecido neste estudo apenas no Pliensbaquiano inferior (**Am-A**). Segundo o mesmo Autor, a parte superior da sucessão do Pliensbaquiano superior no perfil de Armação Nova corresponde a uma intercalação

Discussão

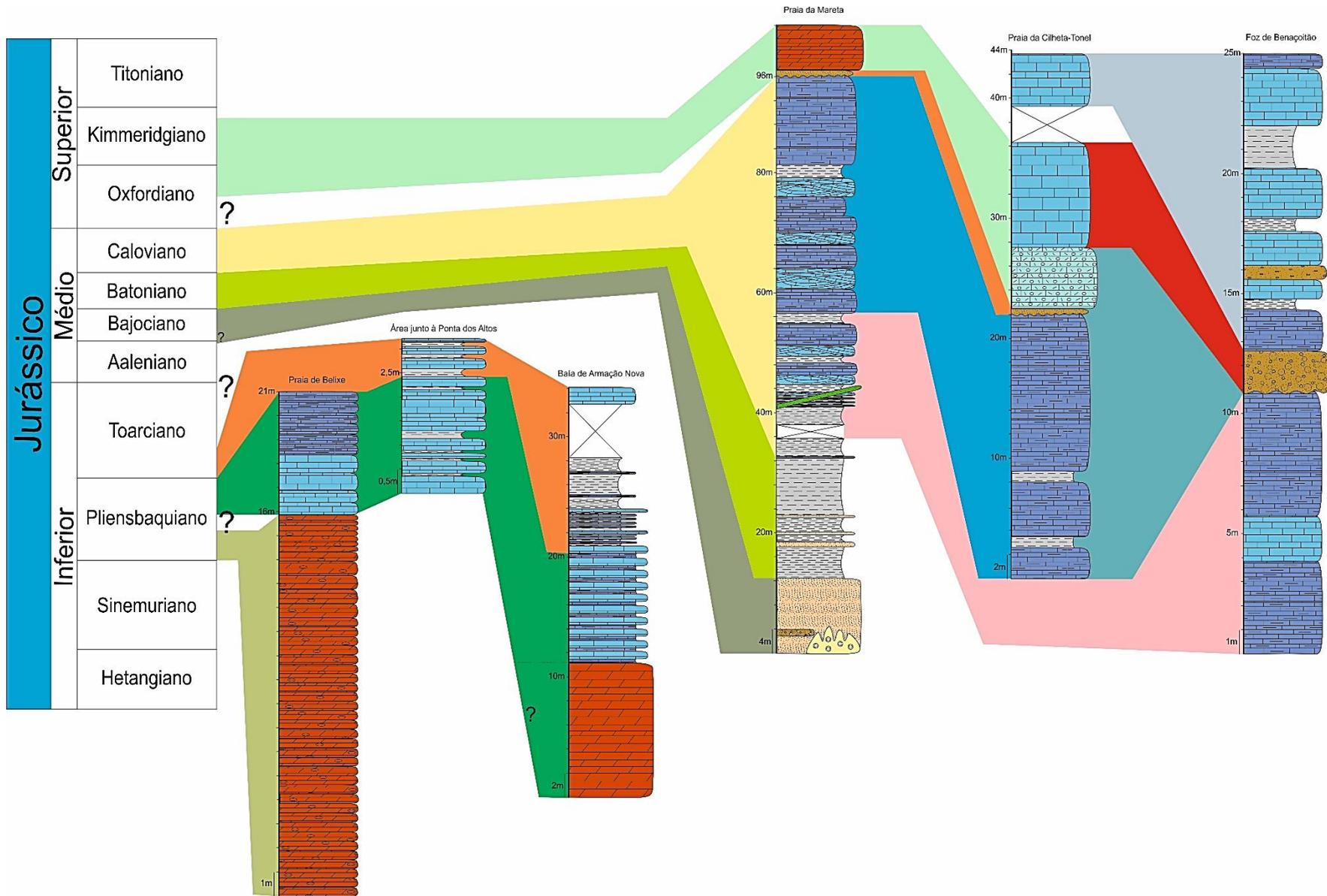


Figura IV.3 – Correlação entre os vários perfis amostrados na sub-bacia ocidental da Bacia do Algarve.

de calcários dolomíticos compactos de cor cinzento-amarelada com calcários margosos amarelados que na topografia ficam em depressão. No entanto, os resultados da difração de raios-X realizados neste estudo ao longo do perfil, mostram que apenas a base da sucessão (corpo dolomítico compacto) apresenta dolomite (ver Fig.III.7). Pelo contrário, na área da Ponta dos Altos, esta associação de microfácies (**Am-B**) mostra cristais de dolomite com fábrica planar-e nas duas amostras analisadas, bem como valores de 23% para a dolomite (ver Fig.III.14). Por último, a mesma unidade, mas aflorante na Praia de Belixe, mostra valores de 0% para dolomite (ver Fig.III.2), embora microscopicamente apresente dolomoldes substituídos por calcite espática. Apesar de não ser aqui discutido, estes resultados poderão indicar que a distribuição de fácies dolomíticas para este intervalo de tempo tenham um controlo fortemente tectónico, relacionado com a distribuição espacial de falhas, pois a unidade **Calcário cristalino compacto de Belixe** encontra-se afetada de maneiras diferentes, dependendo da sua distribuição geográfica. A causa para a fase transgressiva registada na base desta última unidade será a subsidência tectónica que afetou a Bacia do Algarve durante o Pliensbaquiano superior, numa fase extensiva materializada pelas falhas normais observadas na Praia de Belixe, após o pequeno episódio compressivo anteriormente referido (Terrinha *et al.*, 2002).

O incremento de fácies carbonatada para o topo desta unidade evidencia uma fase regressiva (Fig.IV.4), que termina com a descontinuidade, exibida devido à ocorrência de glauconite nesta última bacada (datada da extrema base da Zona Semicelatum, topo da Subzona Pseudo-commune; ver Rocha, 1976) que antecede a base da unidade terrígena **Calcários margosos e margas de Armação Nova**. Esta fase regressiva pode ter tido origem devido à paragem da extensão tectónica que se fez sentir no Pliensbaquiano superior (Terrinha *et al.*, 2002).

IV.2.3. Toarciano inferior (S-III)

Superiormente, aparece a unidade acima referida (**Calcários margosos e margas de Armação Nova**) que compreende uma sucessão margo-calcária do Toarciano inferior, presente na Baía de Armação Nova. A base desta unidade compreende calcários bioclásticos com *Zoophycos* (**Am-C**) que foram também identificados na área de Ponta dos Altos (Fig.IV.3). As semelhanças macroscópicas (calcários compactos de cor rósea com *Zoophycos*) e microscópicas (*grainstones*), permitem afirmar que se trata de um marcador estratigráfico, apesar das diferenças na composição relativamente à dolomite, pois na Baía de Armação Nova, esta apresenta valores de 0% para dolomite (ver Fig.III.7), enquanto na

área de Ponta dos Altos esta bancada da base do Toarciano apresenta valores de 7% (ver Fig.III.14), exibindo cristais de dolomite dispersos no cimento. Estas variações poderão estar relacionadas mais uma vez com a distribuição espacial de falhas. Embora microscopicamente estes calcários bioclásticos mostrem características de pertencer a um ambiente de plataforma interna (?), através da presença de **Am-C**, é irrefutável o carácter marinho da sucessão onde estes se inserem (sucessão de margas métricas com intercalações de calcários compactos a margosos com amonoides, belemnites e *Zoophycos*), confirmado pelo tipo de microfácies identificado suprajacente a estes (**Am-B**), o que evidencia assim uma fase transgressiva para esta unidade (Fig.IV.4). Assim sendo, a ocorrência de fácies com ooides e intraclastos nos níveis calcários da base (**Am-C**) contradizem a interpretação sequencial feita a partir de outros argumentos sedimentológicos. Neste contexto, uma possível interpretação para a ocorrência de fácies tão calciclásticas num regime claramente transgressivo, será através de uma sedimentação resultante de mecanismos turbidíticos. Uma clarificação que deve ser investigada mas que se vislumbra complexa devido à falta de outros afloramentos de estudo.

Como nesta fase de evolução da bacia já tinha cessado a extensão tectónica que se fazia sentir no Pliensbaquiano superior (Terrinha *et al.*, 2002), esta fase transgressiva terá sido controlada por variações do nível médio do mar, tal como é evidenciado noutras bacias vizinhas (ver adiante). Para o topo, devido à forte fraturação e escorregamentos que afeta a Baía de Armação Nova, não é possível seguir com exatidão a sucessão estratigráfica, mas no topo, a última bancada mostra um calcário bioclástico (**Am-C**), o que poderá evidenciar uma fase regressiva (Fig.IV.4), ou então corresponder novamente a fenómenos turbidíticos. Não se reconhecem na Bacia Algarvia depósitos do Toarciano médio a superior, e quase todo o Aaleniano, sendo a Zona Serpentinum o nível mais recente do Toarciano em todo o Algarve (Rocha, 1976). Isto deve-se a um episódio de origem tectónica que ocorreu no intervalo Toarciano – Aaleniano (ver por exemplo Terrinha *et al.*, 2002; Ramos *et al.*, 2015), que causou um soerguimento da bacia.

IV.2.4. Bajociano inferior? – Caloviano superior (S-IV)

Os primeiros sedimentos do Jurássico Médio da Bacia do Algarve correspondem à unidade **Margas e calcários detríticos com *Zoophycos* de Mareta**, que apresenta na base um corpo recifal (**Am-E**) atribuído ao Aaleniano? – Bajociano inferior (Rocha, 1976), pois as suas cavidades encontram-se preenchidas por calcários do Bajociano superior e margas do Batoniano (Rocha, 1976). A recobrir o corpo recifal encontra-se um conglomerado constituído

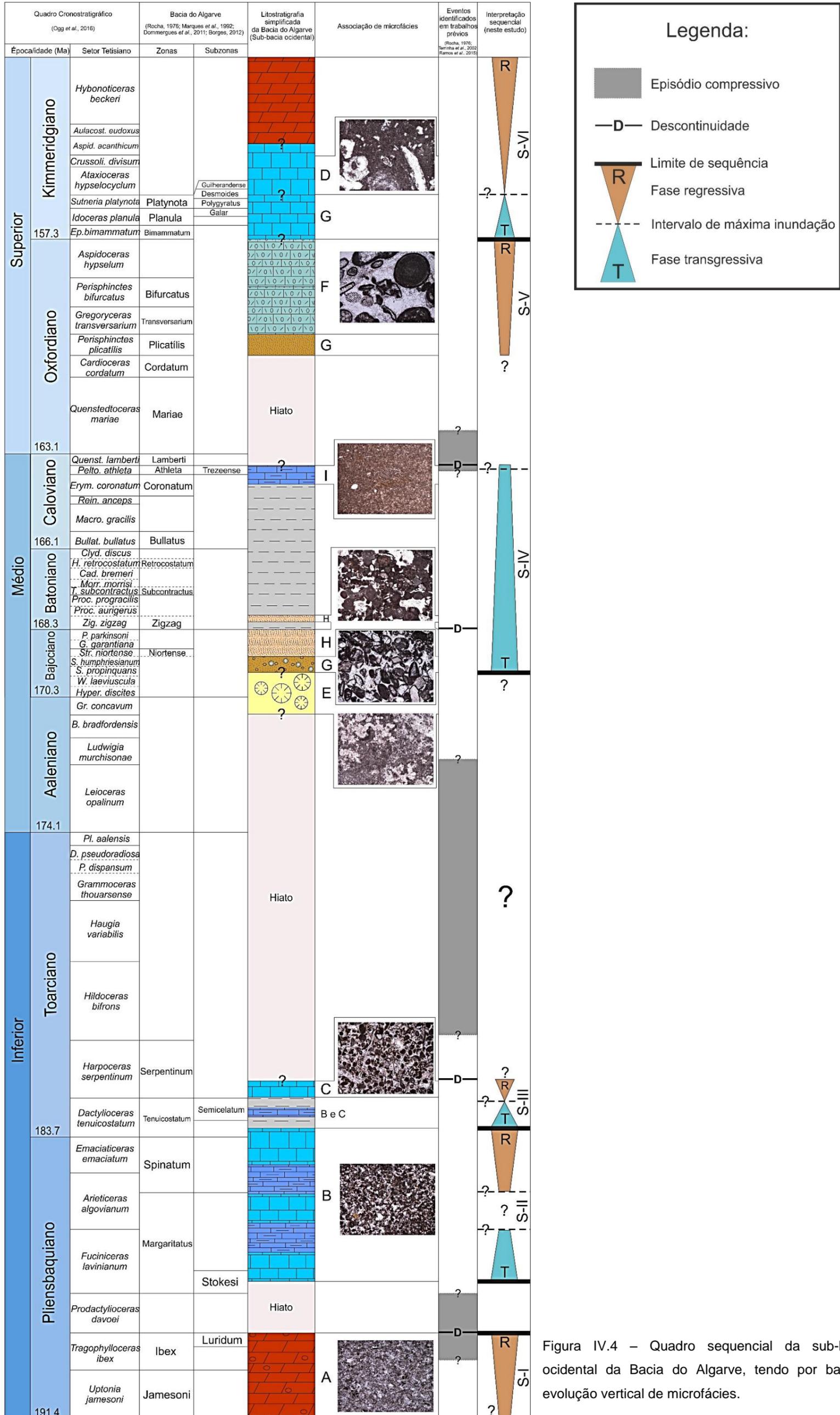


Figura IV.4 – Quadro sequencial da sub-bacia ocidental da Bacia do Algarve, tendo por base a evolução vertical de microfácies.

por clastos calcários e elementos provenientes da destruição recifal (**Am-G**; Rocha, 1976), que mostra uma tendência transgressiva em relação aos recifes, pois terá havido uma evolução de um ambiente na margem de uma plataforma interna (**Am-E**) para um ambiente de plataforma intermédia (**Am-G**). A mesma tendência (Fig.IV.4) é observável também no Bajociano superior, com a deposição de calcários bioclásticos com *Zoophycos* que apresentam laminação (**Am-H**). Embora não tenha sido observada no presente trabalho, Rocha (1976) assinala a presença de uma superfície ondulada e ferruginosa entre o Bajociano superior e o Batoniano inferior da Praia da Mareta, onde ocorre também um nível conglomerático com uma extensão de 15 m a 20 m. A fase transgressiva (Fig.IV.4) identificada no Bajociano superior e Batoniano mantém-se ao longo da sucessão suprajacente através da unidade **Calcários margosos e margas de Mareta** do Caloviano, já que foi identificado um ambiente de plataforma externa (**Am-I**) na parte mais calcária da sucessão da Praia da Mareta, na Praia da Cilheta-Tonel e na Foz de Benaçoitão, correspondendo à fácies mais profunda observada em todo o Jurássico Inferior e Médio. No topo desta unidade, está materializado um hiato deposicional regional observável em toda a Ibéria (Mouterde, 1971; ver também, por exemplo, Azerêdo *et al.*, 2002, para a Bacia Lusitânica) que truncou os depósitos de plataforma externa do Caloviano superior na forma de uma descontinuidade (localmente com carácter angular, por exemplo, na Foz de Benaçoitão) entre o Jurássico Médio e Superior com carácter diacrónico (Fig.IV.5). De facto, esta descontinuidade corta depósitos da Zona Athleta do Caloviano superior (Praia de Mareta e Praia da Cilheta-Tonel) e da Zona Coronatum do Caloviano médio (Foz de Benaçoitão). A origem deste episódio regressivo ter-se-á devido a uma fase compressiva que originou um soerguimento da bacia (Terrinha *et al.*, 2002; Ramos *et al.*, 2015).

IV.2.5. Oxfordiano médio – Kimmeridgiano (S-V)

Considerando o hiato deposicional entre o topo do Caloviano e a base do Oxfordiano registado no setor estudado, bem como a argumentação acima evidenciada quanto à fase compressiva (ver Terrinha *et al.*, 2002; Ramos *et al.*, 2015), a primeira unidade do Oxfordiano (**Calcário com nódulos fosfatados ou ferruginosos de Tonel**), consiste num conglomerado que apresenta fragmentos retrabalhados de amonites das zonas *Mariae*, *Cordatum* e *Plicatilis* (Rocha, 1976), que parece testemunhar um episódio sequencial diferente do anterior. O contato com o Caloviano mostra uma evolução de um ambiente de plataforma externa (**Am-I**; Caloviano médio e superior) para um ambiente de plataforma intermédia (**Am-G**) no Oxfordiano médio, que



Figura IV.5 – **A** – Descontinuidade da passagem Jurássico Médio – Superior da Bacia do Algarve (Praia da Cilheta-Tonel); **B** – Pormenor da truncatura sobre os calcários de plataforma externa (**Am-I**) do Caloviano superior (Zona Athleta).

traduz uma tendência regressiva (Fig.IV.4), bem como demonstra que poderá existido sempre uma coluna de água (Rocha, 1976; Manuppella *et al.*, 1988; Azerêdo *et al.*, 2003). Esta fase regressiva ainda se manteve após a deposição deste conglomerado, até à unidade **Calcários crinoidicos de Tonel** do Oxfordiano médio – Kimmeridgiano, onde foi identificado um ambiente de plataforma interna (**Am-F**). A fase observada até ao limite Oxfordiano – Kimmeridgiano? (onde foi observada uma variação brusca de ambientes, desta ultima unidade para a suprajacente **Calcários margosos, margas e conglomeráticos de Tonel**), estará provavelmente relacionada com a compartimentação diferencial das sub-bacias da Bacia do Algarve, já que a partir do Oxfordiano médio verificam-se diferenças notórias de fácies entre as duas sub-bacias, até à base do Kimmeridgiano superior, pois dominavam no Algarve oriental fácies de plataforma externa, enquanto no Algarve ocidental predominam fácies de plataforma interna (Terrinha *et al.*, 2013).

IV.2.6. Kimmeridgiano (S-VI)

Sobrepõe-se à unidade anterior, já referida, os **Calcários margosos, margas e conglomeráticos de Tonel** do Kimmeridgiano, a qual apresenta na Foz de Benaçoitão características de se ter depositado num ambiente de plataforma intermédia (**Am-G**), o que mostra uma tendência transgressiva (Fig.IV.4) em relação à unidade anterior, materializada por um conglomerado poligénico, cujos clastos apresentaram características de pertencer a um ambiente de plataforma interna (**Am-F**), identificado na unidade subjacente. Em seguida há uma evolução para uma fase regressiva (Fig.IV.4), representada pela unidade **Calcários compactos e calcários margosos com *Alveosepta jaccardi* de Tonel** do Kimmeridgiano, presente na Praia da Cilheta-Tonel e na Foz de Benaçoitão. Esta unidade mostra características de se ter depositado num ambiente de plataforma interna mais protegida (**Am-D**). Esta fase regressiva poderá ter tido ainda origem devido à compartimentação diferencial das sub-bacias da Bacia do Algarve, pois só a partir do Kimmeridgiano superior – Titoniano se verificou uma uniformização de fácies em toda a Bacia do Algarve (Terrinha *et al.*, 2013).

IV.3. Comparação à escala regional

De seguida irão ser correlacionadas as discontinuidades identificadas no subcapítulo anterior, bem como será apresentado um quadro de comparação das sequências reconhecidas pela primeira vez no Jurássico (Pliensbaquiano – Kimmeridgiano) da sub-bacia ocidental da Bacia do Algarve (Fig.IV.6), com a organização sequencial proposta para a Bacia Lusitânica (Leinfelder, 1993; Duarte, 1997, 2007; Leinfelder & Wilson, 1998; Reis *et al.*, 2000; Azerêdo *et al.*, 2002; Duarte *et al.*, 2004, 2010; Kullberg *et al.*, 2013; Azerêdo *et al.*, 2014., Kullberg & Rocha, 2014), Cadeia das Béticas (Ruiz-Ortiz *et al.*, 1989; O'Dogherty *et al.*, 2000; Aurell *et al.*, 2003; Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004), Marrocos (Addi *et al.*, 1988; Sadki, 1992; Mehdi *et al.*, 1994; Ettaki *et al.*, 2000, 2005, 2008; Igmoullan *et al.*, 2001; De Lamotte *et al.*, 2008; Merino-Tomé *et al.*, 2012; Addi & Chafiki, 2013) e por último com as principais sequências de 1ª e 2ª ordem identificadas para o domínio tetisiano, no intervalo de tempo abrangido (Hardenbol *et al.*, 1998). Embora existam trabalhos sobre o setor central e oriental da Bacia do Algarve (Marques & Olóriz, 1989a, 1989b; Olóriz *et al.*, 1991; Marques *et al.*, 1992, 1993, 1998), estes incidem apenas sobre o Jurássico Superior (Oxfordiano médio – Kimmeridgiano), onde serão apenas referidas as discontinuidades correlacionáveis.

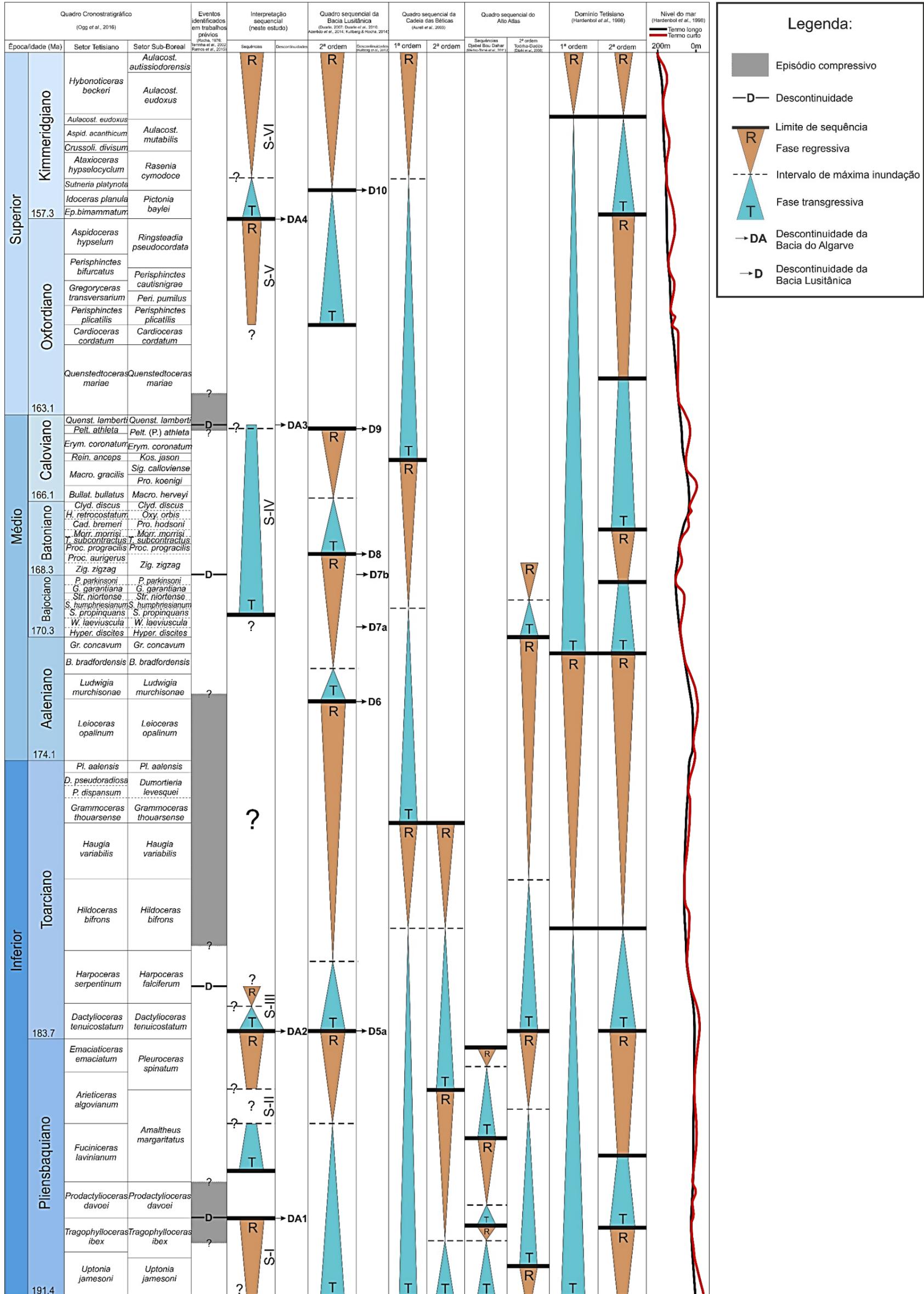


Figura IV.6 – Comparação da análise sequencial proposta neste trabalho para o Pliensbaquiano – Kimmeridgiano do setor ocidental da Bacia do Algarve com os esquemas sequenciais admitidos para as bacias Lusitânica, Cadeia das Béticas e Alto Atlas e com os ciclos de 1ª e 2ª ordem identificados para o domínio tetisiano (Hardenbol et al., 1998).

IV.3.1. Topo do Pliensbaquiano inferior (S-I)

A fase regressiva identificada coincide com uma sequência regressiva de 2ª ordem e com o início de uma descida global do nível médio do mar entre o Pliensbaquiano inferior e o Pliensbaquiano superior (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998). No topo desta, como dito anteriormente, foi identificada uma descontinuidade, aqui designada por DA1. Apesar desta não estar registada na Bacia Lusitânica (ver Azerêdo *et al.*, 2014), foi identificada noutros locais de domínio tetisiano, nomeadamente na Cadeia das Béticas (“R2” em Ruiz-Ortiz *et al.*, 2004) e no Alto Atlas de Marrocos (“D3” em Ettaki *et al.*, 2008; “angular erosive unconformity” em Merino-Tomé *et al.*, 2012), assim como poderá corresponder ao limite de sequência de 2ª ordem identificado para o domínio tetisiano (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998).

IV.3.2. Pliensbaquiano superior – extrema base do Toarciano inferior (S-II)

Ambas as fases identificadas nesta sequência coincidem com uma sequência regressiva de 2ª ordem numa altura em que se fazia sentir uma descida global do nível médio do mar (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998). O topo da fase regressiva corresponde a uma descontinuidade (Figs.IV.6, IV.7A; DA2) intra Zona Tenuicostatum (=Polymorphum), que foi identificada também noutros setores, nomeadamente na Bacia Lusitânica (Figs.IV.6, IV.7B; “D5a” em Kullberg *et al.*, 2013 = “DT1” em Duarte, 2007; Duarte *et al.*, 2004, 2010), na Cadeia das Béticas (“Discontinuidad Lías medio” em Ruiz-Ortiz *et al.*, 1989) e em Marrocos, tanto no Alto Atlas (“Discontinuité post-pliensbachienne” em Sadki, 1992; “D4” em Ettaki *et al.*, 2008; “angular erosive unconformity” em Merino-Tomé *et al.*, 2012, embora neste local o limite de sequência se situe no topo da Zona Spinatum) como no setor oriental do Rif onde Mehdi *et al.* (1994) assinalam uma descontinuidade no topo da Zona Emaciatum. Esta descontinuidade (DA2) correlaciona-se com um limite de sequência de 2ª ordem identificado no domínio tetisiano (Fig.V.6; Hardenbol *et al.*, 1998).

IV.3.3. Toarciano inferior (S-III)

A sedimentação margosa da base do Toarciano inferior marca claramente uma sequência transgressiva de 2ª ordem, numa altura em que se fazia sentir uma subida global do nível médio do mar (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1988). Como referido no subcapítulo anterior, não são reconhecidos sedimentos do Toarciano médio e superior, e quase todo o Aaleniano na Bacia do Algarve, devido a um soerguimento da bacia (Terrinha *et al.*, 2002; Ramos *et al.*, 2015). A ausência completa de sedimentos é uma

situação que parece característica apenas da Bacia do Algarve, já que os outros locais de domínio tetisiano anteriormente referidos (Cadeia das Béticas e Marrocos), embora mostrem descontinuidades ao longo do intervalo Toarciano – Aaleniano, contêm ainda assim um registo sedimentar contínuo (Ruiz-Ortiz *et al.*, 1989; O'Dogherty *et al.*, 2000; Aurell *et al.*, 2003; Addi *et al.*, 1988; Sadki, 1992; Mehdi *et al.*, 1994; Ettaki *et al.*, 2008; Igmoullan *et al.*, 2001; Addi & Chafiki, 2013). O mesmo acontece para a Bacia Lusitânica, onde o intervalo Toarciano – Aaleniano se encontra particularmente bem representado e estudado do ponto de vista sequencial (Duarte, 1997; 2007; Duarte *et al.*, 2004). Apesar deste registo contínuo verificado na Bacia Lusitânica, uma importante descontinuidade de origem tectónica (“D5b=DT2”) tem sido apontada por Duarte (1997, 2007) e por Duarte *et al.* (2004) para o limite entre as zonas Polymorphum – Levisoni. Este evento terá sido responsável pela sedimentação turbidítica e tempestítica observada em vários setores da Bacia Lusitânica (ver, por exemplo, Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997), bem como testemunhada por paleosismos observados na região da Arrábida, na extremidade sul da referida bacia (ver Kullberg *et al.*, 2001). Neste contexto, parece existir alguma similitude quanto aos tipos de eventos tectónicos reconhecidos nas duas bacias portuguesas.

IV.3.4. Bajociano inferior? – Caloviano superior (S-IV)

A fase transgressiva identificada nesta sequência coincide com a primeira metade de uma sequência transgressiva de 1ª ordem, subdividido em mais três ciclos de menor hierarquia (sequências de 2ª ordem), durante o intervalo Bajociano inferior? – Caloviano superior (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998). Na base da sequência faz-se sentir uma subida global do nível médio do mar até ao Batoniano inferior, onde se dá uma inflexão para uma descida até à base do Caloviano, onde se regista de novo uma subida (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998). Como referido anteriormente, Rocha (1976) descreve uma superfície ondulada e ferruginosa na base da Zona Zigzag (Batoniano inferior), sendo que esta se correlaciona com outras bacias onde foi também identificada uma descontinuidade na transição Bajociano superior – Batoniano inferior, nomeadamente na Bacia Lusitânica (Fig.IV.6; “D7b” em Kullberg *et al.*, 2013), na Cadeia das Béticas, onde Ruiz-Ortiz *et al.* (1989) assinalam descontinuidades no Bajociano superior e no Batoniano inferior e, por último, em Marrocos, na parte oriental do Rif, onde Mehdi *et al.* (1994) assinalam uma descontinuidade na base da Zona Zigzag.

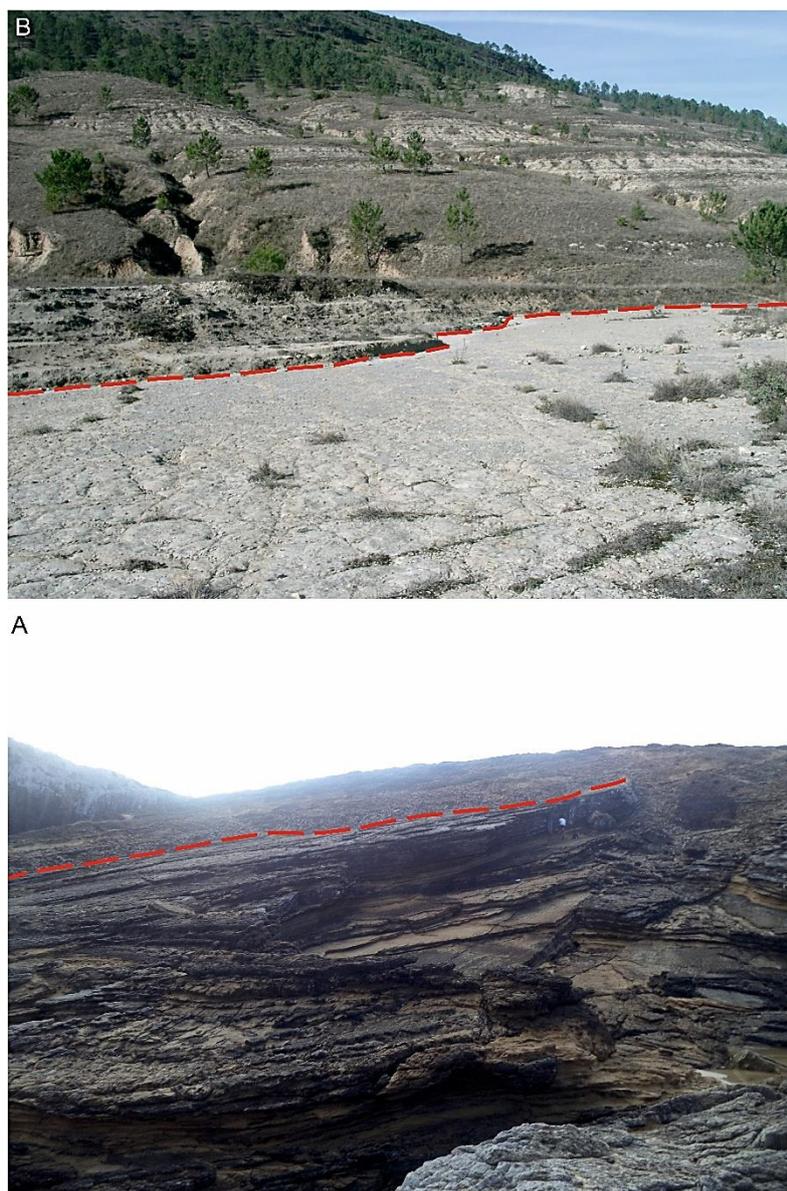


Figura IV.7 – Feições da descontinuidade intra Zona Tenuicostatium (=Polymorphum). **A** – Bacia do Algarve (DA2, Baía de Armação Nova); **B** – Bacia Lusitânica (“D5a=DT1”, Rabaçal).

No topo da fase transgressiva identificada no intervalo Bajociano inferior? – Caloviano superior, está materializada uma descontinuidade (Figs.IV.5, IV.6; DA3) que também foi identificada noutros setores, nomeadamente no setor central e oriental da Bacia do Algarve (“D3” em Olóriz *et al.*, 1991), na Bacia Lusitânica (Fig.IV.6, “D9” em Kullberg *et al.*, 2013) e na Cadeia das Béticas (“Discontinuidad del límite Dogger – Malm” em Ruiz-Ortiz *et al.*, 1989; “D13” em O’Dogherty *et al.*, 2000; “DIII” em Olóriz *et al.*, 1991). Esta descontinuidade (DA3) coincide com a parte final de uma sequência transgressiva de 2ª ordem, para o domínio tetisiano (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998).

IV.3.5. Oxfordiano médio – Kimmeridgiano (S-V)

A fase regressiva identificada coincide com uma sequência regressiva de 2ª ordem numa altura em que se fazia sentir uma subida global do nível médio do mar (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998). No topo desta fase, no limite Oxfordiano – Kimmeridgiano, encontra-se uma descontinuidade (Fig.IV.6; DA4), aqui evidenciada através de uma variação de microfácies (**Am-F** para **Am-G**). A idade atribuída a esta parte da sucessão não foi baseada em amonites, o que pode significar que este poderá não ser o seu real limite. Tendo em conta este facto, esta descontinuidade poderá ser correlacionada com outras identificadas noutros setores, nomeadamente no setor central e oriental da Bacia do Algarve (“D5” na base da Zona Bimammatum em Marques & Olóriz, 1989b; “D6” da zona Bimammatum em Olóriz *et al.*, 1991) e também na Cadeia das Béticas (“DVI” na base da Zona Bimammatum em Olóriz *et al.*, 1991). Esta é uma tentativa de correlação, pois à data de realização destes trabalhos, a Zona Bimammatum correspondia biostratigraficamente à penúltima Zona do Oxfordiano, mas segundo Ogg *et al.* (2016), a Zona Bimammatum corresponde agora à primeira Zona de amonites do Kimmeridgiano. Esta descontinuidade (DA4) poderá ainda coincidir com um limite de sequência identificado no domínio tetisiano (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998).

IV.3.6. Kimmeridgiano (S-VI)

Ambas as fases identificadas nesta sequência coincidem com uma sequência transgressiva de 2ª ordem, embora o topo da fase regressiva já coincida com uma sequência regressiva de 2ª ordem, numa altura em que se fazia sentir uma subida global do nível médio do mar (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998). O limite máximo da fase transgressiva (intervalo de máxima inundaçã?) poderá ser mais recente, tendo em conta que não foram ainda descobertas amonites que permitissem atribuir uma idade definitiva. Neste limite, onde há uma transição para fácies de plataforma interna (**Am-D**), foram identificadas várias descontinuidades, nomeadamente no setor central e oriental da Bacia do Algarve (“D7” na base da Zona Platynota em Olóriz *et al.*, 1991), na Bacia Lusitânica (Fig.IV.6; “D10” na base da Zona Platynota, em Kullberg *et al.*, 2013) e na Cadeia das Béticas (“DVIII” na base da Zona Platynota em Olóriz *et al.*, 1991; “D16” na Zona Platynota em O’Dogherty *et al.*, 2000). Caso o limite superior da fase transgressiva seja efetivamente mais recente, este poderia coincidir com um limite de sequência identificado para o domínio tetisiano (Fig.IV.6; Hardenbol *et al.*, 1998),

mas como não existe uma idade certa para estes depósitos, é incerto dizer que este limite coincide com essa superfície identificada em Hardenbol *et al.* (1998).

V. Considerações finais

Tendo em conta os objetivos pré-definidos propostos para o presente trabalho, este pretendeu ser uma contribuição para o conhecimento geológico, e não uma proposta de resolução de um problema. Com base na análise petrográfica realizada neste estudo, assim como em toda a pesquisa bibliográfica realizada, foi possível propor, pela primeira vez, uma caracterização sequencial para a sedimentação carbonatada da Bacia do Algarve, efetuada no intervalo Pliensbaquiano – Kimmeridgiano.

Este estudo esteve limitado por alguns constrangimentos, como por exemplo, o vasto intervalo de tempo envolvido (Pliensbaquiano – Kimmeridgiano), o que tornou impossível a execução de um trabalho estratigráfico de alta resolução, ainda mais devido ao tempo limitado para a sua realização. A falta de conhecimento estratigráfico detalhado, no que à Bacia do Algarve diz respeito, é outro problema, devido à escassez de trabalhos realizados, o que torna incerto o controlo biostratigráfico, havendo porções da sucessão sedimentar mal datadas, e algumas datadas por exclusão de partes. O mesmo se passa em relação ao modelo deposicional da Bacia do Algarve, existindo poucos trabalhos de petrografia, e não existindo qualquer trabalho relativo à morfologia da plataforma carbonatada, como existe, por exemplo, para a Bacia Lusitânica.

Tendo em conta estes constrangimentos, e ainda que limitado em termos de resolução, o estudo realizado sobre 45 lâminas delgadas permitiu o reconhecimento de nove tipos de microfácies (**A – I**) distintos, associados a uma determinada porção da plataforma carbonatada do Algarve. Devido à falta de informação, foram assumidos dois modelos deposicionais genéricos para a Bacia do Algarve no intervalo Pliensbaquiano – Kimmeridgiano: um modelo de plataforma carbonatada sem desenvolvimento de bioconstruções (não recifal) para o Jurássico inferior, onde foram identificados os tipos de microfácies **A** (Plataforma interna), **B** (Plataforma intermédia) e **C** (Plataforma interna); um modelo de plataforma carbonatada com desenvolvimento de bioconstruções (recifal) para o Jurássico Médio e Superior, onde foram identificados os tipos de microfácies **D** (Plataforma interna, restrito), **E** (Plataforma interna, recifal), **F** (Plataforma interna, peri-recifal), **G** (Plataforma intermédia, área de talude), **H** (Plataforma intermédia, afetada pelo nível normal de tempestades) e **I** (Plataforma externa).

A evolução vertical dos ambientes observados permitiu reconhecer as fases transgressivas e regressivas do setor ocidental da Bacia do Algarve, posteriormente organizadas em seis sequências (**S-I** – Topo do Pliensbaquiano inferior; **S-II** – Pliensbaquiano superior – extrema base do Toarciano inferior; **S-III** – Toarciano inferior; **S-IV** – Bajociano inferior? – Caloviano superior; **S-V** – Oxfordiano médio –

Kimmeridgiano; **S-VI** – Kimmeridgiano) limitadas por descontinuidades (**DA1**, **DA2**, descontinuidade da passagem Jurássico Inferior-Médio, **DA3** e **DA4**).

Completados os objetivos, as sequências identificadas para o setor ocidental da Bacia do Algarve foram ainda alvo de uma tentativa de correlação com as sequências de 2ª ordem reconhecidas para o domínio tetisiano (em várias bacias vizinhas e também no trabalho de síntese, mais global, de Hardenbol *et al.*, 1998), onde, apesar de se observar, por vezes, uma grande similitude, existem algumas discrepâncias em relação aos limites de sequência. As discrepâncias observadas entre os limites de sequência de Hardenbol *et al.* (1998) e as descontinuidades identificadas neste trabalho, assim como nos intervalos de máxima inundação, poderão ser resultado de duas situações: da baixa resolução biostratigráfica das unidades na Bacia do Algarve, o que significa que os seus reais limites podem variar, correlacionando-se melhor, ou pior, com os limites identificados por Hardenbol *et al.* (1998). Podendo ainda ser resultado da tectónica regional, algo confirmado neste trabalho, que condiciona localmente o desenvolvimento dos prismas sedimentares. A exceção a este caso, corresponde a **DA2** (extrema base do Toarciano inferior: intra Zona Tenuicostatum; = intra Polymorphum), cujo limite se correlaciona, na perfeição, em termos mais regionais (Bacia Lusitânica, Cadeia das Béticas, Alto Atlas e Rif) e a nível mais global.

V.1. Trabalhos futuros

No decorrer deste trabalho foram evidenciados alguns problemas relacionados com a sucessão carbonatada do intervalo Pliensbaquiano – Kimmeridgiano do setor ocidental da Bacia do Algarve. Existe uma falta de conhecimento detalhado em relação a algumas porções temporais da sucessão estratigráfica, algo que contrasta, por exemplo, com a Bacia Lusitânica. De acordo com as conclusões a que se chegou no presente trabalho, ficam claras algumas lacunas, sendo possível identificar alguns possíveis estudos futuros:

- Ampliar a resolução biostratigráfica, para promover uma melhor correlação dos eventos reconhecidos na Bacia do Algarve com outros eventos reconhecidos à escala regional e global. Isto, a nível do registo de amonoides, bem como de outras ferramentas micropaleontológicas (por exemplo, nanofósseis calcários);
- Ampliar a análise petrográfica através da análise de um maior número de amostras ao longo da sucessão, para obter uma melhor caracterização e controlo da evolução sequencial. Este aspeto faz particularmente sentido

na sucessão compreendida entre o Jurássico Medio e Superior, dada a variabilidade sedimentológica evidenciada pelas diversas unidades;

- Realizar um estudo direcionado à caracterização pormenorizada da sucessão conhecida do Toarciano inferior da Bacia do Algarve, já que foram observados na base deste, calcários bioclásticos atribuídos neste estudo a uma porção interna da plataforma carbonatada, devido às suas características microfaciológicas. Como explicado anteriormente, estes poderão corresponder a fácies calci-turbidíticas, mas será necessário um melhor estudo para clarificar esta questão.

VI. Referências bibliográficas

- Addi, A.A., Chafiki, D. (2013). Sedimentary evolution and paleogeography of mid-Jurassic deposits of the Central High Atlas, Morocco. *Journal of African Earth Sciences*, 84, 54-69.
- Addi, A.A., Chellai, E.H., Ben Ismail, M.H. (1998). Les paleoenvironnements des facies du Lias superieur-Dogger du Haut-Atlas d'Errachidia (Maroc). *Africa Geoscience Review*, 5, 39-48.
- Ahr, W. M. (1973). The carbonate ramp: an alternative to shelf model. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 23, 221-225.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G., Garcia-Ramos, J. C. (2003). Transgressive–regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. *Sedimentary Geology*, 162 (3), 239-271.
- Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., Henriques, M.H., Manuppella, G. (2003). Da dinâmica continental no Triásico aos mares no Jurássico Inferior e Médio. *Cadernos Geológicos de Portugal*, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43 p.
- Azerêdo, A.C., Duarte, L.V., Silva, R.L. (2014). Configuração sequencial em Ciclos (2ª ordem) de Fácies Transgressivas-Regressivas do Jurássico Inferior e Médio da Bacia Lusitânica (Portugal). In: IX Congresso Nacional de Geologia/2º Congresso de Geologia dos Países de Língua Portuguesa (IXCNG/2º CoGePLiP), Porto 2014, Comunicações Geológicas, 101, 383-386.
- Azerêdo, A.C., Wright, V.P., Ramalho, M.M. (2002). The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. *Sedimentology*, 49 (6), 1339-1370.
- Borges, M.E.N. (2012). Palinostratigrafia e isótopos estáveis do Jurássico da Bacia Algarvia e da Carrapateira, Vol.1. Tese de Doutoramento, Universidade do Algarve, 204 p.
- Burchette, T.P., Wright, V.P. (1992). Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, 79 (1-4), 3-57.
- Canço, A., Duarte, L.V., Rocha, F., Reolid, M., Terroso, D. (2015). Palaeoenvironmental meaning of clay minerals assemblages across the Late Pliensbachian-Early Toarcian (Early Jurassic) of Iberian Península: Lusitanian, Algarve and Subbetic basins. *International conference on clay science and technology*. Euroclay, Edinburgh, 115.
- Choffat, P. (1887). Recherches sur les terrains secondaires au Sud du Sado. *Comunicações da Comissão dos Trabalhos Geológicos de Portugal*, I (II), 222-312.
- Choquette, P.W., Pray, L.C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 54, 207-250.
- De Lamotte, D.F., Zizi, M., Missenard, Y., Hafid, M., El Azzouzi, M., Maury, R.C., Charrière, A., Taki, Z., Benammi, M., Michard, A. (2008). The atlas system. In *Continental evolution: the geology of Morocco*. Springer Berlin Heidelberg, 133-202.
- Dewey, J., Helman, M., Turco, E., Hutton, D., Knott, S. (1989). Kinematics of the Western Mediterranean. In: Coward, M.P., Dietrich, D. & Park, R.G. (Eds), *Alpine Tectonics*, Geological Society of London Special Publication, 45, 265-283.
- Dommergues, J.L., Meister, C., Rocha, R.B. (2011). The Pliensbachian ammonites of the Algarve Basin (Portugal) and their paleobiogeographical significance for the “Iberia-Newfoundland” conjugate margins. *Swiss Journal of Geosciences*, 104 (1), 81-96.

- Duarte, L.V. (1997). Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa*, 83, 65-94.
- Duarte, L.V. (2007). Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal). In: R.B. Rocha, (Ed). *The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian GSSP. International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Lisbon*, 17-23.
- Duarte, L.V., Silva, R.L., Oliveira, L.C.V., Comas-Rengifo, M.J., Silva, F. (2010). Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total Organic Carbon and relation to transgressive-regressive facies cycles. *Geologica Acta*, 8, 325-340.
- Duarte, L.V., Wright, V.P., López, S.F., Elmi, S., Krautter, M., Azerêdo, A.C., Henriques, M.H., Rodrigues, R. Perilli, N. (2004). Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin (Portugal): facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In: Duarte, L.V., Henriques, M.H. (Eds.) *Carboniferous and Jurassic carbonate platforms of Iberia: 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra, Field Trip Guidebook, 1*. ISBN: 972-9119-09-0. 45-71.
- Dunham, R.J. (1962). Classification of carbonate rocks according to their depositional texture. In: Ham, W.E. (Ed.) *Classification of Carbonate Rocks. Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1*, 108-121.
- Ettaki, M., Chellaï, E.H., Milhi, A., Sadki, D., Boudchiche, L. (2000). Le passage Lias moyen – Lias supérieur dans la région de Todrha-Dadès: événements bio-sédimentaires et géodynamiques (Haut Atlas central, Maroc). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, 331 (10), 667-674.
- Ettaki, M., Chellaï, E.H. (2005). Le Toarcien inférieur du Haut Atlas de Todrha–Dadès (Maroc): sédimentologie et lithostratigraphie. *Comptes Rendus Geoscience*, 337 (9), 814-823.
- Ettaki, M., Sadki, D., Chellaï, E.H., Milhi, A. (2008). Interaction eustatisme-tectonique dans le contrôle de la sédimentation au Jurassique inférieur et moyen dans la région de Todrha-Dadès (versant sud du Haut-Atlas central, Maroc). *Notes et Mémoires du Service Géologique, Rabat*, 527, 55-64.
- Flügel, E. (2004). *Microfacies of carbonate rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, 976 p.
- Folk, R.L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, 43, 1-38.
- Folk, R.L. (1962). Spectral subdivision of limestone types. In: Ham, W.E. (Ed.) *Classification of Carbonate Rocks. Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir 1*, 62-84.
- Folk, R.L. (1965). Some aspects of recrystallization in ancient limestones. In: Pray, L.C., Murray, R.S. (Eds.) *Dolomitization and Limestone Diagenesis. Tulsa, OK, SEPM Special Publication*, 13, 14-48.
- Gibling, M.R., Stuart, C.J. (1988). Carbonate slide deposits in the Middle Jurassic of Portugal. *Sedimentary geology*, 57 (1), 59-73.
- Gomes, C.F. (1986). *Argilas, o que são e para que servem*. Calouste Gulbenkian Eds, Lisboa, 456 p.
- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1987). Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235 (4793), 1156-1167.

- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., De Graciansky, P.C., Vail, P.R. (with numerous contributors) (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds.) Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication, Tulsa, 60, 3-13, 763-781, and chart supplements.
- Igmoullan, B., Sadki, D., Fedan, B., Chellaï E.H. (2001). Evolution géodynamique du Haut-Atlas de Midelt (Maroc) pendant le Jurassique: un exemple d'interaction entre la tectonique et l'eustatisme. Bulletin de l'Institut scientifique, Rabat, section Sciences de la Terre. 23, 47-54.
- Jacquin, T., De Graciansky, P.C. (1998). Transgressive-regressive (second order) facies cycles: the effects of tectonoeustasy. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds). Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication, Tulsa, 60, 445-466.
- James, N.P., Choquette, P.W. (1983). Diagenesis 6. Limestones – The sea floor diagenetic environment. Geoscience Canada, 10, 162-179.
- Kullberg, J.C., Olóriz, F., Marques, B., Caetano, P.S., Rocha, R.B. (2001). Flat-pebble conglomerates: a local marker for Early Jurassic seismicity related to syn-rift tectonics in the Sesimbra area (Lusitanian Basin, Portugal). Sedimentary Geology, Amsterdam, 139 (1), 49-70.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B., Soares, A.F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A.C., Callapez, P., Duarte, L.V., Kullberg, M.C., Martins, L., Miranda, J.R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M., Nogueira, C. R. (2013) - A Bacia Lusitaniana: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Geologia de Portugal no contexto da Ibéria, Escolar Editora, 989-1141.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B. (2014a). O Jurássico Superior da Bacia Lusitaniana: importância da ligação entre litostratigrafia, cronostratigrafia e cartografia. I – O final do 2º episódio de rifting. Comunicações Geológicas, 101, 459-462.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B. (2014b). O Jurássico Superior da Bacia Lusitaniana: importância da ligação entre litostratigrafia, cronostratigrafia e cartografia. II – O final do 3º episódio de rifting. Comunicações Geológicas, 101, 463-467.
- Leinfelder, R.R. (1993). A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate-siliciclastic succession of the central Lusitanian Basin, Portugal. Profil, 5, 119-140.
- Leinfelder, R. R., Wilson, R.C.L. (1998). Third-Order Sequences in an Upper Jurassic Rift-Related Second Order Sequence, Central Lusitanian Basin, Portugal. In: De Graciansky, P.C., Hardenbol, J., Jacquin, T., Vail, P.R. (Eds). Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM Special Publication, 60, 507-525.
- Manuppella, G. (1988). Litostratigrafia e tectónica da Bacia Algarvia. Geonovas, 10, 67-71.
- Manuppella, G. (coord.) (1992). Carta Geológica da Região do Algarve na escala 1:100 000. Nota Explicativa, Serviços Geológicos de Portugal, 15 p.
- Manuppella, G., Marques, B., Rocha, R.B. (1988). Estratigrafia do Caloviano do Algarve oriental. Ciências da Terra (UNL), 9, 27-32.
- 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, Lisboa, 1031-1046.

- Manuppella, G., Perdigo, J. (1972). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, 51-B Vila do Bispo. Serviços Geológicos de Portugal.
- Manuppella, G., Ramalho, M.M., Antunes, A.T. & Pais, J. (1987). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, Notícia Explicativa da Folha 53-A (Faro). Serviços Geológicos de Portugal, 52 p.
- Marques, B., Olóriz, F. (1989a). La plate-forme de l'Algarve au Jurassique supérieur: les grandes discontinuités stratigraphiques. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 237-249.
- Marques, B., Olóriz, F. (1989b). La marge Sud-Ouest d'Iberie pendant le Jurassique supérieur (Oxfordien-Kimmeridgien): essai de reconstruction geobiologique. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 13, 251-263.
- Marques, B., Olóriz, F., Caetano, P.S., Rodriguez-Tovar, F.J. (1993). Relative sea-level fluctuations and ecostratigraphy; applications to Middle/Upper Oxfordian fossil assemblages of east-central Algarve, Portugal. *Acta Geologica Polonica*, 43 (3-4), 289-910.
- Marques, B., Olóriz, F., Rodriguez-Tovar, F.J., Caetano, P.S. (1992). The Transversarium-Bifurcatus Zone boundary at Rocha (Peral area, East-Central Algarve, Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, 11, 109-125.
- 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 (9), 641-645.
- Marques, B., Rocha, R.B. (1988). Evolução paleogeográfica e paleobiogeográfica do Caloviano-Kimmeridgiano do Algarve. *Ciências da Terra (UNL)*, 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.
- Mehdi, M., Alméras, Y., Cugny, P., Elmi, S., Fauré, P., & Peybernès, B. (1994). Le Lias et le Dogger du massif de Terni-Masgout (Avant-pays Rifain oriental, Maroc), témoins de la marge maghrébine de la Téthys. *Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle, Toulouse*, 130, 59-69.
- Merino-Tomé, Ó. Porta, G.D., Kenter, J.A., Verwer, K., Harris, P.M., Adams, E.W., Playton, T., Corrochano, D. (2012). Sequence development in an isolated carbonate platform (Lower Jurassic, Djebel Bou Dahar, High Atlas, Morocco): influence of tectonics, eustasy and carbonate production. *Sedimentology*, 59 (1), 118-155.
- Mouterde, R. (1971). Esquisse de l'évolution biostratigraphique de la Péninsule Ibérique au Jurassique. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 2, 21-31.
- Mouterde, R., Rocha, R. B., Ruget, C., Tintant, H. (1979). Faciès, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. *Ciências da Terra (UNL)*, 5, 29-52.
- O'Dogherty, L., Sandoval, J., Vera, J.A. (2000). Ammonite faunal turnover tracing sea-level changes during the Jurassic (Betic Cordillera, southern Spain). *Journal of the Geological Society*, 157 (4), 723-736.
- Ogg, J.G., Ogg, G.M., Gradstein, F.M. (2016). *A Concise Geologic Time Scale 2016*. Elsevier, 240 p.
- Oliveira, J. (Coord.) (1982-83). Carta Geológica de Portugal. Folha 7. Escala 1:200 000. Serviços Geológicos de Portugal.

- Oliveira, J. (Coord.) (1984). Carta Geológica de Portugal. Escala 1:200 000. Notícia explicativa da folha 7. Serviços Geológicos de Portugal, 77 p.
- Oliveira, J. (Coord.) (1992). Carta Geológica de Portugal na escala 1:200 000, Notícia Explicativa da Folha 8. Serviços Geológicos de Portugal, 91 p.
- Oliveira, J., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M., Monteiro, J. (1992). Carta Geológica de Portugal. Escala 1:500 000. Serviços Geológicos de Portugal.
- Olóriz, F., Marques, B., Rodriguez-Tovar, F. J. (1991). Eustatism and faunal associations: examples from the South Iberian Margin during the Late Jurassic (Oxfordian-Kimmeridgian). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, 84 (1), 83-106.
- Palain, C. (1976). Une série détritique terrigène, les "Grès de Silves": Trias et Lias Inférieur du Portugal. *Memórias dos Serviços Geológicos de Portugal*, 25, 377 p.
- Palain, C. (1979). Connaissances stratigraphiques sur la base du Mésozoïque portugais. *Ciências da Terra (UNL)*, 5, 11-28.
- Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P., Muñoz, J.A. (2015). Extension and inversion structures in the Tethys-Atlantic linkage zone, Algarve Basin, Portugal. *International Journal of Earth Sciences (Geol Rundsch)*, Springer, 17 p.
- Reis, R.P.B., Cunha, P.P., Dinis, J.L., Trincão, P.R. (2000). Geological evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. *Georesearch Forum*, 6, 345-356.
- Rey, J. (1983). Le Cretacé de l'Algarve: Essai de Synthèse. *Comunicações Serviços Geológicos de Portugal*, 69, 87-101.
- Ribeiro, C., Terrinha, P. (2007). Formation, deformation and chertification of systematic classic dykes in a differentially lithified carbonate multilayer. SW Iberia, Algarve Basin, Lower Jurassic. *Sedimentary Geology*, 196, 201-215.
- Rocha, R.B. (1976). Estudo estratigráfico e paleontológico do Jurássico do Algarve ocidental. *Ciências da Terra (UNL)*, 2, 281-315.
- Rocha, R.B., Manuppella, G., Marques, B. (1980). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, 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., Antunes, M., Pais, J. (1989). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, Notícia Explicativa da Folha 52-B Albufeira. Serviços Geológicos de Portugal, 36 p.
- Rocha, R.B., Ramalho, M., Manuppella, G., Zbyszewski, G., Coelho, A.V.P. (1979). Carta Geológica de Portugal na escala 1:50 000, Notícia Explicativa da Folha 51-B Vila do Bispo. Serviços Geológicos de Portugal, 118 p.
- Rosendahl, S. (1988). Upper Jurassic hermatypic corals of Algarve—paleoecological and stratigraphical importance. In: 2nd International Symposium on Jurassic stratigraphy (Lisbon 1987), 2, 877-888.
- Ruiz-Ortiz, P.A., Bosence, D.W.J., Rey, J., Nieto, L.M., Castro, J.M., Molina, J.M. (2004). Tectonic control of facies architecture, sequence stratigraphy and drowning of a Liassic carbonate platform (Betic Cordillera, Southern Spain). *Basin Research*, 16 (2), 235-257.
- Ruiz-Ortiz, P.A., Vera, J.A., García-Hernández, M., López-Garrido, A.C., Martín-Algarra, A., Molina, J.M. (1989). Las discontinuidades mayores del Jurásico de las Zonas

- Externas de las Cordilleras Béticas: análisis e interpretación de los ciclos sedimentarios. Cuadernos de Geología Ibérica, 13, 35-52.
- Sadki, D. (1992). Les variations de faciès et les discontinuités de sédimentation dans le Lias-Dogger du haut atlas central (Maroc): chronologie, caractérisation, corrélations. Bulletin de la Société Géologique, France, 163 (2), 179-186.
- Scholle, P.A., Ulmer-Scholle, D.S. (2003). A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, AAPG Memoir 77 (Vol. 77). AAPG.
- Sibley, D.F., Gregg, J.M. (1987). Classification of dolomite rock textures. Journal of Sedimentary Petrology, 57, 967-975.
- Srivastava, S., Roest, W., Kovacs, L., Oakey, G., Lévesque, S., Verhoef, J., Macnab, R. (1990). Motion of Iberia since the Late Jurassic: Results from detailed aeromagnetic measurements in the Newfoundland Basin. Tectonophysics, 184, 229-260.
- Terrinha, P. (1998). Structural geology and tectonic evolution of the Algarve Basin, South Portugal. Doctoral dissertation, Imperial College London (University of London), 430 p.
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J.C., Lopes, C., Rocha, R.B., Ribeiro, A. (2002). Compressive Episodes and Faunal Isolation during Rifting, Southwest Iberia. Journal of Geology, 110, 101-113.
- Terrinha, P., Rocha, R.B., Rey, J., Cachão, M., Moura, D., Roque, C., Martins, L., Valadares, V., Cabral, J., Azevedo, M.R., Barbero, L., Clavijo, E., Dias, R.P., Matias, H., Madeira, J., Silva, C. M., Munhá, J., Rebelo, L., Ribeiro, C., Vicente, J., Noiva, J., Youbi, N., Bensalah, M.K. (2013) - A Bacia do Algarve: Estratigrafia, Paleogeografia e Tectónica. In: Geologia de Portugal no contexto da Ibéria, Escolar Editora, 823-987
- Tucker, M.E., Wright, V.P. (1990). Carbonate sedimentology. Blackwell, 482 p.
- Wilson, J.L. (1975). Carbonate facies in geologic history. Springer, 71 p.
- Wright, V.P., Wilson, R.C.L. (1984). A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. Journal of Sedimentary Petrology, 54, 394-412.