

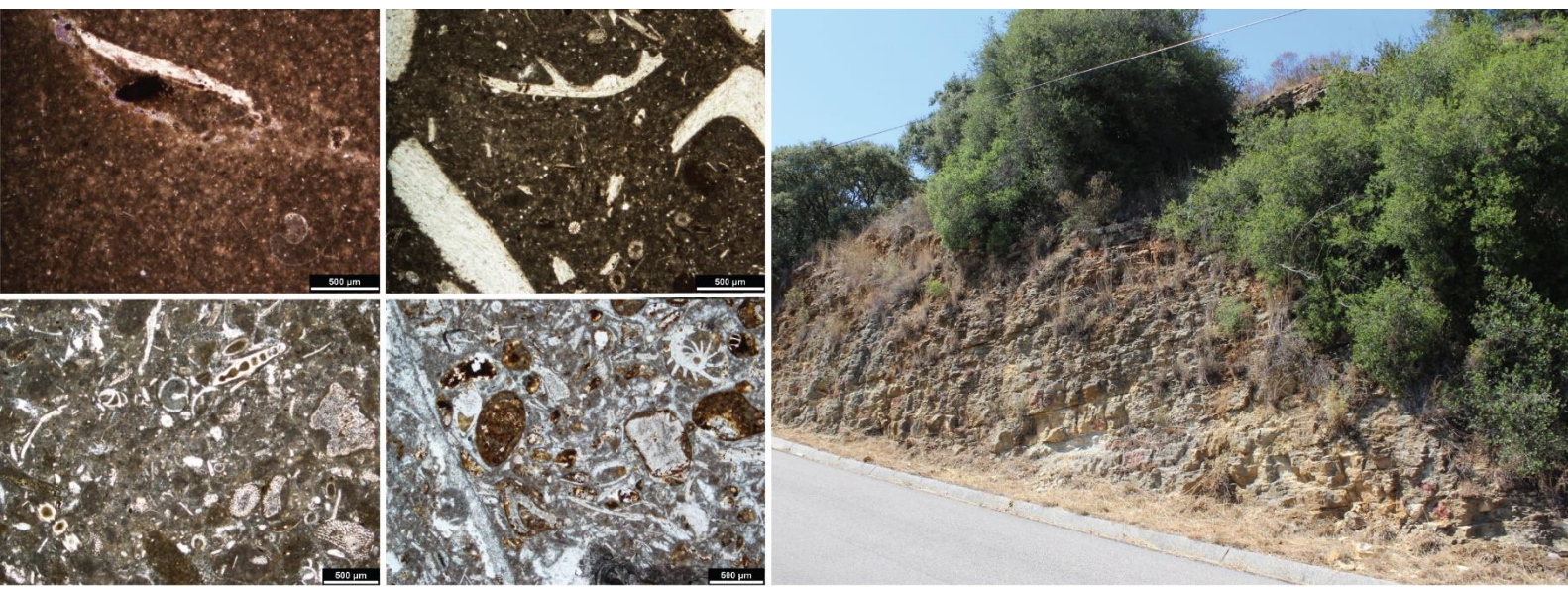


UNIVERSIDADE DE COIMBRA
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
Departamento de Ciências da Terra

**Estudo de rochas carbonatadas em regime de
plataforma intermédia.
O caso particular da Formação do Prado (Toarciano),
Bacia Lusitânica**

Renato Rodrigues Godinho

Mestrado em Geociências - Área de especialização em Geologia do Petróleo
Julho, 2018





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

**Estudo de rochas carbonatadas em regime de
plataforma intermédia.**
**O caso particular da Formação do Prado (Toarciano),
Bacia Lusitânica**

Renato Rodrigues Godinho

**Mestrado em Geociências – Área de especialização em Geologia do
Petróleo**

Orientadores científicos

Professor Doutor Luís Vítor da Fonseca Pinto Duarte, Faculdade de Ciências e
Tecnologia da Universidade de Coimbra
Doutora Rute Lourenço Coimbra, Faculdade de Ciências e Tecnologia
da Universidade de Coimbra e Aveiro

Coimbra, 2018

Índice Geral

Resumo	V
Abstract	VI
Agradecimentos	VII
Índice de figuras	VIII
I. Introdução	1
I.1- Objetivos	2
I.2- Enquadramento geográfico e geológico	2
I.3- Contexto paleogeográfico e evolução tectonoestratigráfica	5
I.4- O ambiente de plataforma carbonatada jurássica	7
I.4.1- Setor de Tomar	10
I.5- Litostratigrafia e singularidade sedimentar da região de Tomar	11
I.5.1- Formação do Prado e unidades equivalentes	13
II. Metodologias	15
II.1- Trabalho de campo	16
II.1.1- Perfil do Prado	17
II.1.2- Perfil da Póvoa	18
II.1.3- Outros pontos de observação	18
II.2- Procedimentos laboratoriais	18
II.2.1- Superfícies polidas	18
II.2.2- Análise e classificação composicional e textural das lâminas delgadas	19
II.2.3- Quantificação através do método de <i>pixel counting</i>	21
III. Resultados	23
III.1- Análise litostratigráfica e faciológica da Formação do Prado	24
III.1.1- Perfil do Prado	24
III.1.2- Perfil da Póvoa	31
III.1.3- Outros pontos de observação	34
III.1.3.1- Perfil de Fonte Quente	34
III.1.3.2- Secção de Vale Venteiro	36
III.1.3.3- Secção de Casais	37
III.2- Análise microfaciológica da Formação do Prado	38
IV. Discussão	57
IV.1- Análise microfaciológica e modelo deposicional	58
IV.1.1- Tipologia das microfácies	59
IV.1.1.1- MFt1	60

IV.1.1.2- MFt2	60
IV.1.1.3- MFt3	61
IV.1.1.4- MFt4	62
IV.1.2- Evolução do modelo deposicional no Toarciano de Tomar	63
IV.2- Litostratigrafia da Formação do Prado	65
IV.2.1- Membro Prado 1	65
IV.2.2- Membro Prado 2	65
IV.2.3- Membro Prado 3	66
IV.2.4- Membro Prado 4	67
IV.2.5- Membro Prado 5	68
IV.3- Evolução sequencial da sucessão estratigráfica e comparação com os restantes setores da Bacia Lusitânica	68
IV.3.1- Quadro sequencial de 2ª ordem ST	69
IV.3.1.1- Sequência ST1 (Biozona Polymorphum)	71
IV.3.1.2- Sequência ST2 (Biozona Levisoni a Bifrons) ...	72
IV.3.1.3- Sequência ST3 (Biozona Bifrons a Bonarelli/Speciosum)	72
IV.3.1.4- Base da sequência ST4	74
IV.4- Comparação à escala tetisiana	75
V. Considerações finais	79
Referências Bibliográficas	83

Resumo

No presente trabalho são apresentados os resultados do estudo estratigráfico, sedimentológico e petrográfico efetuado nas unidades carbonatadas toarcianas da Formação do Prado, aflorantes na região de Tomar, setor SE da Bacia Lusitânica. Este setor é um dos locais de referência para análise e estudo dos afloramentos do Jurássico Inferior, apresentando um registo sedimentar maioritariamente calcário e bastante bioclástico, contrastando com o registo margo-calcário que se observa na generalidade da bacia, para esta mesma idade.

Na região em estudo foram identificados e analisados vários perfis parciais desta formação, tendo sido estudado em detalhe, com recurso a superfícies polidas e lâminas delgadas, o perfil de referência desta unidade: o perfil do Prado. Para além de uma redefinição litostratigráfica da Formação do Prado, com base na análise de campo de todos os perfis, este estudo assentou ainda na análise petrográfica de 46 lâminas delgadas. Neste estudo foram identificados os diferentes componentes ortoquímicos e aloquímicos, feitas quantificações através do método de “*pixel counting*”, para posteriormente se estabelecerem classificações composicionais e texturais de cada lâmina. Esta análise permitiu inferir quatro tipos diferentes de microfácies: MFt1 a MFt4. MFt1 corresponde a micritos e microsparitos, *mudstone*, composto quase exclusivamente por matriz micrítica; MFt2 a biomicritos e intrabiomicritos, *wackestone*, com maior percentagem de bioclastos em relação aos intraclastos; MFt3 a intrabiomicritos, *wackestone* com maior percentagem do conteúdo intraclástico; e MFt4 a intrabiomicritos, *wackestone* a *packstone* onde se observa cimento esparítico, corais e serpulídeos, exclusivos desta microfácies. Esta tipologia de microfácies corresponde a uma plataforma carbonatada em zona intermédia, claramente mais proximal relativamente a outras posições mais setentrionais da bacia, registando-se na sucessão estratigráfica analisada um ganho de energia no meio deposicional da base para o topo. Conjugando o padrão de microfácies estabelecido à litologia observada foi possível reconhecer um desenvolvimento sequencial da Formação do Prado. Neste exercício foi possível reconhecer 4 sequências transgressivo-regressivas de 3ª ordem, delimitadas por descontinuidades. Apesar da ausência de bons marcadores biostratigráficos, este desenvolvimento sequencial foi comparado e discutido à escala regional da Bacia Lusitânica, bem como à escala das bacias tetisianas.

Palavras-chave: Unidades carbonatadas, microfácies, plataforma carbonatada, Formação do Prado, Toarciano, Bacia Lusitânica

Abstract

The present work presents the results of the stratigraphic, sedimentological and petrographic study carried out in the toarcian carbonate units of the Prado Formation, outcropping in the Tomar region, SE sector of the Lusitanian Basin. This sector is one of the reference sites for analysis and study of the outcrops of the Lower Jurassic, presenting a sedimentary record dominated by bioclastic limestone, contrasting with the marl-limestone register that is observed in most of the basin, for this same age.

In the studied region, several partial profiles of this formation were identified and analyzed, and the reference profile of this unit was studied in detail using polished surfaces and thin slides. In addition to a lithostratigraphic redefinition of the Prado Formation, based on the field analysis of all the profiles, this study was based on the petrographic analysis of 46 thin slides. The different orthochemical and alchemical components were identified, using pixel counting method, to later establish compositional and textural classifications of each slide. This analysis allowed to infer four different types of microfacies: MFt1 to MFt4. MFt1 corresponds to micrites and microsparites, mudstone, composed almost exclusively by micritical matrix; MFt2 to biomicrites and intrabiomicrites, wackestone, with higher percentage of bioclasts in relation to intraclasts; MFt3 to intrabiomicrites, wackestone, with greater percentage of the intraclastic content; and MFt4 to intrabiomicrites, wackestone to packstone where it is observed esparitic cement, corals and serpulids, exclusive of this microfacies. This typology of microfacies corresponds to a carbonate platform in the intermediate zone, clearly more proximal to other northernmost positions of the basin, and an energy gain in the depositional medium from the base to the top is recorded in the stratigraphic sequence. By combining the established microfacies pattern with the observed lithology, it was possible to recognize a sequential development of the Prado Formation. In this exercise it was possible to recognize 4 transgressive-regressive sequences of 3rd order, delimited by discontinuities. Despite the absence of good biostratigraphic markers, this sequential development was compared and discussed on the regional scale of the Lusitanian Basin, as well as on the scale of the Thetyan basins.

Keywords: Carbonate units, microfacies, carbonate platform, Prado Formation, Toarcian, Lusitanian Basin

Agradecimentos

Chegando ao fim mais uma etapa do meu percurso académico, que me permitiu aprofundar conhecimentos sobre a Geologia do Petróleo, gostaria de enaltecer todos aqueles que contribuíram das mais variadas formas para a conclusão deste ciclo. Desta forma, gostaria de expressar os meus agradecimentos a todos:

- Ao meu orientador, Dr. Luís Vítor Duarte, pela orientação académica e pelos valiosos ensinamentos que me foram transmitidos ao longo desta dissertação e fora dela. Pelo entusiasmo, exigência que trespassa e que nos faz querer sempre fazer mais e melhor. Pela paciência que tem por nem sempre correspondermos a estas expectativas. Pelo rigor e minuciosidade na correção deste trabalho. Pela ligação ao Sporting CP, que nos fez alguma azia em determinados dias. Por tudo isto muito Obrigado.

- À minha coorientadora, Dra. Rute Coimbra, por toda a simpatia demonstrada e vontade de ajudar. Pelo ensinamento no Photoshop para a utilização do método de *pixel counting*, pela correção na organização textual, pelo melhoramento estético do trabalho e pelo embelezamento de muitas das imagens por vezes defeituosas que eu apresentava.

- Ao DCT-UC pela disponibilidade na utilização das suas infraestruturas, nomeadamente a litoteca, o Laboratório Santander e o Laboratório de Petrologia.

- A todos os amigos que fiz em Coimbra e com quem tive a oportunidade de conviver ao longo destes anos, de viver o verdadeiro espírito académico desta cidade, partilhando bons momentos e ensinamentos.

- A um grupo especial de amigos, “Os Seletos” e que, desde o 1º ano me acompanham neste percurso. Obrigado por serem quem são, de estarem sempre lá e de passados já alguns anos continuarmos todos juntos. “Capas negras de saudade, No momento da partida, Segredos desta cidade, Levo comigo p’ra vida”.

- À minha mãe pelo sacrifício de dar aos dois filhos um curso superior e me dar esta ferramenta de trabalho, pelo grande apoio emocional, encorajamento e por ser uma grande mãe. Ao meu irmão Rafael, jornalista e fotógrafo de serviço e que embora não percebendo nada de geologia perguntava sempre pelos meus calhaus (espero que tenhas ficado a entender um pouco melhor desta área). Aos meus avós maternos por todo o apoio demonstrado ao longo deste percurso.

- À Margarida, futura mestre geóloga e que foi o meu braço-direito ao longo de todo este último ciclo. Obrigado pelo apoio incondicional, pela paciência, por me ouvires, dares conselhos, pela discussão de ideias geológicas e por me teres ajudado na elaboração deste trabalho. Sem ti isto seria mais complicado.

“Uma vez Coimbra, Para sempre saudade”

Índice de Figuras

- Figura I.1-** Enquadramento geográfico e geológico da área estudada. **A-** Mapa geográfico de Portugal, com localização das Bacias Lusitânica e do Algarve (assinaladas a amarelo); **B-** Mapa geológico do Jurássico da BL, com representação de afloramentos de idade Jurássica e localização da região estudada neste trabalho (adaptado de Silva *et al.*, 2015). 3
- Figura I.2-** Folha 27-B (Tomar) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 (Romão *et al.*, 2016). 4
- Figura I.3-** Localização geográfica, através de imagem aérea dos dois perfis estudados em detalhe (assinalados a amarelo) e de outros pontos de observação (a vermelho) a norte da cidade de Tomar (imagem retirada do *GoogleEarth*). 5
- Figura I.4-** Enquadramento geográfico e tectónico da BL e restantes bacias da Margem Ocidental Ibérica. Definição de setores (1 – Rocha & Soares, 1984; 2 – Ribeiro *et al.*, 1996) e localização de perfis representados noutras figuras. A, B e T, sub-bacias formadas durante o 3º episódio de *rifting*, respetivamente: Arruda, Bombarral e Turcifal. Sondagens: Ca – Carapau, Do – Dourada, Mo – Moreia, Vm – Vermoil, SM – S. Mamede, Ga – Gaiteiros, Cp – Campelos, Bf – Benfeito, Ar – Arruda, Ms – Monsanto, Br – Barreiro, Mj – Montijo, Go – Golfinho (adaptado de Kullberg, 2000, *in* Kullberg *et al.*, 2013). 6
- Figura I.5-** Quadro estratigráfico e evolução da rampa carbonatada do Sinemuriano superior ao Aaleniano inferior da BL. Mb. MCUP- Membro Margas e Calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*; Mb.MCG- Membro Margas e Calcários Grumosos; MCNB- Membro Calcários com Níveis Betuminosos; SS- Sequência sinemuriana; SP- Sequência pliensaquiiana; ST – Sequência toarciana (adaptado de Duarte, 2007 com correções biostratigráficas de Duarte *et al.*, 2004a). 9
- Figura I.6-** Diagrama esquemático mostrando configurações paleoambientais inferidas durante a deposição das sucessões carbonatadas do Pliensaquiiano (adaptado de Silva *et al.*, 2015). 10
- Figura I.7-** Quadro litostratigráfico do Sinemuriano superior - Aaleniano inferior, com a definição das formações para Tomar e para a generalidade da bacia (sem incluir as

regiões de Arrábida e S. Pedro de Moel – Peniche; adaptado de Duarte & Soares, 2002).
 Informação relativa ao Sinemuriano superior retirada de Duarte *et al.* (2014a) e Dimuccio
et al. (2016). MCUP- Membro Margas e Calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*; Mb.MCG-
 Membro Margas e Calcários Grumosos; MCNB- Membro Calcários com Níveis
 Betuminosos. 11

Figura I.8- Transição (linha a tracejado) entre as formações de Vale das Fontes (na
 base) e de Lemedo (no topo). Secção observada na localidade de Vale Venteiro (norte
 de Tomar). 13

Figura II.1- Afloramentos representativos da Formação do Prado. **A-** Perfil do Prado,
 onde se define o corte-tipo desta formação; **B-** Perfil da Póvoa, onde afloram os níveis
 do topo da Formação do Prado. 16

Figura II.2- Legenda da simbologia utilizada na apresentação dos perfis estratigráficos.
 17

Figura II.3- Exemplos de superfícies polidas, com indicação de topo (seta a negro). **A-**
 Calcário bioclástico (setas brancas indicam a ocorrência de diferentes tipos de
 bioclastos); **B-** Calcário micrítico com abundantes intraclastos (setas a branco). 19

Figura II.4- Classificação textural das rochas carbonatadas segundo Folk (1962).
 Adaptado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003). 20

Figura II.5- Classificação textural das rochas carbonatadas de Dunham (1962).
 Adaptado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003). 20

Figura II.6- Layout do programa Adobe® Photoshop® CS2, com imagem retirada do
 microscópio à esquerda e histograma da imagem à direita. 21

Figura II.7- Exemplo concreto de quantificação de pixéis correspondentes à área
 ocupada por intraclastos. Este valor (assinalado a vermelho) é posteriormente dividido
 pelo valor de pixéis total e multiplicado por 100, dando a percentagem de intraclastos
 na amostra. 22

Figura III.1- Coluna estratigráfica da sucessão observada no Prado, ilustrando os
 aspetos litológicos e paleontológicos mais marcantes. Ver legenda na figura II.2..... 25

Figura III.2- Aspectos litostratigráficos e paleontológicos da Formação de Lemedé. **A-** Formação de Lemedé no perfil do Prado, com indicação da descontinuidade que marca a transição desta unidade para a Formação do Prado (poste usado como escala tem altura de cerca de 8 metros); **B-** Molde de amonite do género de *Dactilyoceras* observada no topo da Formação de Lemedé; **C-** Rostro de belemnite (evidenciado a tracejado); **D-** Fragmentos de conchas de bivalves (pectinídeos). 26

Figura III.3- Aspecto de campo da base da Formação do Prado no perfil do Prado. **A-** Sucessão de níveis calcários em estratos centimétricos; **B-** Detalhe desta sucessão, onde é possível observar o aspeto noduloso característico destas fácies carbonatadas. 27

Figura III.4- Aspeto macroscópico dos níveis margosos (camadas PR119 a 123, entre os 6 e os 7 metros, no *log* da fig.III.1). **A-** Sucessão predominantemente margosa e com quase 2 metros de espessura; **B-** Macrofauna bentónica (1- *Pholadomya*; 2- *Rhinchonella*; 3- *Terebratula*) recolhida nas unidades margosas. 28

Figura III.5- Superfície de estratificação (a tracejado) que marca o contacto entre a última camada margosa mais expressiva (PR173, aos cerca de 16 metros no *log* da fig.III.1) e o início da sucessão predominantemente calcária e com crinoides. 29

Figura III.6- Aspectos faciológicos da sucessão a seguir à zona de não observação de registo sedimentar (cerca dos 23 metros no perfil apresentado na fig.III.1) com observação em afloramento e através de superfícies polidas. **A-** Sucessão de calcários de matriz micrítica (PR204 A 235); **B-** Calcário micrítico com alguns intraclastos (pigmentação acastanhada) mas sem conteúdo bioclástico (PR204); **C-** Amostra PR238 correspondente a um calcário de matriz micrítica, onde se observam bioclastos (1), fragmentos de esponjas siliciosas (2) e ainda uma fácies mais margosa (escura) correspondente a bioturbação. 30

Figura III.7- Sucessão de calcários bioclásticos mais competentes (PR267 a PR272), que formam bancadas centimétricas bem definidas (escala representa 1metro). 30

Figura III.8- Aspectos macroscópicos dos níveis fossilíferos e bioclásticos do topo do Perfil do Prado. **A-** Detalhe dos calcários bioclásticos e fossilíferos, com observação dos diversos fragmentos de conchas; **B-** Exemplar de um gastrópode; **C-** Detalhe de amostra

de calcário fossilíferos de cor amarelada com fragmentos de bivalves e corais solitários (retângulo a branco). 31

Figura III.9- Coluna estratigráfica do perfil da Póvoa, com imagens da base e do topo do perfil. Ver legenda na fig.II.2. 32

Figura III.10- Aspectos macrofaciológicos do Perfil da Póvoa. **A-** Base do Perfil da Póvoa, representado por calcários bioclásticos, com superfícies de estratificação irregulares (base do perfil até aos cerca de 5 metros no log da Figura III.9); **B-** Sector intermédio do perfil da Póvoa, com sucessão de calcários bioclásticos intercalados com pequenas juntas de estratificação margosa (entre os 5 e os 5,5 metros no perfil, no *log* da figura III.9). 33

Figura III.11- Aspectos de campo dos níveis a topo do perfil da Póvoa. **A-** Sucessão de calcários bioclásticos, de cor amarelada, bastante fossilíferos; com fragmentos de conchas de bivalves, espículas de equinídeos e alguns corais solitários e belemnites (entre os 7 e os 8,5 metros, no *log* da fig.III.9). Linha a tracejado indica posição da imagem apresentada em B; **B-** Detalhe das unidades fossilíferas, onde se observam inúmeros fragmentos de conchas de bivalves e de espículas de equinídeos dispersos de forma caótica. Observa-se ainda a presença de corais solitários e de belemnites (não observáveis nesta imagem). 34

Figura III.12- Perfil de Fonte Quente com sinalização (linha preta a tracejado) da descontinuidade que marca a transição entre as formações de Lemedo e do Prado... 35

Figura III.13- Sucessão de calcários nodulosos em plaquetas observados nas imediações de Fonte Quente (escala com 80cm). 36

Figura III.14- Secção de Vale Venteiro, onde se observa a transição entre as formações de Lemedo e do Prado. 37

Figura III.15- Calcários nodulosos em plaquetas, em camadas centimétricas, observados na secção de Casais. 37

Figura III.16- Fotomicrografias das amostras PR100 a PR111 (luz polarizada), com alternância entre micritos/microsparitos e intrabiomicritos (retângulo a branco = 500µm). **A-** Micrito a microsparito/*mudstone* com microfratura preenchida com óxidos de ferro (1)

(PR100); **B-** Micrito a microsparito fossilífero/*mudstone* com bivalves (1), gastrópodes (2) e óxidos de ferro (3) (PR103); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), braquiópodes (2), equinodermes (3) (entre os quais ossículos de crinoides (4) e radiólas de equinídeos (5)) e intraclastos (6) (PR104); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone* com braquiópodes (1), bivalves (2), equinodermes (3), foraminíferos (4) e intraclastos (5) (PR105); **E-** Intrabiomicrito/*wackestone* com braquiópodes (1), bivalves (2), equinodermes (3) (radiólas de equinídeos (4)), gastrópodes (5) e intraclastos (6) (PR108); **F-** Micrito a microsparito/*mudstone* com óxidos de ferro (1) (PR111). 40

Figura III.17- Fotomicrografias das amostras PR113 a PR123 (luz polarizada), com alternância entre micrito e biomicrito, sendo que a amostra PR118 (D) já apresenta alguns intraclastos significativos, tendo sido classificada como um intrabiomicrito (retângulo a branco = 500µm). **A-** Micrito a microsparito/*mudstone* com equinodermes (1), intraclastos (2) e óxidos de ferro (3) (PR113); **B-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), foraminíferos (3) e ostracodos (4) (PR115); **C-** Micrito fossilífero/*mudstone* com bivalves (1), equinodermes (2) e óxidos de ferro (3) (PR117); **D-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) (ossículos de crinoides (3)) e intraclastos (4) (PR118); **E-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) (identificando-se ainda ossículos de crinoides (3) e radiólas de equinídeos (4)) e intraclastos (5) (PR121); **F-** Micrito/*mudstone* com fragmentos de equinodermes (1) (PR123). Aparecem algumas bolhas de cola resultantes do processo de realização da lâmina delgada. 42

Figura III.18- Fotomicrografias das amostras PR127 a PR135 (luz polarizada), com predominância de biointramicrito e biomicrito, sendo que a amostra PR127 (A) corresponde a um biomicrito e as amostras PR133 e 135 a micritos (retângulo a branco = 500µm). **A-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), ostracodos (3) e intraclastos (4) (PR127); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), microrecristalizações esféricas (3), ostracodos (4) e intraclastos (5) (PR128); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (PR129); **D-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (PR131); **E-** Micrito a microsparito fossilífero/*mudstone* com bivalves (1), fragmentos de equinodermes (2), ossículos de crinoides (3) (PR133); **F-** Micrito a microsparito fossilífero/*mudstone* com equinodermes (1) e foraminíferos (2) (PR135). 45

Figura III.19- Fotomicrografias das amostras PR139 a PR153 (luz polarizada), correspondentes a biomicritos (PR 139,141,141-B e 153) e intrabiomicritos (PR145 e 147) (retângulo a branco = 500µm). **A-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1) e equinodermes (2) (**PR139**); **B-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), ostracodos (3) e óxidos de ferro (4) (**PR141**); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) (radiólas de equinídeos(3)), foraminíferos (4) (**PR141-B**); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), ostracodos (2) e intraclastos (3) (**PR145**); **E-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), ossículos de crinoides (3), ostracodos (4) e intraclastos (5) (**PR147**); **F-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), braquiópodes (2), microrecristalizações esféricas (3), radiólas de equinídeos (4) e intraclastos (5) (**PR153**).
 47

Figura III.20- Fotomicrografias das amostras PR163 a PR183 (luz polarizada), com domínio dos intrabiomicritos (PR163, 166 e 170) sendo ainda composta pela última amostra de micrito da sucessão (PR170) e por um intrabiomicrito (183) (retângulo a branco = 500µm). **A-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), braquiópodes (2), microrecristalizações esféricas (3), equinodermes (4) e intraclastos (5) (**PR163**); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), ostracodos (2) e intraclastos (3) (**PR166**); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (**PR167**); **D-** Micrito/*mudstone* (**PR170**); **E-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), foraminíferos (2) e intraclastos (3) (**PR177**); **F-** Biointramicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), equinídeo (2) ((crinoide (3)), ostracodos (4) e intraclastos (5) (**PR183**).
 50

Figura III.21- Fotomicrografias das amostras PR196 a PR239 (luz polarizada), composta exclusivamente por intrabiomicritos (retângulo a branco = 500µm). **A-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), foraminíferos (3), ostracodos (4) e intraclastos (5) (**PR196**); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), microrecristalizações esféricas (2), equinodermes (3) e intraclastos (4) (**PR204**); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) (radióla de equinídeos (3)) e intraclastos (4) (**PR207**); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (**PR223**); **E-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), foraminíferos (3), gastrópodes (4), ostracodos (5) e intraclastos (6) (**PR234**); **F-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), ostracodos (3) e intraclastos (alguns com fragmentos de bioclastos, incluindo foraminíferos (4) (**PR239**).
 53

Figura III.22- Fotomicrografias das amostras PR244 a PR267 (luz polarizada), composta exclusivamente por intrabiomicritos (retângulo a branco = 500µm). **A-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (**PR244**); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (**PR246**); **C-** Intrabiomicrito/*packstone* com bivalves (1), briozoários (2), equinodermes (3), foraminíferos (4) e intraclastos (5) (**PR260**); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), equinodermes (2), foraminíferos (3) e intraclastos (4) (**PR262b**); **E-** Intrabiomicrito/*packstone* com briozoários? (1), crinoides (2), intraclastos (3) e cimento esparítico (4) (**PR265**); **F-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), briozoários (2), equinodermes (3) e intraclastos (4) (**PR267**). 56

Figura III.23- Fotomicrografias das amostras PR268 a PR277 (luz polarizada), composta exclusivamente por intrabiomicritos (retângulo a branco = 500µm). **A-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), equinodermes (2), serpulídeos (3) e intraclastos (4) (**PR268**); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), microrecristalizações esféricas (2), equinodermes (3), foraminíferos (4) e intraclastos (5) (**PR272**); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), briozoários (2), equinodermes (3), foraminíferos (4) e intraclastos (5) (**PR274T**); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), ostracodos (2) e intraclastos (3) (**PR277**). 58

Figura IV.1- Modelo de plataforma carbonatada definida para o Toarciano, da região de Tomar, com identificação dos ambientes deposicionais associados às microfácies identificadas para a Formação do Prado (MFt1 a MFt4): **MFt1-** Micritos e microsparitos, *mudstone*, depositados num regime de rampa externa; **MFt2-** Biomicritos e intrabiomicritos, *wackestone*, depositados num regime mais distal da plataforma intermédia; **MFt3-** Intrabiomicritos, *wackestone*, com predominância intraclástica, depositados num regime mais energético dentro da rampa intermédia; **MFt4-** Intrabiomicritos, *wackestone a packstone*, com menor preponderância de ortoquímicos (onde se inclui um cimento esparítico), e elevado conteúdo aloquímico, onde se destacam a presença de corais solitários (a-hermatípicos) e serpulídeos, indicadores de uma deposição em regime mais proximal dentro da rampa intermédia. 61

Figura IV.2- Aspetos microfaciológicos de MFt1 (PPL) à escala de 500 µm (retângulo branco). **A-** Micrito, *mudstone*, constituído essencialmente por matriz micrítica (PR100);

B- Micrito a microsparito, constituído maioritariamente por matriz micrítica, com pequenas microrecristalizações esféricas dispersas pela amostra (PR113). 62

Figura IV.3- Aspeto microfaciológico de MFt2 (PPL) à escala de 500 µm (retângulo branco). **A-** Biomicrito/*wackestone* com fragmentos de bivalves, foraminíferos e equinodermes (PR118); **B-** Biomicrito, *wackestone* particularmente rico em fragmentos de moluscos (bivalves e gastrópodes), ostracodos, equinodermes e alguns intraclastos (PR127). 63

Figura IV.4- Aspeto microfaciológico de MFt3 (PPL) à escala de 500 µm (retângulo branco). **A-** Intrabiomicrito, *wackestone* com matriz micrítica, bastantes intraclastos, equinodermes e bivalves (PR145); **B-** Intrabiomicrito, *wackestone* com matriz micrítica, intraclastos, bivalves e equinodermes (PR163). 64

Figura IV.5- Aspeto microfaciológico de MFt4 (PPL) à escala de 500 µm (retângulo branco). **A-** Intrabiomicrito, *wackestone a packstone* com matriz micrítica, mas também algum cimento esparítico, situados maioritariamente nos espaços intergranulares, recobrimdo alguns aloquímicos (intraclastos, serpulídeos, foraminíferos, bivalves) (amostra PR268); **B-** Intrabiomicrito, *wackestone a packstone* com intraclastos, bivalves, equinodermes, ostracodos e foraminíferos (PR274). 65

Figura IV.6- Coluna estratigráfica do perfil do Prado ilustrando a evolução microfaciológica ao longo da sucessão das associações de microfácies identificadas (MFt1 a MFt4). As microfácies apresentam as mesmas cores que as observadas na fig.IV.1, remetendo desta forma para os respetivos ambientes deposicionais. 66

Figura IV.7- Log estratigráfico e sequencial do Toarciano para o setor de Tomar, tendo como base a identificação das sequências toarcianas identificadas para a BL. T- Ciclo transgressivo; R- Ciclo regressivo. As interrogações correspondem a zonas onde não se observa o registo sedimentar. 72

Figura IV.8- Quadro sequencial com identificação das várias sequências toarcianas e eventos deposicionais nos diferentes setores de referência da BL (Tomar, Peniche e Rabaçal). T- Ciclo transgressivo; R- Ciclo regressivo. As interrogações correspondem a zonas onde não se observa o registo sedimentar. 78

Figura IV.9- Descontinuidade DT3 (a tracejado) que marca a transição entre as unidades calcárias do topo da sequência ST2 e a base margosa da sequência ST3 (limite entre os membros Prado 3 e Prado 4).	75
Figura IV.10- Descontinuidade (DT4) que marca a transição entre o topo calcário, bioclástico e fossilífero da sequência ST3 e as unidades mais margosas da sequência ST4 (limite entre os membros Prado 4 e Prado 5).	77
Figura IV.11- Mapa paleogeográfico do setor noroeste tetisiano. BL- Bacia Lusitânica; BA- Bacia do Algarve; IB- Cadeia Ibérica; BET- Cadeia Bética; MA- Médio Atlas; AA- Alto Atlas (modificado de Dera <i>et al.</i> , 2010).	78
Figura IV.12- Quadro sequencial com comparação das sequências de 2ª Ordem (transgressivas-regressivas) definidas neste trabalho para a Formação do Prado, com os esquemas sequenciais definidos para as Cadeias Ibérica e Bética, Médio e Alto Atlas, com os ciclos de 2ª ordem para o domínio tetisiano (Hardenbol <i>et al.</i> , 1998) e com a curva eustática de longo termo (Haq, 2018).	79

I. Introdução

I.1- Objetivos

A região de Tomar é uma referência da Bacia Lusitânica (BL) no que respeita ao estudo das sucessões carbonatadas do Jurássico, devido ao registo bastante contínuo das diversas unidades aflorantes e ao facto de apresentar uma fácies bastante diferenciada da registada noutros setores da bacia. No entanto, os trabalhos de detalhe estratigráfico e sedimentológico são restritos, e alguns deles já bastante antigos.

Desta forma, o presente trabalho terá como principal objetivo o estudo das rochas carbonatadas do Toarciano (Jurássico Inferior), pertencentes à Formação do Prado, unidade litostratigráfica formalizada por Duarte & Soares (2002). Este estudo assenta em duas metodologias, que passaram por uma fase de trabalho de campo, que incluiu a construção de perfis estratigráficos, e uma análise petrográfica e de microfácies com vista à discussão da evolução deposicional e sequencial do Toarciano na região em estudo.

Este trabalho pretende contribuir para um maior conhecimento da sucessão carbonatada do Toarciano, através da interpretação de dados sedimentológicos e microfaciológicos, procurando desta forma uma compreensão deste setor à escala da BL, comparando os ambientes deposicionais e a morfologia da rampa carbonatada definida para o Toarciano, com os restantes setores de referência. Pretende-se ainda integrar este estudo numa visão de conjunto mais ampla, fazendo a comparação das análises sequenciais da Formação do Prado, com as bacias sedimentares do setor tetisiano.

I.2- Enquadramento geográfico e geológico

A região de Tomar está localizada na parte sudeste da Orla Meso-Cenozoica Ocidental Portuguesa (fig.I.1), englobando a porção mais ocidental do Maciço Hespérico (Rocha *et al.*, 1987; Duarte, 1995, 1997; Azerêdo *et al.*, 2003; Romão *et al.*, 2016). O registo mesozoico é essencialmente materializado pelo Jurássico Inferior e Médio, sendo possível observar vários e extensos afloramentos das diferentes unidades do Jurássico Inferior da BL.

Apesar deste contexto geológico, a cidade de Tomar está construída sobre rochas carbonatadas terciárias (Calcários de Almoster, de acordo com a Folha 27B – Tomar da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000; Romão *et al.*, 2016) de origem lacustre. Os afloramentos do Jurássico começam cerca de 1 km a Norte da cidade sendo que o Jurássico Inferior constitui um setor N-S de 6 km ao longo do Rio Nabão, que se estende por uma largura de 2,5 km entre as povoações de Pedreira e Casais (ver, por exemplo, Mouterde *et al.*, 1971; Rosset & Mouterde, 1971; Duarte, 1995).

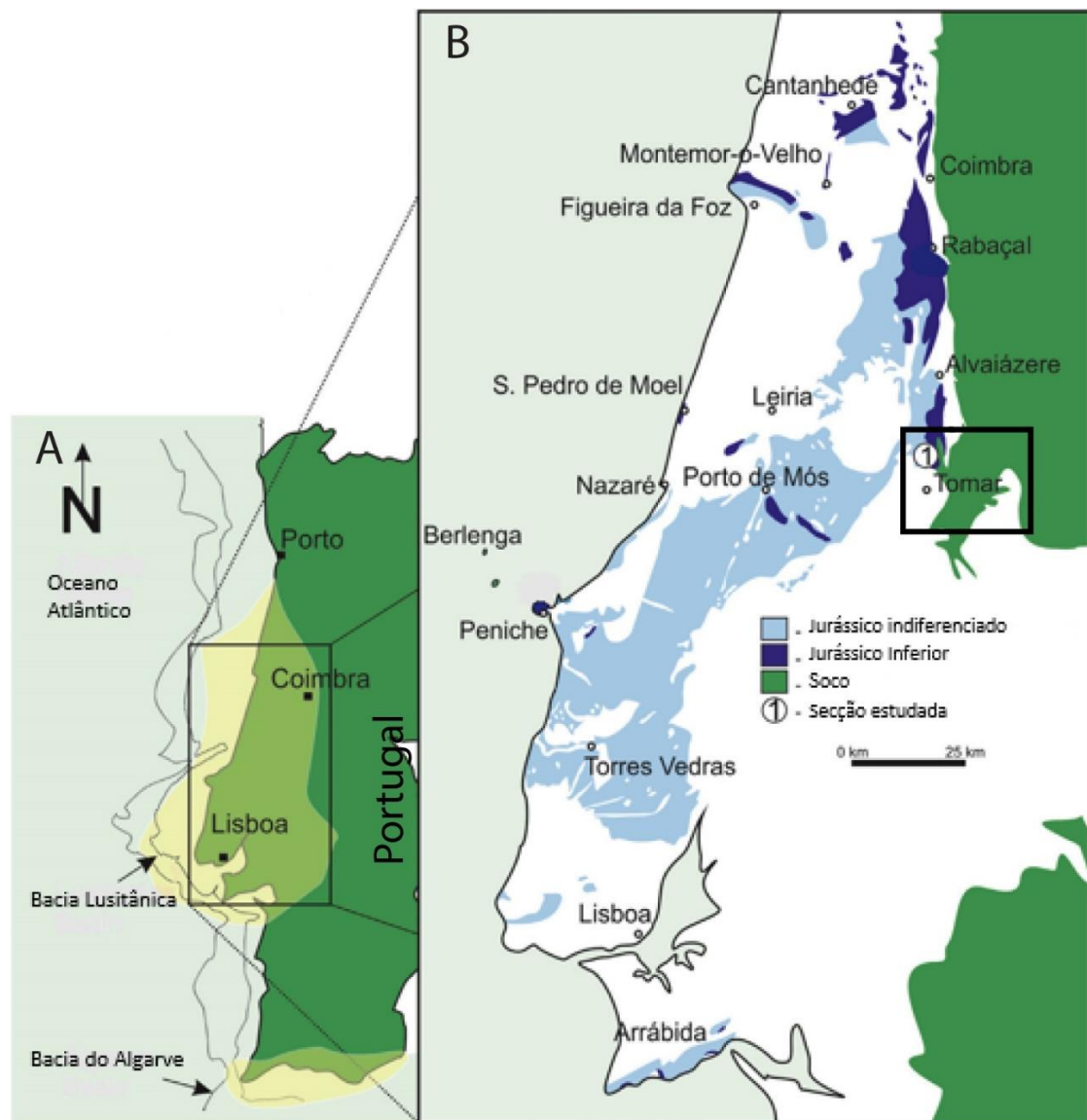


Figura 1.1- Enquadramento geográfico e geológico da área estudada. **A-** Mapa geográfico de Portugal, com localização das Bacias Lusitânica e do Algarve (assinaladas a amarelo); **B-** Mapa geológico do Jurássico da BL, com representação de afloramentos de idade Jurássica e localização da região estudada neste trabalho (adaptado de Silva *et al.*, 2015).

De acordo com a Folha 27B – Tomar da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, as litologias aflorantes a norte e oeste da cidade de Tomar, e de idade mesozoica e cenozoica correspondem às unidades pertencentes à BL e à Bacia do Baixo Tejo, respetivamente (Romão *et al.*, 2016).

Na região a este da cidade de Tomar localiza-se a confluência das zonas de cisalhamento de primeira ordem: Tomar-Badajoz-Córdova (ZCTBC) e Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (ZCPTFA) (Romão *et al.*, 2014). A cartografia geológica detalhada na região de Tomar-Sardoal-Ferreira do Zêzere permitiu reconhecer três sucessões tectono-metamórficas nesta zona, pertencentes à Zona Centro Ibérica (ZCI), Zona de Ossa Morena (ZOM) e ao Terreno Finisterra. O traçado do contacto entre a ZOM e ZCI corresponde ao carreamento de Ortiga – Torrão (Romão *et al.*, 2014) (fig.1.2).–

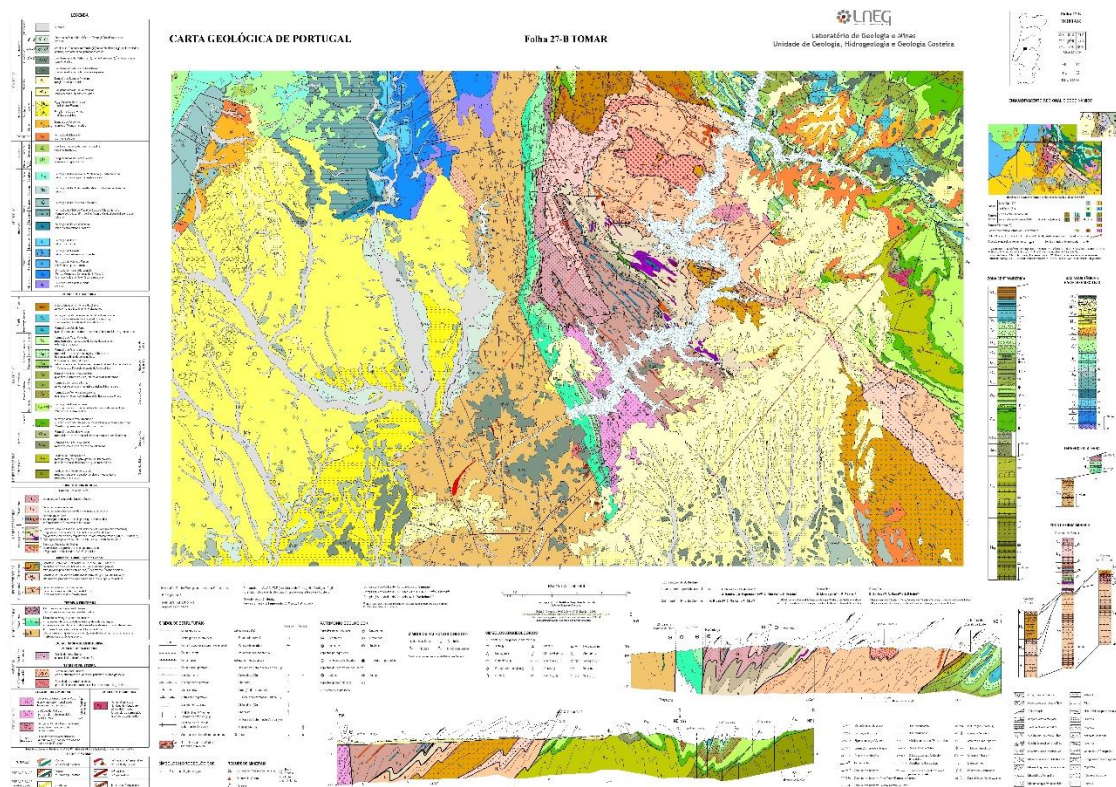


Figura I.2- Folha 27-B (Tomar) da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000 (Romão *et al.*, 2016).

Os perfis analisados para este trabalho estão localizados cerca de 5 km a norte da cidade de Tomar, entre as localidades de Pedreira, Prado e Póvoa, sendo ainda possível observar diversas secções parciais das diversas formações jurássicas da BL (fig.I.3). A tectónica é bastante complexa com a sobreposição de dobras E-W com falhas submeridionais (Rosset & Mouterde, 1971).

Esta área de idade jurássica foi objeto de diversos estudos paleontológicos e estratigráficos por parte de Choffat (1880, 1908), Duplan (1963), Bailleau (1965), Mouterde *et al.* (1971), Rosset & Mouterde (1971) e Mouterde & Rocha (1981). Mais recentemente, têm sido efetuados trabalhos por parte de Alméras *et al.* (1997), Duarte (1995, 2007), Duarte & Soares (2002), Andrade (2006), Reggiani *et al.* (2010), Suan *et al.* (2010) e Silva *et al.* (2015).



Figura I.3- Localização geográfica, através de imagem aérea dos dois perfis estudados em detalhe (assinalados a amarelo) e de outros pontos de observação (a vermelho) a norte da cidade de Tomar (imagem retirada do *GoogleEarth*).

I.3- Contexto paleogeográfico e evolução tectonoestratigráfica

A BL está localizada ao longo da margem ocidental da Meseta Ibérica, sendo delimitada a Oeste pelo Horst das Berlengas-Farilhões, de origem ígnea e metamórfica, e a Este pelo Maciço Hespérico, limitado pelo Falha Porto-Tomar (fig.I.4) (ver, por exemplo, Wilson, 1975, 1988; Ribeiro *et al.*, 1979; Azerêdo *et al.*, 2002, 2003; Kullberg *et al.*, 2013). Esta bacia, aproximadamente N-S, apresenta uma dimensão de 100 km de largura e 200 km de extensão e a sua área *onshore* é de cerca de 23 000 km² (Wilson, 1988; Kullberg *et al.*, 2013).

Esta bacia sedimentar, desenvolveu-se durante parte do Mesozoico, estando a sua dinâmica condicionada por diversos processos tectónicos associados à fragmentação da Pangeia, mais especificamente da abertura do Atlântico Norte (Kullberg *et al.*, 2013).

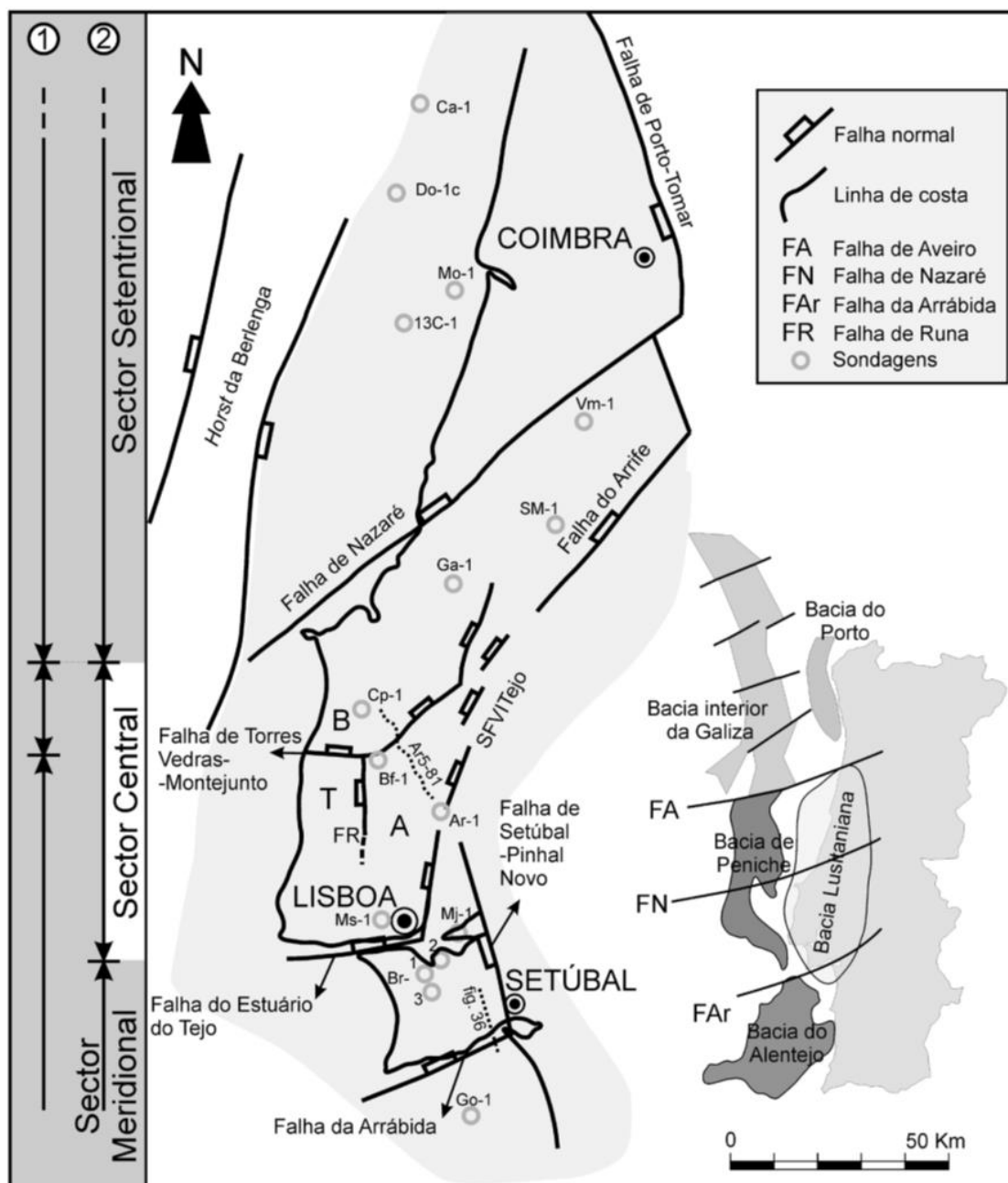


Figura I.4- Enquadramento geográfico e tectónico da BL e restantes bacias da Margem Ocidental Ibérica. Definição de setores (1 – Rocha & Soares, 1984; 2 – Ribeiro *et al.*, 1996) e localização de perfis representados noutras figuras. A, B e T, sub-bacias formadas durante o 3º episódio de *rifting*, respetivamente: Arruda, Bombarral e Turcifal. Sondagens: Ca – Carapau, Do – Dourada, Mo – Moreia, Vm – Vermoil, SM – S. Mamede, Ga – Gaiteiros, Cp – Campelos, Bf – Benfeito, Ar – Arruda, Ms – Monsanto, Br – Barreiro, Mj – Montijo, Go – Golfinho (adaptado de Kullberg, 2000, *in* Kullberg *et al.*, 2013).

Segundo Ribeiro *et al.* (1979) a evolução tectónica da BL foi condicionada por falhas que se formaram durante o episódio de fracturação tardi-varisca, aproximadamente entre os 300 e os 280 Ma. Este episódio tardi-origénico resultou da imposição de regime de cisalhamento direito à micro-placa ibérica nos seus paleolimites

ocidental, oriental, setentrional e meridional, dos quais resultaram as falhas de desligamento esquerdo de direção aproximada NNE-SSW a NE-SW (Ribeiro, 2002). Outras falhas orogénicas variscas de orientação N-S (falha de Porto-Tomar) e NW-SE foram também importantes na estruturação da BL.

Os sedimentos da BL depositaram-se principalmente sobre as unidades da Zona de Ossa Morena (ZOM) e provavelmente também na Zona Sul Portuguesa (ZSP) (Dias & Ribeiro, 1995), pertencentes ao Maciço Hespérico. Os depósitos mais antigos reconhecidos são do Triásico Médio a Superior (Palain, 1976; Soares *et al.*, 2012) e os últimos sedimentos, associados ao estiramento litosférico, têm idade Aptiano superior (Kullberg *et al.*, 2013). Estes estão superiormente selados pela descontinuidade de rotura da Bacia (*breakup unconformity*) materializados pela unidade Formação de Rodízio (Rey, 1999), para os setores central e meridional (Kullberg *et al.*, 2013).

A evolução tectono-sedimentar da BL não é ainda unânime dentro da comunidade científica, embora tenha sido alvo de vários estudos (ver, por exemplo, Ribeiro *et al.*, 1979; Montenat *et al.*, 1988; Wilson, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Pinheiro *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2002, 2006; Kullberg *et al.*, 2013). Durante a evolução da Bacia, que se desenvolve genericamente em regime distensivo, desde o início da fragmentação continental até à formação de crosta oceânica e consequente preenchimento da bacia definem-se, de acordo com Wilson (1988), 4 ciclos deposicionais: Triásico Superior-Caloviano, Oxfordiano médio-Berriasiano inferior, Valangiano-Aptiano superior e Aptiano superior-Turoniano.

A sucessão sedimentar estudada insere-se no primeiro ciclo sedimentar (ver, por exemplo, Wilson, 1988; Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003, 2014), sendo detalhada em parte, no subcapítulo seguinte.

1.4 - O ambiente de plataforma carbonatada jurássica

Após a sucessão terrígena de origem continental que caracteriza o Triásico da BL (ver, por exemplo, Palain, 1976; Soares *et al.*, 2012), ocorreu durante o Jurássico Inferior sedimentação crescentemente marinha, essencialmente composta por dolomitos, calcários dolomíticos, alternâncias margo-calcárias e margas ricas em matéria orgânica (ver, por exemplo, Duarte, 1997, 2007; Duarte *et al.*, 2001, 2004a, 2004b, 2007, 2010, 2014a,b; Duarte & Soares, 2002; Azerêdo *et al.*, 2003, 2010; Silva *et al.*, 2011a,b, 2012, 2015; Silva & Duarte, 2015; Dimuccio *et al.*, 2014, 2016). Esta deposição deu-se num sistema de rampa carbonatada homoclinal, de pequena inclinação e com um mergulho segundo a direção NW (Duarte *et al.*, 2004b; Duarte, 2007; Silva *et al.*, 2015).

A entrada gradual do mar, que se iniciou durante a base do Jurássico Inferior, evidencia-se com a instalação de uma rampa carbonatada de baixa profundidade durante o Sinemuriano, materializada pela Formação de Coimbra, recentemente formalizada na região de Coimbra por Dimuccio *et al.* (2016) (ver, também, Azerêdo *et al.*, 2010; Duarte *et al.*, 2014b; Dimuccio *et al.*, 2014). A Formação de Água de Madeiros (Sinemuriano superior – extrema base do Pliensbaquiano; Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010, 2014a), formalizada para a região mais distal da BL de Peniche/São Pedro de Moel, e equivalente lateral da Formação de S. Miguel no setor mais oriental da bacia (Dimuccio *et al.*, 2016), testemunha a primeira grande abertura da bacia ao meio marinho (Duarte *et al.*, 2010).

Os registos biostratigráficos indicam uma fase de aprofundamento deposicional durante a maior parte do Pliensbaquiano, através da materialização da Formação de Vale das Fontes, particularmente rica em matéria orgânica (Duarte *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2011a,b, 2012, 2015; Silva & Duarte, 2015). No final do Pliensbaquiano inicia-se um evento regressivo, aproximadamente correspondente à Formação de Lemedo (Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010). O Toarciano inicia-se através de uma sucessão margo-calcária (base da Formação de S. Gião), transgressiva na sua base (Duarte *et al.*, 2004a,b ; Duarte, 2007), acompanhada por episódios de fluxo gravitacional mais expressivos a Oeste (Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2004b; Pittet *et al.*, 2014), e paleossismos na região sul, mais proximal, da bacia (Sesimbra; Kullberg *et al.*, 2001). Durante o Toarciano médio e superior observam-se bioconstruções de espongiários, mais marcantes na porção leste da bacia (Duarte *et al.*, 2001; Reolid & Duarte, 2014). No final do Toarciano ocorre o incremento da diferenciação entre a rampa distal e a rampa proximal, com decréscimo gradual do espaço disponível (fig. I.5; Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2001).

A partir da passagem Aaleniano – Bajociano e, sobretudo ao longo desta última idade, regista-se uma tendência regressiva na BL, evidenciada pela ocorrência de fácies de pequena e média profundidade a leste e a sudoeste, com regressão das fácies mais externas para oeste e nordeste (Mouterde *et al.*, 1971, 1979; Mouterde & Ruget, 1975; Azerêdo, 1993; Azerêdo *et al.*, 2002, 2003). Com condições tectono-eustáticas, climáticas e topográficas favoráveis, o sistema de rampa carbonatada iniciado no Jurássico Inferior evolui para uma rampa de alta energia atingindo a sua máxima expressão durante o Jurássico Médio (Azerêdo, 1993, 1998; Azerêdo *et al.*, 2003, 2014).

Cronostratigrafia	Bioestratigrafia de amonites	Litostratigrafia			Ciclos T-R de 2ª ordem	Evolução da rampa		
		Tomar	Norte da BL	Peniche		NW	SE	
Jurássico Inferior	Aaleniano	Opalinum	Form. do Prado	Form. da Póvoa da Lomba	Fase regressiva de 2ª ordem	M/C	F.B	
		Toarciano Superior		Aalensis		Form. de Cabo Carvoeiro	M/C	F.B
	Meneghinii			Entrada de argila			M/C	F.B
	Speciosum			M/C			F.B	
	Bonarelli			M/C			F.B	
	Toarciano Médio	Gradata		Form. de São Gião		M/C	F.B	
		Bifrons				M/C	F.B	
		Levisoni				F.T	F.T	
	Toarciano Inferior	Polymorphum				M/C	M/C	
		Pliensbaquiano Superior		Spinatum		Form. de Lemedo	M/C	
	Margaritatus			Form. de Vale das Fontes		F.A	M/C	
	Davoei					Mb. MCNB		
	Ibex					Mb. MCG		
	Pliensbaquiano Inferior			Jamesoni		Mb. MCUP	M/C	F.D
		Sinemuriano		Raricostatum		Form. de Água de Madeiros	SS	



Figura I.5- Quadro estratigráfico e evolução da rampa carbonatada do Sinemuriano superior ao Aaleniano inferior da BL. Mb. MCUP- Membro Margas e Calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*; Mb.MCG- Membro Margas e Calcários Grumosos; Mb. CNB- Membro Margo-Calcários com Níveis Betuminosos; SS- Sequência sinemuriana; SP- Sequência pliensbaquiana; ST – Sequência toarciana (adaptado de Duarte, 2007 com correções bioestratigráficas de Duarte *et al*, 2004a).

I.4.1- Setor de Tomar

No setor de Tomar, e durante todo o Jurássico Inferior, as litofácies presentes indicam um ambiente deposicional carbonatado marinho, de coluna de água pouco profunda (Mouterde *et al.*, 1971; Mouterde & Ruget, 1975; Duarte, 1997; Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2015) (fig.I.6). No que diz respeito às unidades anteriores ao Toarciano (formações de Coimbra, Vale das Fontes e Lemedede), as informações publicadas são particularmente restritas, restringindo-se à Formação de Vale das Fontes (Duarte *et al.*, 2010; Reggiani *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2015).

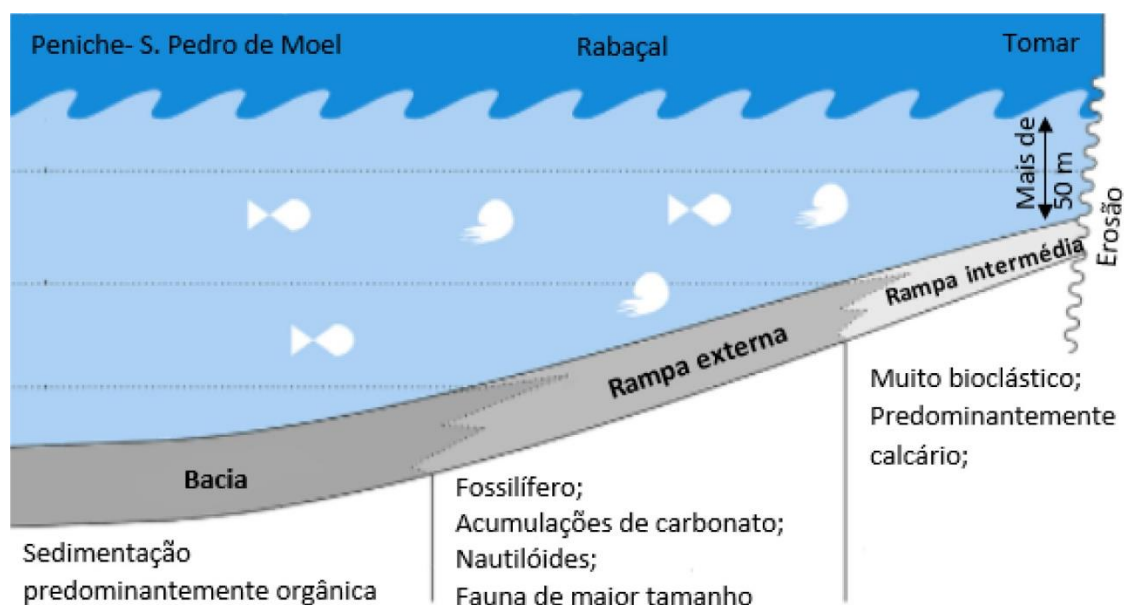


Figura I.6- Diagrama esquemático mostrando configurações paleoambientais inferidas durante a deposição das sucessões carbonatadas do Pliensbaquiano (adaptado de Silva *et al.*, 2015).

Durante o Toarciano, a região de Tomar teve características sedimentares diferenciadas dos restantes locais da bacia, sendo que os sedimentos mostram características que tipificam uma rampa carbonatada bioclástica (muito rica em fauna bentónica), protegida e que corresponderiam à parte proximal a intermédia de uma rampa homoclinal muito bem desenvolvida no sentido noroeste (Duarte, 1997, 2007; Duarte *et al.*, 2007). Desta forma, e tendo em conta a sucessão litológica, definiu-se nesta área a Formação do Prado (Toarciano – Aaleniano inferior; Duarte & Soares, 2002). O setor de Tomar corresponde assim a um ambiente marinho mais superficial e, a par da região de Arrábida (ver Manuppella & Azerêdo, 1996) uma das áreas mais proximais da rampa carbonatada que vigorou durante a parte média e terminal do Jurássico Inferior (Duarte, 1997; Silva *et al.*, 2015).

I.5- Litostratigrafia e singularidade sedimentar da região de Tomar

Na região a norte de Tomar é possível observar com algum pormenor, mas quase sempre de forma descontínua, as várias unidades litostratigráficas do Jurássico Inferior definidas para a BL, nomeadamente as formações de Coimbra, Vale das Fontes, Lemedo e Prado (Duarte & Soares, 2002; fig. I.7).

As diferentes unidades do Jurássico Inferior (excluindo a Formação do Prado) facilmente distinguíveis em toda a BL, apresentam na região de Tomar uma fácies mais homogénea e condensada, apresentando uma espessura menor quando comparada com outros setores da BL, onde se observam as mesmas formações, ou unidades equivalentes.

Cronostratigrafia e biostratigrafia			Litostratigrafia				
			Tomar	Generalidade da Bacia			
Jurássico Inferior	Aaleniano	Opalinum	Form. do Prado	Form. de Póvoa da Lomba			
		Superior		Aalensis	Form. de S. Gião	Margas e margas calcárias com braquiópodes	
				Meneghinii		Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários	
	Médio	Speciosum		Margas e calcários margosos com <i>Hildaites</i> e <i>Hildoceras</i>			
		Bonarelli		Calcários nodulosos em plaquetas			
	Toarciense	Médio		Gradata	Form. de Lemedo	MARGAS E CALCÁRIOS GRUMOSOS	
				Bifrons			
		Inferior		Levisoni			
	Pliensbaquiano	Superior (Domeriano)		Spinatum	Form. de Vale das Fontes	Form. de Vale das Fontes	MCNB
		Inferior (Carixiano)		Margaritatus			Form. de Coimbra
	Davoei		Form. de S. Miguel/Form. de Água de Madeiros	MCUP			
		Ibex					
Sinemuriano		Jamesoni					
		Raricostatum					
		Oxynatum					

Figura I.7- Quadro litostratigráfico do Sinemuriano superior - Aaleniano inferior, com a definição das formações para Tomar e para a generalidade da bacia (sem incluir as regiões de Arrábida e S. Pedro de Moel – Peniche; adaptado de Duarte & Soares, 2002). Informação relativa ao Sinemuriano superior retirada de Duarte *et al.* (2014a) e Dimuccio *et al.* (2016). MCUP- Membro Margas e Calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*; Mb.MCG- Membro Margas e Calcários Grumosos; MCNB- Membro Margo-calcários com Níveis Betuminosos.

Sobre a Formação de Coimbra, essencialmente dolomítica e particularmente mal estudada na região de Tomar, a **Formação de Vale das Fontes** é identificada como

uma unidade composta por margas e margas calcárias decimétricas que alternam com bancadas de calcário margoso de menor espessura, com uma grande diversidade paleontológica, nomeadamente macrofaunística (amonoides, belemnites, bivalves, crinoides, braquiópodes, gastrópodes) (Mouterde *et al.*, 1983). Na região de Tomar as fácies são predominantemente calcárias e contêm uma macrofauna bentónica assinalável, sendo que os amonoides são bastante raros, contrariamente a todos os outros setores da bacia (Mouterde *et al.*, 1971; Silva *et al.*, 2015). O facto de nesta região a espessura ser muito menor (cerca de 14m) quando comparada com outros setores tais como Peniche (90m) e São Pedro de Moel não permite uma separação dos diferentes membros característicos desta formação, tal como o preconizado em Duarte & Soares (2002).

A **Formação de Lemedé** é caracterizada por um domínio calcário, materializado por uma sucessão de calcários margosos e micríticos em bancadas decimétricas, alternantes com margas calcárias centimétricas. A fauna é extremamente abundante, caracterizada por amonites, belemnites, braquiópodes e bivalves (Mouterde *et al.*, 1971). Uma das características representativas desta unidade é precisamente a elevada abundância de belemnites, um dos elementos característicos desta formação (Duarte & Soares, 2002). Na região de Tomar esta formação é exclusivamente calcária, e bastante bioclástica com considerável predomínio de fósseis de organismos bentónicos, ocorrendo com alguma frequência fósseis de belemnites e de amonites. A espessura é menor nesta região (5 a 6 metros) quando comparada com a extensão dos afloramentos nas regiões de Coimbra, Peniche ou São Pedro de Moel (Duarte & Soares, 2002).

A transição e respetiva diferenciação litológica entre estas duas unidades do Pliensbaquiano é particularmente observável na região de Tomar (perfil de Vale Venteiro), onde contrastam as alternâncias margo-calcárias da Formação de Vale das Fontes na base, com os calcários bioclásticos da Formação de Lemedé, no topo (fig.I.8).



Figura I.8- Transição (linha a tracejado) entre as formações de Vale das Fontes (na base) e de Lemede (no topo). Secção observada na localidade de Vale Venteiro (norte de Tomar).

I.5.1- Formação do Prado e unidades equivalentes

Esta unidade é exclusiva da região de Tomar, sendo equivalente lateral da Formação do Cabo Carvoeiro, em Peniche, e da Formação de S.Gião, para a generalidade da BL (figs.I.5 e I.7). Estas formações de idade toarciana apresentam distintas associações de fácies daí a necessidade da sua diferenciação (ver Duarte & Soares, 2002).

A **Formação do Prado**, de idade compreendida entre a base do Toarciano inferior (Biozona Polymorphum) e o topo que poderá atingir o Aaleniano, individualiza-se pela sua componente bioclástica, numa sucessão eminentemente calcária e francamente mais bioclástica para o topo. Assenta sobre a Formação de Lemede, através de uma pequena sucessão de cerca de 2 m de espessura de margas acastanhadas (Duarte & Soares, 2002). Devido às dificuldades de observação e à ausência de marcadores temporais (amonites), o topo desta unidade está

inevitavelmente muito mal estabelecido. Essas dificuldades estão patentes na recente Folha 27B – Tomar da Carta Geológica de Portugal à escala 1/50 000, onde, acima da Formação do Prado se define a Formação de Póvoa da Lomba, datada do Aaleniano.

A **Formação de S.Gião**, de idade compreendida entre o Toarciano inferior ao superior (Biozona Polymorphum-base da Biozona Meneginnini), apresenta uma litologia margo-calcária em toda a sua extensão lateral, sendo esta formação dividida em cinco membros: Membro Margo-Calcários com Fauna de *Leptaena*, Membro Calcários nodulosos em plaquetas, Membro Margas e calcários com *Hildaites* e *Hildoceras*, Membro Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários e Membros Margas e margas calcárias com braquiópodes (Duarte & Soares, 2002).

A **Formação de Cabo Carvoeiro**, aflorante apenas na Península de Peniche, tem a sua individualidade num conjunto de fácies de natureza detrítica, oolítica e bioclástica que caracteriza todo o Toarciano nesta região. Os esquemas sequenciais definidos nesta sucessão toarciana são tradutores de ambientes deposicionais gravíticos (Wright & Wilson, 1984; Guery, 1984), associados a um sistema de cone submarino desenvolvido na dependência do soerguimento do bloco hercínico da Berlenga (Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1995, 1997), iniciado a partir da primeira metade do Toarciano inferior.

II. Metodologias

Tendo em conta os objetivos propostos, este trabalho envolveu duas componentes metodológicas bem distintas: trabalho de campo e trabalho laboratorial, este último suportado por análise de superfícies polidas e de lâminas delgadas.

II.1- Trabalho de campo

Previamente ao trabalho de campo foi realizada uma pesquisa bibliográfica, concretamente dos trabalhos realizados anteriormente nesta área, e que visavam o estudo das unidades do Jurássico Inferior desta região. Nesta fase, foram consultados essencialmente os trabalhos publicados por Mouterde *et al.* (1971), Duarte (1995, 1997) e Duarte & Soares (2002), centrados no estudo das unidades estratigráficas em causa.

Nesta base, e depois de uma fase de reconhecimento dos perfis estratigráficos anteriormente estudados pelos autores e de uma observação de possíveis novas secções, definiram-se os perfis do Prado e da Póvoa. Estes foram anteriormente estudados pelos referidos autores, e definidos como os mais contínuos. Desta forma, foram considerados como os mais significativos para a elaboração deste trabalho (fig.II.1; ver também fig.I.3 para localização geográfica).

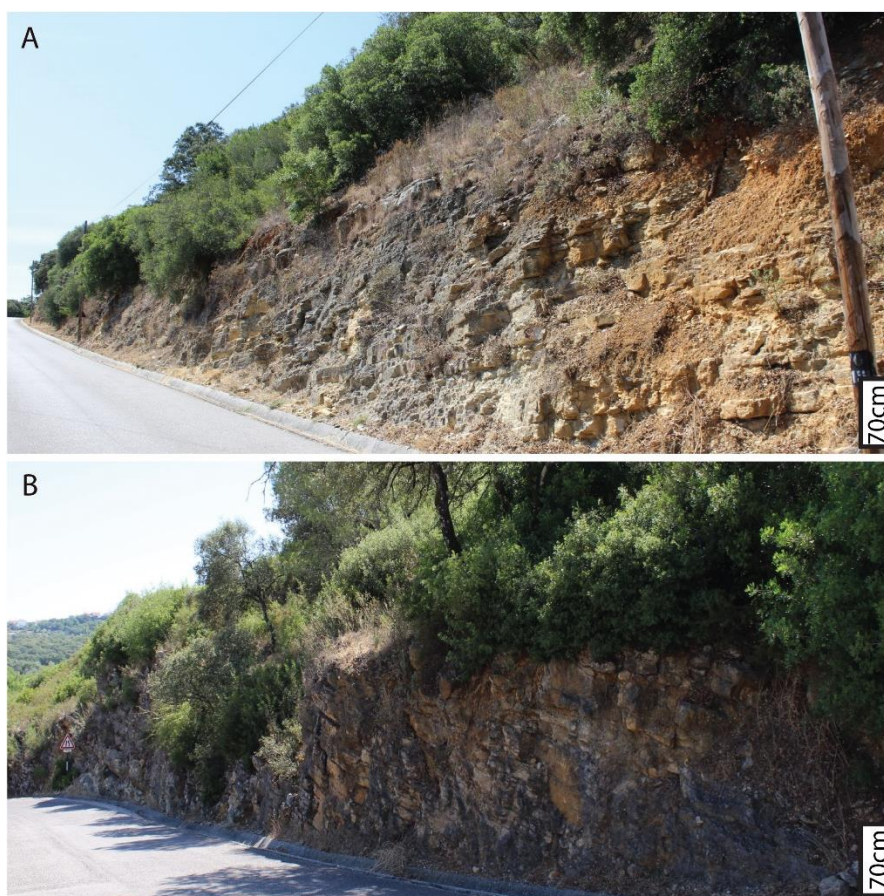


Figura II.1- Afloramentos representativos da Formação do Prado. **A-** Perfil do Prado, onde se define o corte-tipo desta formação; **B-** Perfil da Póvoa, onde afloram os níveis do topo da Formação do Prado.

Seguidamente, procedeu-se às observações de campo, que envolveram uma análise litológica, sedimentológica e estratigráfica destes dois perfis. Foram recolhidas algumas amostras (cerca de 80 para o perfil do Prado e 40 para o perfil da Póvoa), dando preferência às camadas mais bioclásticas, para posteriormente se prepararem superfícies polidas. Estas observações tiveram como finalidade complementar e refinar a informação sedimentológica e estratigráfica relativamente aos *logs* apresentados em Duarte (1995). Os novos perfis estratigráficos, apresentados no subcapítulo III.1, têm por base a legenda geral exibida na figura II.2.
















Litologia	Fósseis		
 Calcário bioclástico	 Amonites	 Corais solitários	 Gastrópodes
 Calcário margoso	 Belemnites	 Crinoides	 Pectinídeos
 Marga calcária	 Bivalves indiferen.	 Espículas de equinídeos	 <i>Thalassinoides</i>
 Marga	 Braquiópodes	 Esponjas siliciosas	

Figura II.2- Legenda da simbologia utilizada na apresentação dos perfis estratigráficos.

II.1.1- Perfil do Prado

O perfil do Prado, anteriormente estudado por Mouterde *et al.* (1971), Duarte (1995, 1997) e Duarte & Soares (2002), corresponde à sucessão mais representativa do Jurássico Inferior da região de Tomar, constituindo o melhor afloramento para observação e estudo da Formação do Prado (Toarciano) nesta área da BL (fig.II.1A). Por essa razão, no processo de formalização das unidades do Jurássico Inferior, este perfil foi considerado como o corte-tipo desta formação (ver Duarte & Soares, 2002), e dado o seu nome devido à proximidade com a Fábrica do Prado.

O perfil, bastante contínuo e de fácil acesso, situa-se na estrada (M526) que liga a cidade de Tomar à localidade da Póvoa (base do afloramento com coordenadas geográficas N39°38'43.34"; W8°24'5.44").

II.1.2- Perfil da Póvoa

Este afloramento situa-se na estrada (M526), junto ao marco da povoação da Póvoa, imediatamente a seguir à ponte da Milheira (fig.II.1B), (base do perfil com coordenadas geográficas N39°39'8.77"; W8°24'16.47"). Foi estudado anteriormente por Duarte (1995) e Duarte & Soares (2002) e constitui um perfil alternativo aos últimos níveis observados no perfil do Prado, prolongando-se a fácies calcária pela base do Jurássico Médio (Duarte, 1995).

II.1.3- Outros pontos de observação

Ao longo da fase de reconhecimento cartográfico, foram observados vários afloramentos, que representavam, embora de forma parcial, a Formação do Prado. Muitos destas secções são representativas das diversas formações do Jurássico Inferior definidos para a BL para a região de Tomar (ver fig.I.3), incluindo:

- o perfil da Fonte Quente, localiza-se na estrada M526, com coordenadas geográficas N39°37'8.04"; W8°24'39.79". Foi estudado por Duarte (1995).

- a secção da Pedreira, localiza-se na estrada M526, a seguir à rotunda que sobe para a localidade da Pedreira (coordenadas geográficas N39°38'9.02"; W8°24'7.31"). Foi anteriormente estudada por Mouterde *et al.* (1971) e Duarte (1995), apresentando atualmente uma sucessão de poucos metros de espessura, devido à intensa urbanização do local.

- a secção de Vale Venteiro, situa-se na localidade com o mesmo nome (coordenadas geográficas N39°40'6.50"; W8°24'12.21"). Foi estudada com maior detalhe por Mouterde *et al.* (1971), Duarte & Soares (2002) e Silva *et al.* (2015).

- a secção dos Casais localiza-se na estrada que liga o Prado a esta localidade (coordenadas geográficas N39°38'53.28"; W8°23'41.34").

II.2- Procedimentos laboratoriais

Os procedimentos laboratoriais integram três componentes: elaboração de superfícies polidas, análise e classificação petrográfica (microfaciológica) de lâminas delgadas e a quantificação dos principais componentes petrográficos presentes nas lâminas através do método de *pixel counting* (descrito em Coimbra & Olóriz, 2012).

II.2.1- Superfícies polidas

As superfícies polidas foram elaboradas através da utilização de uma serra de corte, disponível nos laboratórios do Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra (DCT-FCTUC). Este corte foi

feito segundo a direção de maior superfície, e com a base e o teto devidamente marcados (como indicado na fig.II.3). Este processo permitiu uma análise macrofaciológica mais clara e objetiva, em especial na identificação de bioturbação e das partículas aloquímicas presentes, bem como da sua organização espacial (fig.II.3).

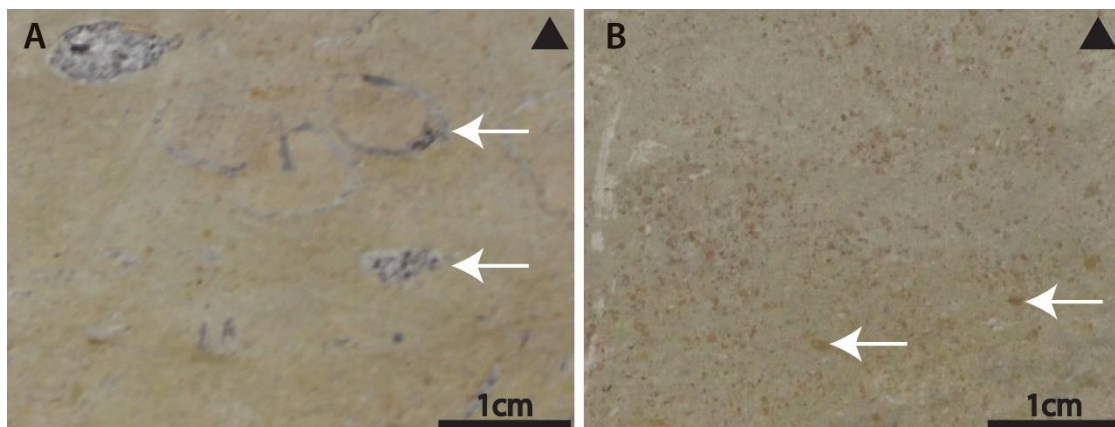


Figura II.3- Exemplos de superfícies polidas, com indicação de topo (seta a negro). **A-** Calcário bioclástico (setas brancas indicam a ocorrência de diferentes tipos de bioclastos); **B-** Calcário micrítico com abundantes intraclastos (setas a branco).

II.2.2- Análise e classificação composicional e textural das lâminas delgadas

A análise petrográfica realizada teve como base a observação de 46 lâminas delgadas (posição estratigráfica representada na fig.III.1) previamente existentes. Estas encontram-se perfeitamente referenciadas do ponto de vista estratigráfico nos *logs* figurados em Duarte (1995). A sua observação foi realizada num microscópio petrográfico, utilizando os modos de luz polarizada plana (PPL) e luz polarizada cruzada (XPL). De modo a auxiliar e complementar estas análises foram consultados os Atlas petrográficos de Scholle & Ulmer-Scholle (2003) e Flügel (2004).

A análise das lâminas delgadas foi feita numa primeira fase para classificação composicional e textural. Para a classificação composicional foi seguida a classificação de Folk (1959, 1962), modificada, fazendo uma distinção entre os componentes ortoquímicos (micrite e esparite) e aloquímicos (intraclastos, oóides, peloides e bioclastos) (fig.II.4).

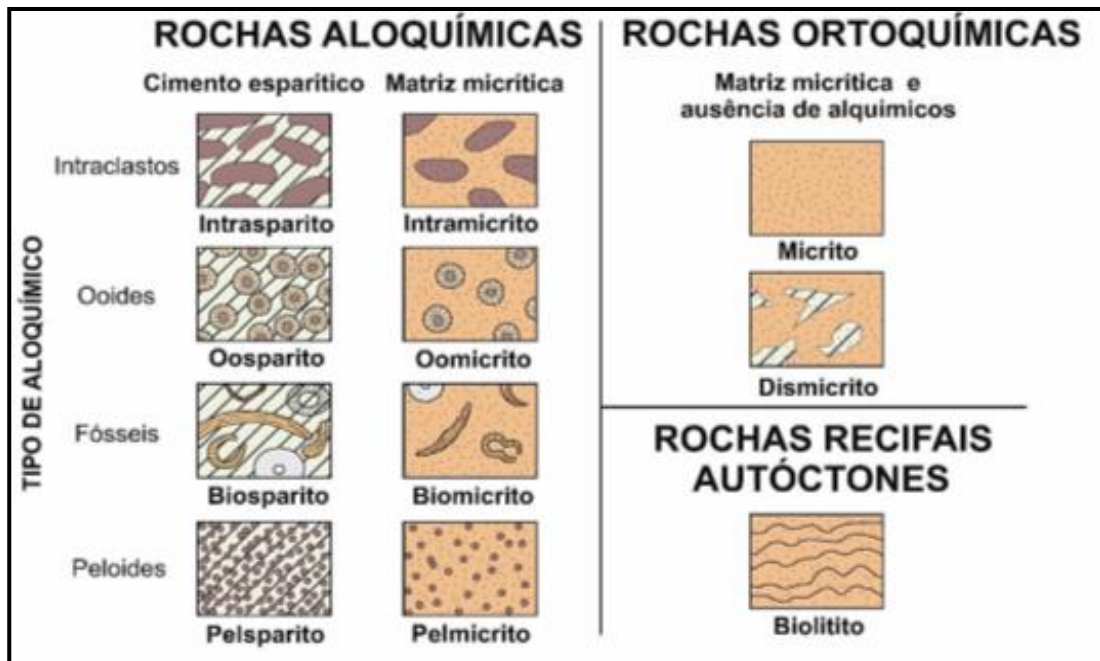


Figura II.4- Classificação composicional de rochas carbonatadas segundo Folk (1962). Adaptado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

Para a classificação textural foi seguida a classificação de Dunham (1962), fazendo a distinção entre os diferentes tipos de calcários: *grainstone* (suportada pelos grãos, sem vasa), *packstone* (suportada pelos grãos, com vasa), *wackestone* (suportada pela vasa, com percentagem de grãos >10%) e *mudstone* (micrite com <10% de grãos) (fig.II.5).

Utilizando-se esta classificação procede-se à quantificação, e distinção do que é matriz/cimento dos restantes elementos aloquímicos.

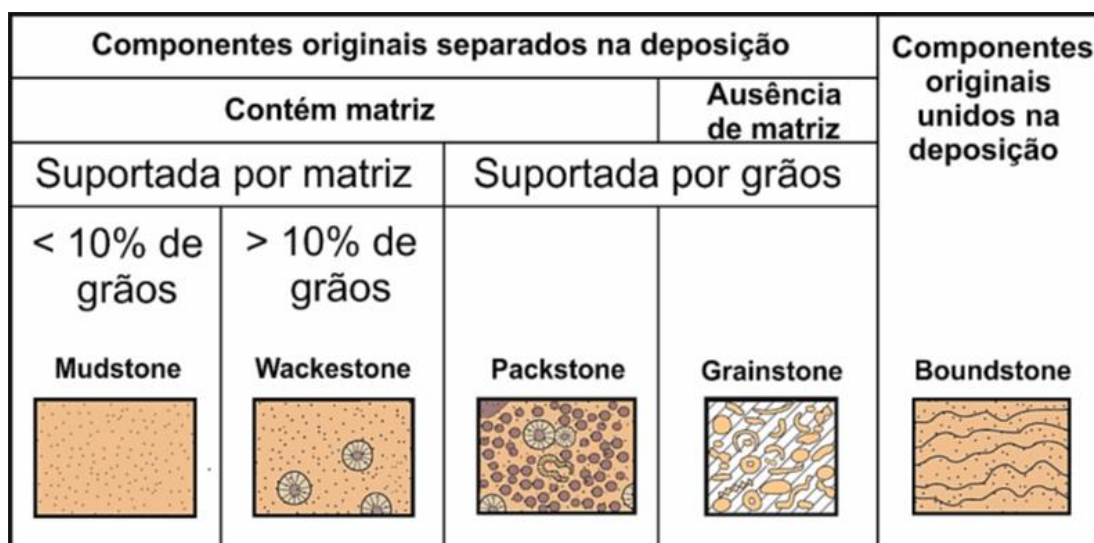


Figura II.5- Classificação textural das rochas carbonatadas de Dunham (1962). Adaptado de Scholle & Ulmer-Scholle (2003).

II.2.3- Quantificação através do método de *pixel counting*

Esta quantificação foi feita através de um inovador processo denominado *pixel counting*, um método de quantificação muito mais célere, efetivo e exato que as análises modais e percentuais (Coimbra & Olóriz, 2012). O método de *pixel counting* permite a análise de componentes de qualquer forma, cor ou tamanho, com precisão automática e, portanto, uma confiabilidade alta e invariável (Coimbra & Olóriz, 2012). É um método extremamente importante dada a variabilidade sedimentológica previamente admitida em Duarte (1995, 1997) para as fácies carbonatadas do Toarciano da região de Tomar.

Para este processo de quantificação das diferentes lâminas foi utilizado o software Adobe® Photoshop® CS2 (fig.II.6).

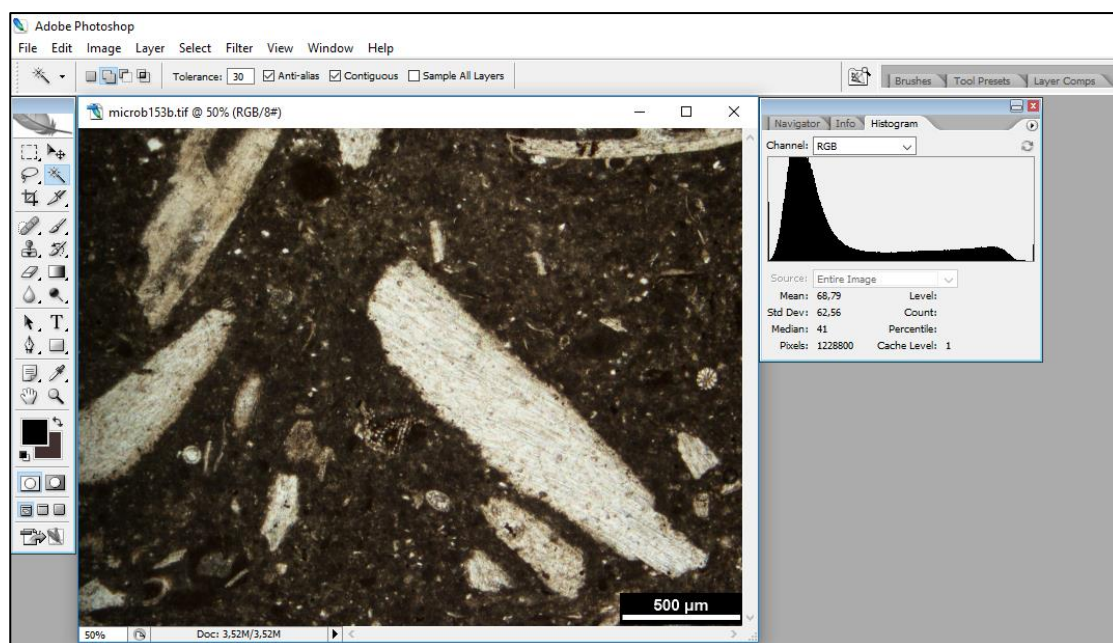


Figura II.6- Layout do programa Adobe® Photoshop® CS2, com imagem retirada do microscópio à esquerda e histograma da imagem à direita.

Para se proceder à quantificação dos diversos elementos petrográficos da amostra recorre-se à ferramenta “*magic wand tool*”, seleciona-se o quadrado “*add to selection*”, que nos permite ir selecionando pixéis, sendo que o programa vai agrupando todos os que têm o mesmo código de cor. No histograma observamos o total de pixéis contidos na imagem (neste caso 1228 800, que correspondem aos 100% da amostra) tendo sempre a atenção de verificar que o “*cache level*” é igual a 1.

Procedendo à contagem da matriz, cimento, ou de qualquer tipo de partícula aloquímica divide-se o valor obtido pelos pixéis totais e multiplica-se por 100%, obtendo desta forma as diferentes percentagens para os diversos constituintes da amostra (fig.II.7).

Este método foi repetido 6 vezes para cada amostra, de modo a obter uma maior fiabilidade das percentagens finais. A quantificação das percentagens de aloquímicos e ortoquímicos permite-nos obter tendências e inferir padrões ao longo das diferentes lâminas de cada perfil estudado, permitindo desta forma estabelecer modelos paleoambientais e deposicionais.

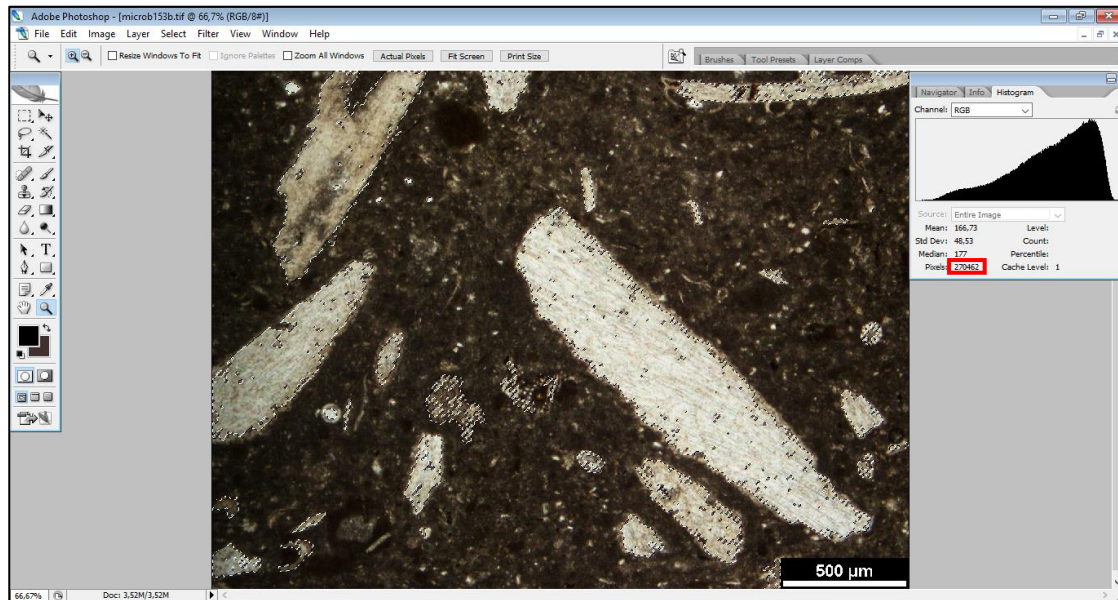


Figura II.7- Exemplo concreto de quantificação de pixéis correspondentes à área ocupada por intraclastos. Este valor (assinalado a vermelho) é posteriormente dividido pelo valor de pixéis total e multiplicado por 100, dando a percentagem de intraclastos na amostra.

III. Resultados

Neste capítulo são apresentados os resultados das análises de campo e microfaciológica, referentes a cada perfil estudado.

O subcapítulo III.1 é sustentado nas análises de campo, onde se faz uma descrição litostratigráfica e das macrofácies existentes e que resultaram na elaboração das colunas estratigráficas (*log*) das secções estudadas. Tal como foi referido anteriormente, este trabalho teve sempre como base os *logs* apresentados em Duarte (1995).

No subcapítulo III.2 são apresentados os resultados obtidos a partir das análises petrográficas de 46 lâminas delgadas, realizadas das amostras do Perfil do Prado. São referidas as quantificações e classificações (composicionais e texturais) de cada amostra e evidenciados os aspetos petrográficos mais marcantes de cada lâmina delgada.

III.1- Análise litostratigráfica e faciológica da Formação do Prado

Neste subcapítulo são apresentados os resultados das observações de campo, nomeadamente da análise do perfil do Prado, do perfil da Póvoa e ainda de outros pontos de observação, que ajudaram a complementar o estudo litostratigráfico da Formação do Prado.

III.1.1- Perfil do Prado

O perfil do Prado, representa o registo mais contínuo e completo da Formação do Prado para a região de Tomar. Apresenta, no entanto, uma sucessão descontínua na sua base, na transição entre a Formação de Lemedo e a parte basal da Formação do Prado.

A coluna estratigráfica contendo estas duas unidades é observado na figura III.1, onde são apresentadas algumas imagens ilustrativas da transição entre estas formações, e das características sedimentares da base e do topo do perfil do Prado. Nesta imagem é ainda possível observar o posicionamento estratigráfico das várias amostras analisadas e descritas petrograficamente em III.2, bem como a equivalência com as camadas de referência representadas no *log* de Duarte (1995).

Este perfil, e contabilizando apenas a parte contínua aflorante da Formação do Prado, apresenta aproximadamente 35 metros de espessura.

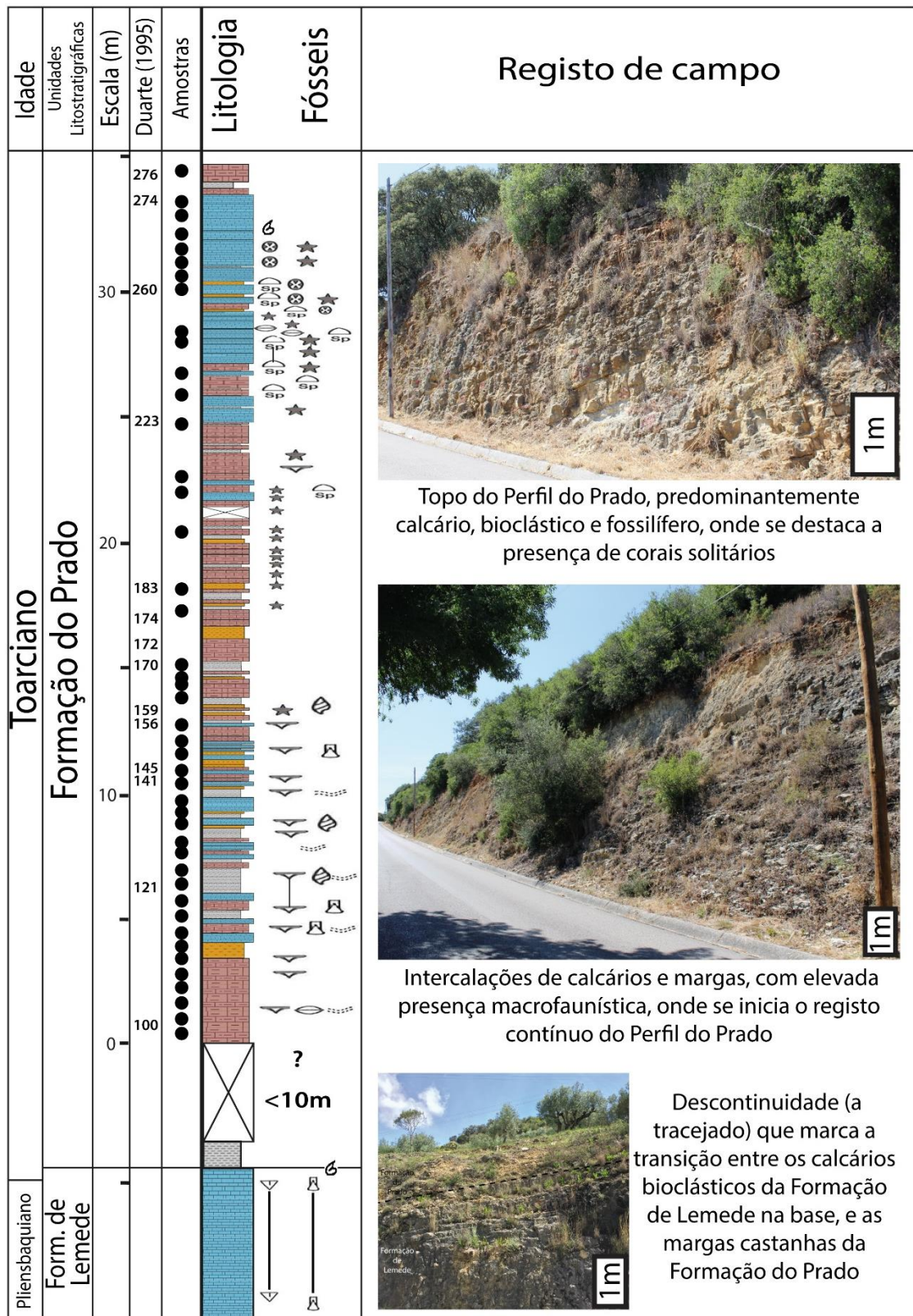


Figura III.1- Coluna estratigráfica da sucessão observada no Prado, ilustrando os aspetos litológicos e paleontológicos mais marcantes. Ver legenda na figura II.2.

Na figura III.2 são apresentadas algumas das características litostratigráficas e paleontológicas da Formação de Lemed e da transição para a Formação do Prado. A primeira formação mencionada, essencialmente bioclástica, apresenta no perfil do Prado uma espessura de cerca de 6 metros (fig.III.2A). Com uma estratificação muito irregular, praticamente sem interleitos margosos, esta unidade é composta por uma macrofauna bentónica muito abundante, onde se destacam fósseis de braquiópodes e bivalves (incluindo pectínídeos; fig.III.2D), assim como a ocorrência de fósseis de belemnites (fig.III.2C). No topo da unidade é notória, dada a sua frequência, a ocorrência de amonites do género *Dactilyoceras* (fig.III.2B), o que permite datar o topo da unidade como correspondente à extrema base do Toarciano (ver, também, Mouterde *et al.*, 1971; Duarte, 1997; Duarte & Soares, 2002). A descontinuidade que marca a transição entre as formações de Lemed e do Prado é assinalada a tracejado na figura III.2A. Dada a natureza preferencialmente margosa da base desta unidade, esta não se observa bem neste local, tal como é ilustrado nas figuras III.1 e III.2A.

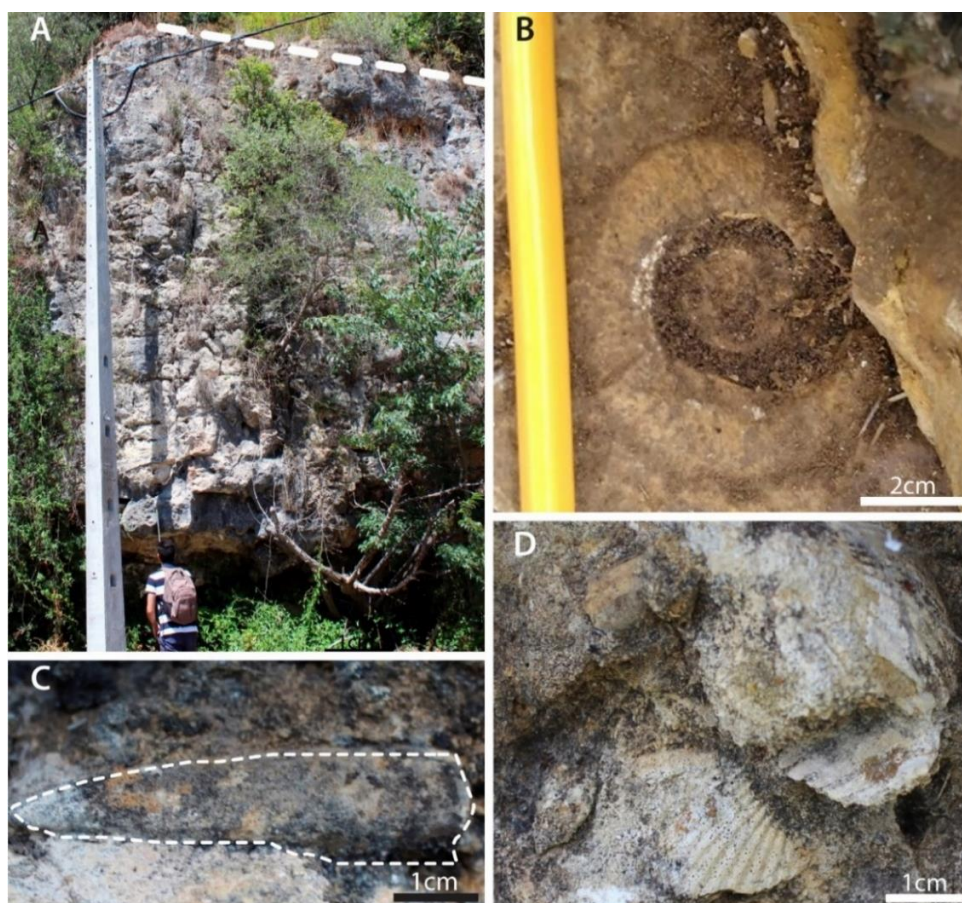


Figura III.2- Aspectos litostratigráficos e paleontológicos da Formação de Lemed. **A-** Formação de Lemed no perfil do Prado, com indicação da descontinuidade que marca a transição desta unidade para a Formação do Prado (poste usado como escala tem altura de cerca de 8 metros); **B-** Molde de amonite do género de *Dactilyoceras* observada no topo da Formação de Lemed; **C-** Rostro de belemnite (evidenciado a tracejado); **D-** Fragmentos de conchas de bivalves (pectínídeos).

Devido às dificuldades de observação, estima-se que a base da Formação do Prado, não aflorante neste local, corresponda a cerca de 3 metros de espessura. Sendo assim, e de acordo com o *log* apresentado na fig III.1, a base da sucessão desta unidade observável e contínua é composta por cerca de 5 metros de calcários decimétricos intercalados com margas milimétricas, de aspeto noduloso, em plaquetas, algo semelhante macroscopicamente com a parte superior do “Membro Calcário Noduloso em Plaquetas” da Formação de S. Gião (fig.III.3A; ver Duarte & Soares, 2002). Segue-se um conjunto de camadas de calcários micríticos e de margas centimétricas (fig.III.3B).

A macrofauna existente é bastante abundante, destacando-se a elevada presença de braquiópodes (rinconelídeos e terebratulídeos), gastrópodes, bivalves (pectinídeos) e alguns *Thalassinoides*. Estes últimos, estão na base do aspeto noduloso dos calcários. Estes níveis bastante fossilíferos têm correlação com a designada “Fácies Espanhol” de Choffat (1880).

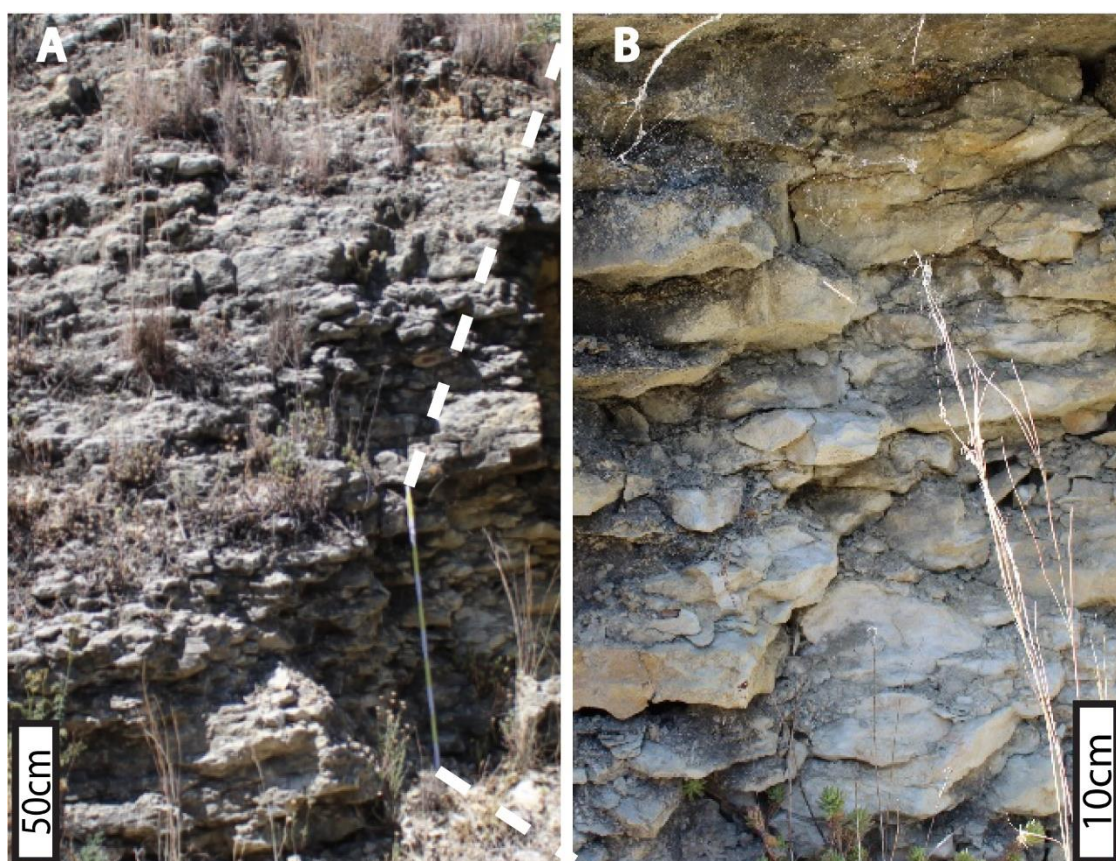


Figura III.3- Aspeto de campo da base da Formação do Prado no perfil do Prado. **A-** Sucessão de níveis calcários em estratos centimétricos; **B-** Detalhe desta sucessão, onde é possível observar o aspeto noduloso característico destas fácies carbonatadas.

Sobre este conjunto surgem níveis mais margosos, registando-se uma mudança sedimentar quando comparado com as litologias da base do perfil (camadas PR115 a 123). Esta sucessão contempla um nível margoso, com cerca de 1,8 metros de espessura (fig.III.4A), bastante fossilífero, onde se registam bastantes braquiópodes (rinconelídeos e terebratulídeos), gastrópodes, bivalves (*Pholadomya* e pectinídeos) (fig.III.4B) e *Thalassinoides*, que formam pequenas bancadas dentro desta porção mais margosa.

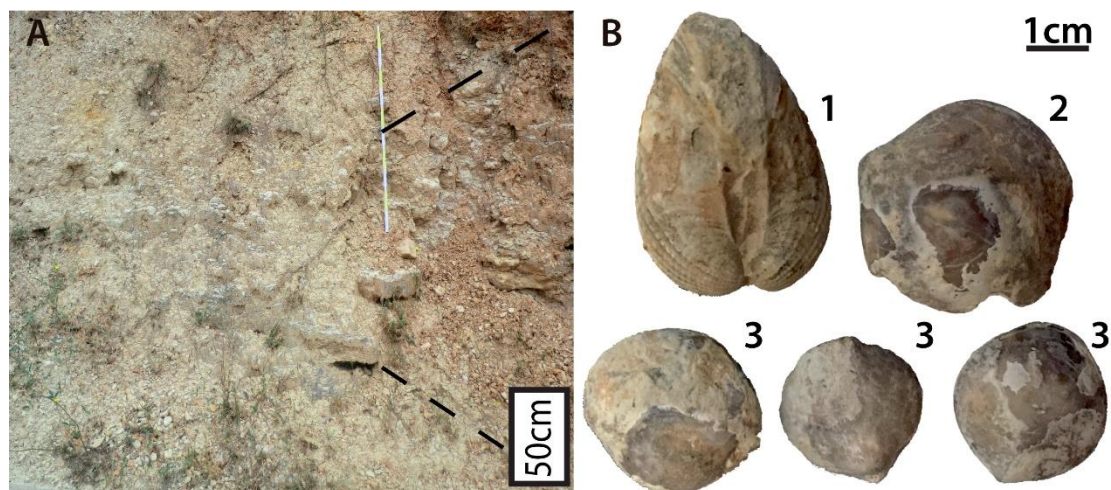


Figura III.4- Aspeto macroscópico dos níveis margosos (camadas PR119 a 123, entre os 6 e os 7 metros, no *log* da fig.III.1). **A-** Sucessão predominantemente margosa e com quase 2 metros de espessura; **B-** Macrofauna bentónica (1- *Pholadomya*; 2- *Rhynchonella*; 3- *Terebratula*) recolhida nas unidades margosas.

Sucedem-se uma fácies margosa e fossilífera, alternando com bancadas de calcário micrítico e bioclástico, com uma espessura de cerca de 8 metros (topo aos cerca de 16 metros no *log* da figura III.1). Esta sucessão, com uma evolução mais carbonatada para o topo, termina numa sequência sedimentar facilmente identificável, composta por duas unidades centimétricas de calcário micrítico intercalados por uma camada espessa de margá calcária (PR168 a PR174, no *log* de Duarte, 1995) (fig.III.5).

Esta é uma das unidades de referência do perfil, sendo o último registo margoso mais expressivo. O perfil do Prado apresenta depois até ao topo um carácter maioritariamente calcário, restringindo-se a componente margosa a pequenas juntas de estratificação que não ultrapassam, por norma, os 2 a 3 centímetros de espessura.



Figura III.5- Superfície de estratificação (a tracejado) que marca o contacto entre a última camada margosa mais expressiva (PR173, aos cerca de 16 metros no *log* da fig.III.1) e o início da sucessão predominantemente calcária e com crinoides.

Após estes últimos níveis margosos surge uma fácies essencialmente calcária, maioritariamente micrítica, sendo algumas unidades ferruginosas e com uma ligeira pigmentação acastanhada (associada à presença de intraclastos; ver análise microfaciológica em III.2). A componente margosa é bastante limitada, e as fácies bioclásticas mais evidentes são restritas a apenas algumas camadas decimétricas, apresentando este conjunto uma espessura de 7,5 metros. Do ponto de vista fóssilífero regista-se uma diminuição da diversidade e da abundância macrofaunística, destacando-se apenas a presença, quase contínua, de crinoides.

Na porção superior deste pacote de sedimentos (fig.III.6), depois de uma zona de má observação, devido à vegetação (por volta dos 22 metros no *log* da fig.III.1), evidenciam-se fragmentos carbonatados centimétricos (intraclastos), de cor acastanhada que, a nível microscópico, mostram espículas de espongiários siliciosos (ver análise microfaciológica em III.2).

O topo do perfil do Prado (PR223 a 274), com cerca de 8 metros de espessura, é caracterizado pela predominância de calcários em camadas centimétricas, bastante bioclásticos, fóssilíferos e notavelmente mais competentes (fig.III.7).

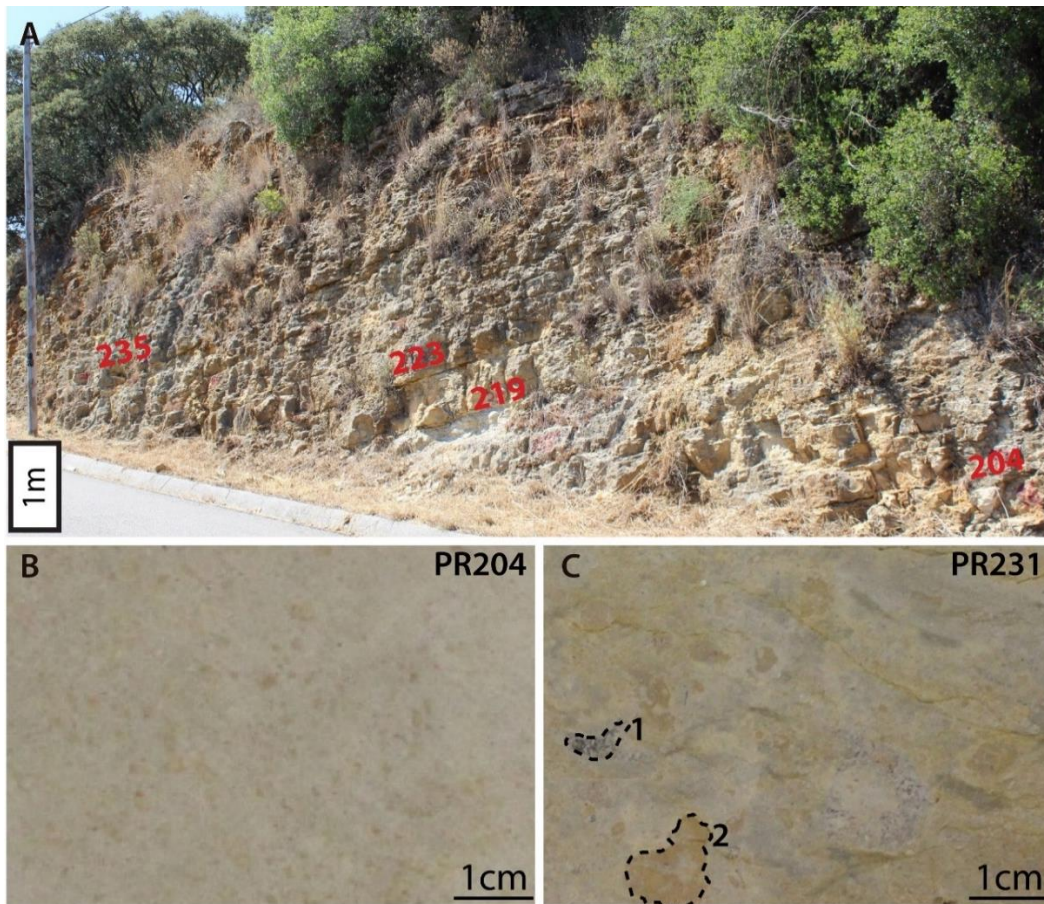


Figura III.6- Aspectos faciológicos da sucessão a seguir à zona de não observação de registo sedimentar (cerca dos 22 metros no perfil apresentado na fig.III.1) com observação em afloramento e através de superfícies polidas. **A-** Sucessão de calcários de matriz micrítica (PR204 A 235); **B-** Calcário micrítico com alguns intraclastos (pigmentação acastanhada) mas sem conteúdo bioclástico (PR204); **C-** Amostra PR231 correspondente a um calcário de matriz micrítica, onde se observam bioclastos (1), fragmentos de esponjas siliciosas (2) e ainda uma fácies mais margosa (escura) correspondente a bioturbação.



Figura III.7- Sucessão de calcários bioclásticos mais competentes (PR267 a PR272), que formam bancadas centimétricas bem definidas (escala representa 1 metro).

A nível macrofaunístico regista-se nesta porção superior um aumento da componente macrofaunística, assinalada pelo aparecimento de fragmentos de esponjas siliciosas, crinoides, braquiópodes, gastrópodes e grandes fragmentos de bivalves (fig.III.8A e B). Nestes níveis (PR258 a PR262), facilmente identificáveis devido ao elevado conteúdo fossilífero e bioclástico, destaca-se a presença de alguns corais solitários (fig.III.8C).

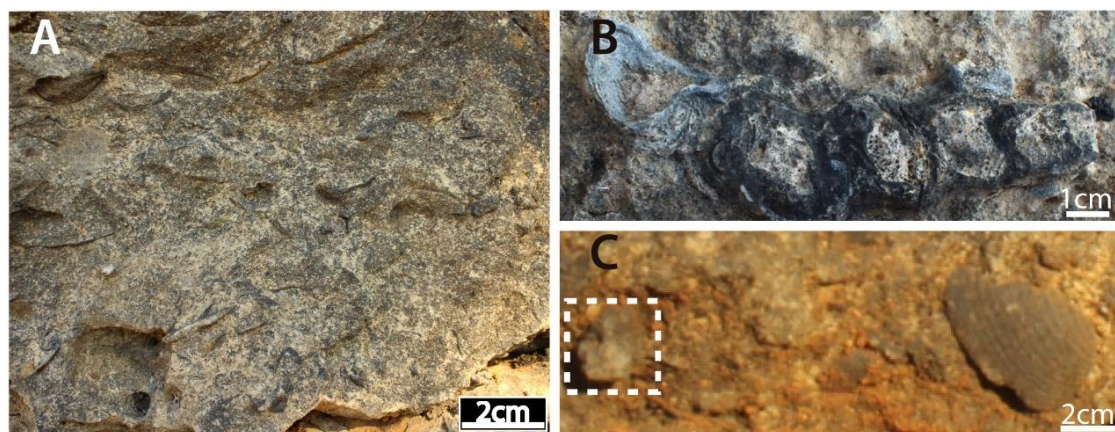


Figura III.8- Aspectos macroscópicos dos níveis fossilíferos e bioclásticos do topo do perfil do Prado. **A-** Detalhe dos calcários bioclásticos e fossilíferos, com observação dos diversos fragmentos de conchas; **B-** Exemplar de um gastrópode; **C-** Detalhe de amostra de calcário fossilíferos de cor amarelada com fragmentos de bivalves e corais solitários (retângulo a branco).

O perfil do Prado termina numa sucessão margosa e micrítica onde a deposição é algo irregular e descontínua (PR274 a 276). Apesar de pouca expressiva (cerca de 2 metros de espessura), a litologia é algo contrastante com os calcários bastante bioclásticos e fossilíferos registados inferiormente.

III.1.2- Perfil da Póvoa

O perfil da Póvoa apresenta uma espessura total de cerca de 11,5 metros, correspondendo a fácies maioritariamente calcárias, resumindo-se a componente margosa apenas a pequenas juntas de estratificação, e ao topo do perfil (fig.III.9).

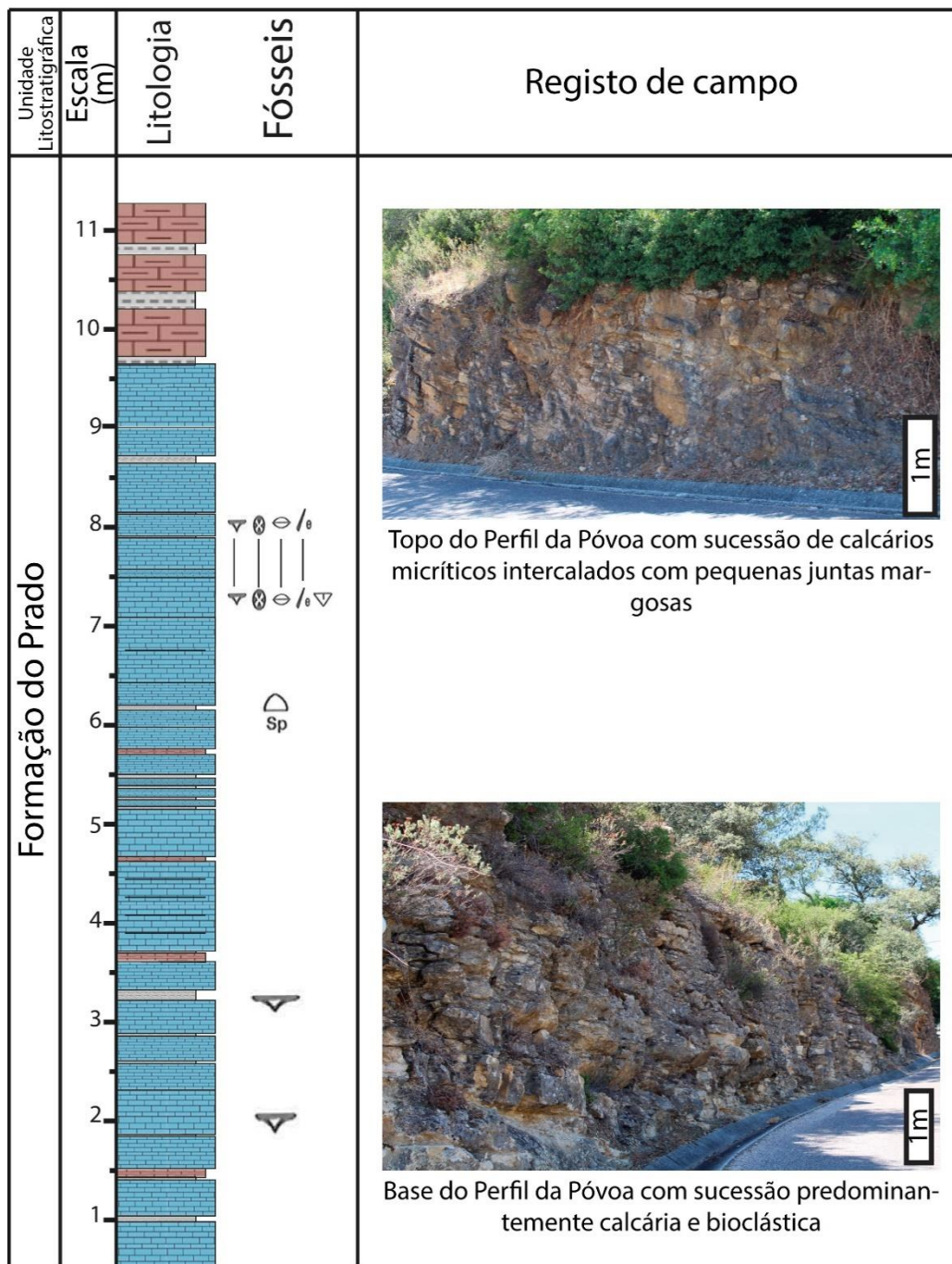


Figura III.9- Coluna estratigráfica do perfil da Póvoa, com imagens da base e do topo do perfil. Ver legenda na fig.II.2.

A base do perfil é representada por camadas calcárias e bioclásticas, centimétricas, bem definidas e de cor amarelo-acinzentada. A fração margosa é quase nula, apenas restrita a pequenas juntas de estratificação e o conteúdo fóssilífero raro ou inexistente. Apresenta por vezes superfícies de estratificação irregulares. Esta série regista uma espessura de cerca de 5 metros (fig.III.10A).

Sucedese depois um conjunto de camadas calcárias, bioclásticas, decimétricas, alternantes com pequenas juntas margosas milimétricas, adquirindo esta sucessão um aspeto lenticular. Apresenta uma espessura de cerca de 2,5 metros (fig.III.10B).

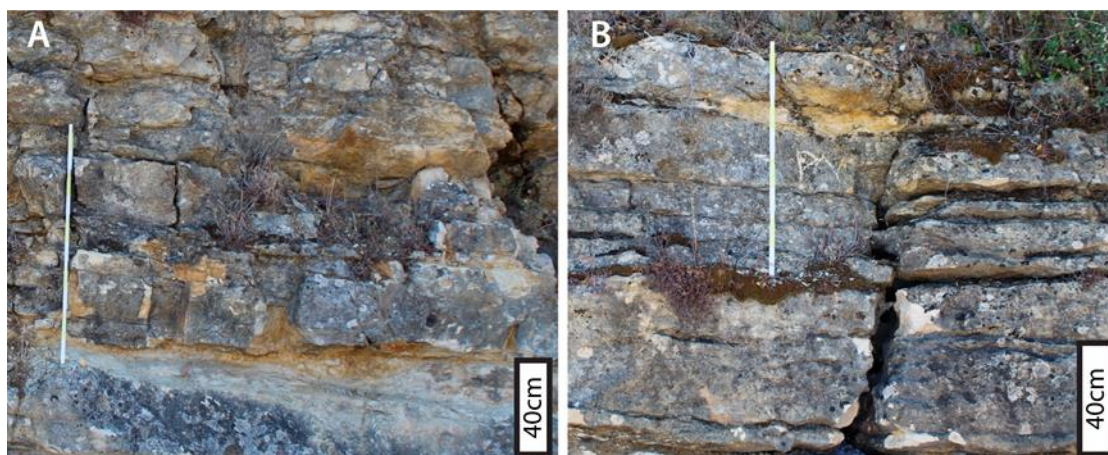


Figura III.10- Aspetos macrofaciológicos do perfil da Póvoa. **A-** Base do perfil da Póvoa, representado por calcários bioclásticos, com superfícies de estratificação irregulares (base do perfil até aos cerca de 5 metros no *log* da figura III.9); **B-** Sector intermédio do perfil da Póvoa, com sucessão de calcários bioclásticos intercalados com pequenas juntas de estratificação margosa (entre os 5 e os 5,5 metros no perfil, no *log* da figura III.9).

No topo da sucessão surge um conjunto de camadas calcárias, de cor amarelada, totalizando uma espessura de cerca de 1,5 metros. Esta fácies, bastante bioclástica e com um conteúdo fossilífero bastante diversificado é disposto de forma caótica pelos vários níveis calcários. É constituído maioritariamente por fragmentos de conchas de bivalves (especialmente de pectinídeos), sendo ainda possível observar alguns corais solitários, espículas de equinídeos e belemnites (fig.III.11). Esta sucessão é facilmente correlacionável com as camadas, também elas bastante bioclásticas e fossilíferas, registadas no topo do perfil do Prado (camadas PR260 a 272 na fig.III.1 e III.8; ver, também, Duarte, 1995).

Até ao final do perfil registam-se intercalações margo-calcárias sendo que a fácies volta a ser pouco expressiva a nível fossilífero, tendo este conjunto uma espessura de cerca de 2 metros.

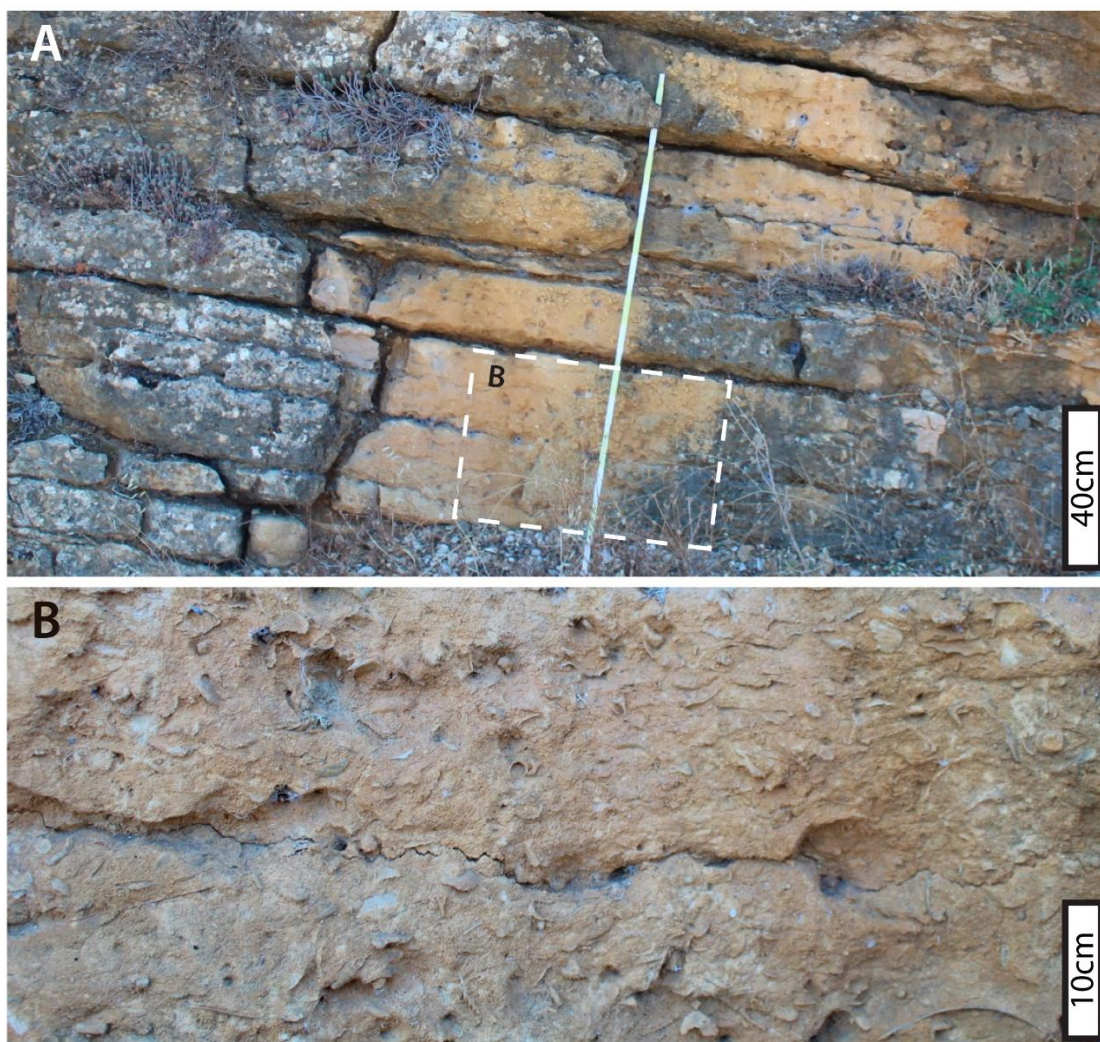


Figura III.11- Aspetos de campo dos níveis a topo do perfil da Póvoa. **A-** Sucessão de calcários bioclásticos, de cor amarelada, bastante fossilíferos; com fragmentos de conchas de bivalves, espículas de equinídeos e alguns corais solitários e belemnites (entre os 7 e os 8,5 metros, no *log* da fig.III.9). Linha a tracejado indica posição da imagem apresentada em B; **B-** Detalhe das unidades fossilíferas, onde se observam inúmeros fragmentos de conchas de bivalves e de espículas de equinídeos dispersos de forma caótica. Regista-se ainda a presença de corais solitários e de belemnites (não observáveis nesta imagem).

III.1.3- Outros pontos de observação

Tal como referido anteriormente, para além dos dois perfis acima descritos, particularmente detalhados do ponto de vista litológico, foram realizadas observações macroscópicas complementares noutros locais da região de Tomar, com vista a um melhor enquadramento da litostratigrafia da Formação do Prado.

III.1.3.1- Perfil de Fonte Quente

Neste perfil afloram a Formação de Lemedo e a extrema base da Formação do Prado. A Formação de Lemedo apresenta uma espessura de 5 metros e é composta por calcários bioclásticos, com presença de belemnites e fragmentos de conchas de

bivalves (essencialmente de pectínídeos). A base da Formação do Prado é representada por um nível margoso, com cerca de 2 metros de espessura, acastanhada e com um escasso conteúdo fossilífero. Tal como é possível demonstrar através da figura III.12, a transição entre as duas unidades é de fácil observação, dada a diferença de litologias presentes.

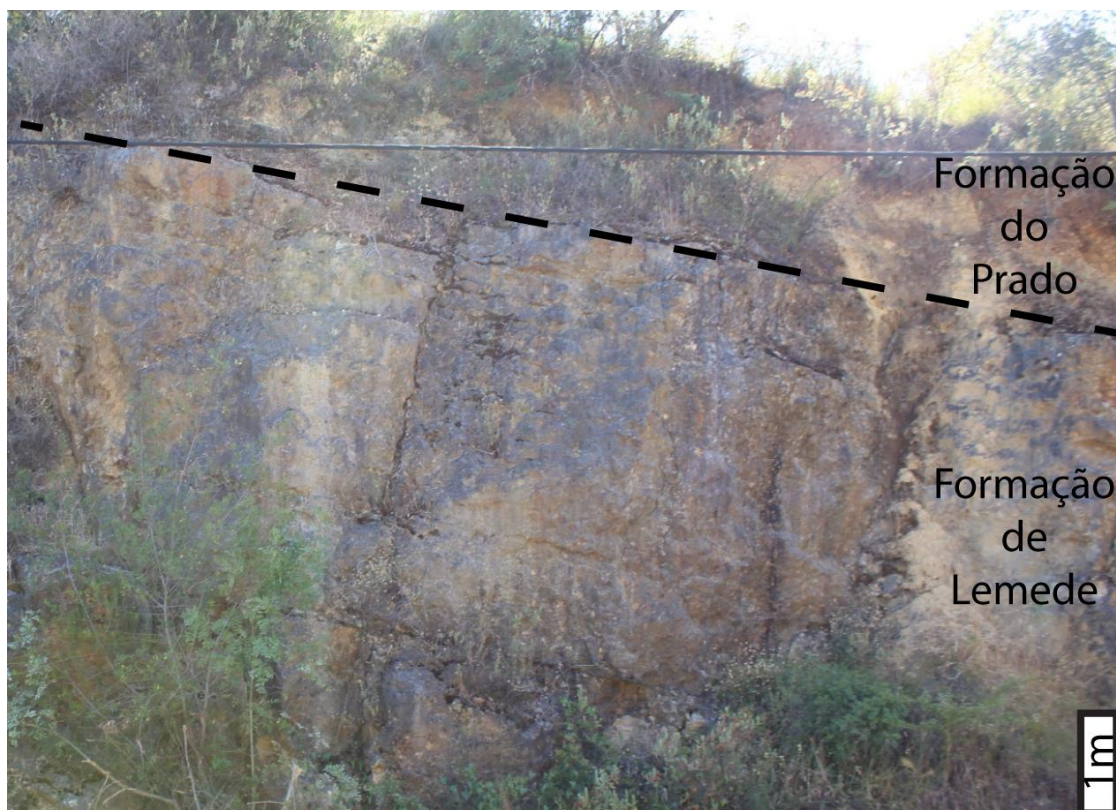


Figura III.12- Perfil de Fonte Quente com sinalização (linha preta a tracejado) da descontinuidade que marca a transição entre as formações de Leme e do Prado.

Ainda próximo deste local é possível observar, embora de forma descontínua, um conjunto de intercalações de calcários micríticos em leitos centimétricos com margas milimétricas, conferindo um aspeto noduloso (fig.III.13). Apesar da raridade, ou mesmo ausência de fósseis de organismos bentónicos (contém raras amonites), esta sucessão é particularmente rica em *Thalassinoides*, o que justifica o carácter noduloso da sucessão. Esta subunidade da Formação do Prado, que apresenta neste local cerca de 5 metros de espessura, corresponderá ao intervalo não observado da base desta unidade no perfil do Prado (fig.III.1).



Figura III.13- Sucessão de calcários nodulosos em plaquetas observados nas imediações de Fonte Quente.

III.1.3.2- Secção de Vale Venteiro

Ao longo desta secção afloram as formações de Vale das Fontes, Lemedede e a extrema base da Formação do Prado (ver Duarte & Soares, 2002; Silva *et al.*, 2015). No entanto, e devido à presença de falhas, este registo encontra-se bastante caótico, descontínuo e com pouca espessura visível no que diz respeito à Formação do Prado. Mesmo assim, é possível observar a transição entre os níveis margo-calcários da Formação de Vale das Fontes, os calcários bioclásticos da Formação de Lemedede (ver

fig.I.8) e ainda a transição entre esta última formação e as margas acastanhadas da extrema base da Formação do Prado (fig.III.14).



Figura III.14- Secção de Vale Venteiro, onde se observa a transição entre as formações de Lemedé e do Prado.

III.1.3.3- Secção de Casais

Na estrada que liga o Prado à localidade dos Casais, é possível observar uma secção onde afloram os níveis de calcários nodulosos em plaquetas, já observados no perfil de Fonte Quente. Neste pequeno perfil (com espessura inferior a 3 metros) é possível observar um conjunto de estratos de calcário micrítico, de espessura centimétrica, que alternam com margas de espessura inferior, apresentando uma estratonomia com superfícies de estratificação irregular e, localmente, ferruginosa. Regista-se ainda uma grande abundância em *Thalassinoides*, que conferem o aspeto noduloso a esta sucessão (fig.III.15).



Figura III.15- Calcários nodulosos em plaquetas, em camadas centimétricas, observados na secção de Casais.

III.2- Análise microfaciológica da Formação do Prado

Neste subcapítulo serão apresentadas as análises petrográficas resultantes da observação das lâminas delgadas do perfil do Prado, ao longo de toda a sua extensão vertical. Tal como referido no cap.II, na descrição efetuada são indicados os principais constituintes das 46 lâminas delgadas analisadas e feita a respetiva classificação composicional e textural [utilização das classificações de Folk (1962) e Dunham (1962)], bem como a sua quantificação suportada pelo método de *pixel counting* (Coimbra & Olóriz, 2012). O posicionamento estratigráfico das lâminas delgadas das diversas amostras (de PR100 a 277) está contido no *log* apresentado no subcapítulo anterior (fig. III.1).

PR100: A amostra é constituída por 98% de matriz e 2% de óxidos de ferro, sendo classificado como um **micrito a microsparito/mudstone** (fig.III.16A). Não contém qualquer tipo de aloquímico identificável, apresentando algumas microrecristalizações esféricas dispersas pela matriz (associadas à dissolução de bioclastos) e óxidos de ferro que preenchem igualmente microfraturas.

PR103: É constituída por 96% de matriz e 4% de bioclastos, sendo classificada como um **micrito a microsparito fossilífero/mudstone** (fig.III.16B). A componente bioclástica é composta por fragmentos de moluscos, entre gastrópodes e bivalves. Apresenta ainda alguns óxidos de ferro (<1% da amostra).

PR104: É constituída por 79% de matriz, 14% de bioclastos e 7% de intraclastos, sendo classificada como um **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.16C). Nesta amostra regista-se um aumento significativo do conteúdo e da diversidade bioclástica, sendo constituída por equinodermes (incluindo espículas de equinídeos), gastrópodes, braquiópodes, foraminíferos e microrecristalizações esféricas. Os intraclastos apresentam uma composição idêntica à matriz micrítica embora contendo uma composição mais ferruginosa, daí a cor mais escura em comparação com a matriz circundante. Apresentam uma forma arredondada, não excedendo os 500µm de dimensão. Esta amostra é ainda composta por alguns óxidos de ferro e grãos de quartzo (inferior a 1% da amostra).

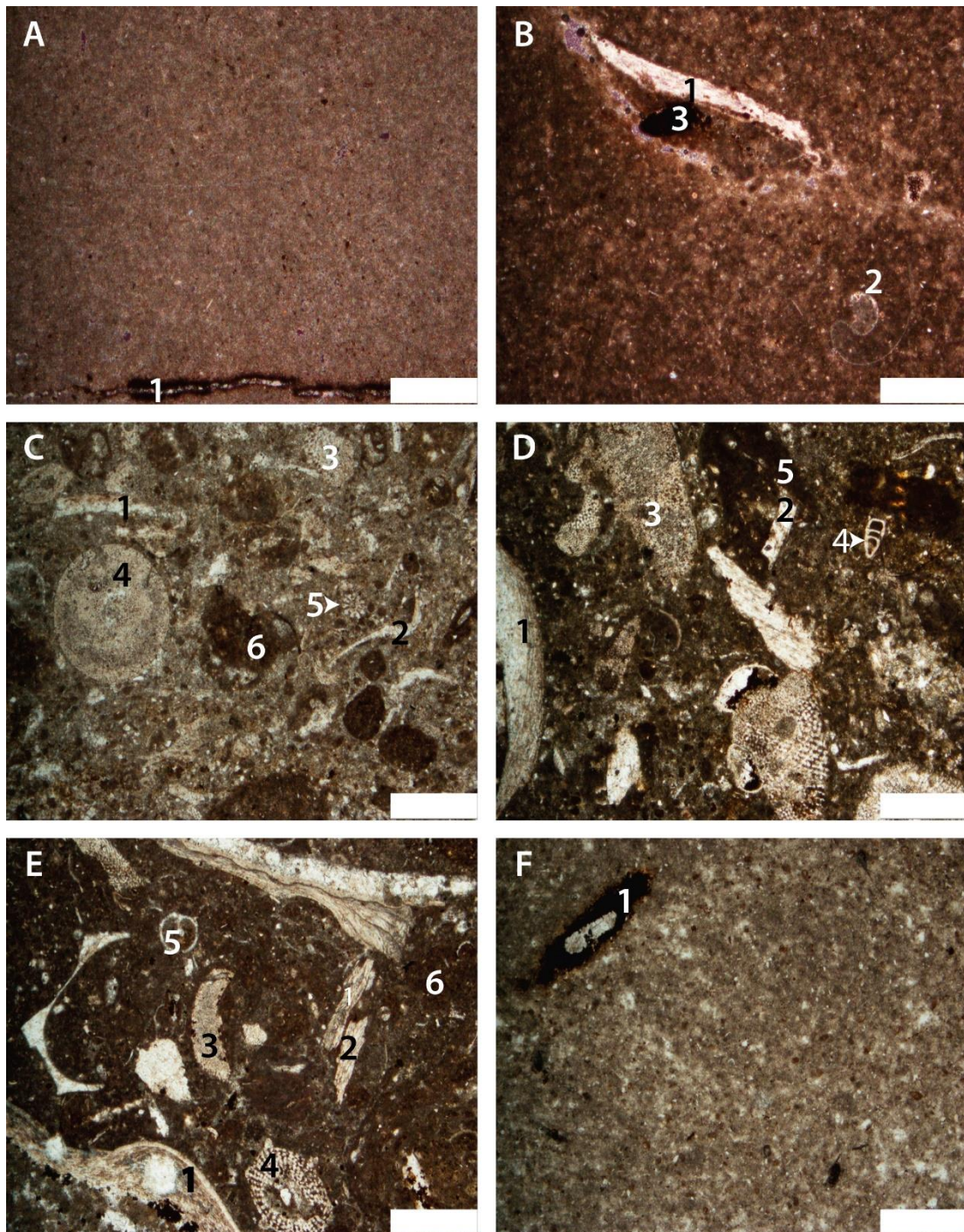


Figura III.16- Fotomicrografias das amostras PR100 a PR111 (luz polarizada), com alternância entre micritos/microsparitos e intrabiomicritos (retângulo a branco = 500µm). **A-** Micrito a microsparito/*mudstone* com microfratura preenchida com óxidos de ferro (1) (PR100); **B-** Micrito a microsparito fossilífero/*mudstone* com bivalves (1), gastrópodes (2) e óxidos de ferro (3) (PR103); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), braquiópodes (2), equinodermes (3) (entre os quais ossículos de crinoides (4) e radiólas de equinídeos (5)) e intraclastos (6) (PR104); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone* com braquiópodes (1), bivalves (2), equinodermes (3), foraminíferos (4) e intraclastos (5) (PR105); **E-** Intrabiomicrito/*wackestone* com braquiópodes (1), bivalves (2), equinodermes (3) (radiólas de equinídeos (4)), gastrópodes (5) e intraclastos (6) (PR108); **F-** Micrito a microsparito/*mudstone* com óxidos de ferro (1) (PR111).

PR105: É constituída por 81% de matriz, 11% de bioclastos e 8% de intraclastos, sendo classificado como um **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.16D). Regista-se um aumento de intraclastos, compostos por micrite, e que apresentam uma forma arredondada e um tamanho variável, excedendo por vez os 500µm. A componente bioclástica é constituída por equinodermes (identificando-se ainda espículas de equinódeos e crinóides), bivalves, braquiópodes, foraminíferos e microrecristalizações esféricas. Os intraclastos apresentam uma composição idêntica à da amostra anterior, embora aqui se registem intraclastos com maior tamanho, sendo que alguns atingem os 500µm de dimensão.

PR108: É constituída por 79% de matriz, 15% de bioclastos e 6% de intraclastos, sendo classificada como um **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.16E). Nesta amostra é possível identificar variados tipos de bioclastos, sendo de notar a presença de grandes fragmentos de bivalves e de braquiópodes. A fração bioclástica é ainda composta por alguns gastrópodes, equinodermes (onde se observam radiólas de equinódeos e crinóides), ostracodos e foraminíferos. Os intraclastos apresentam uma composição micrítica, algo ferruginosa, que lhe confere uma cor castanha por vezes avermelhada. Apresentam uma forma maioritariamente arredondada, e uma má calibragem, apresentando uma disparidade de dimensões, oscilando entre os 200µm e os 600µm.

PR111: A amostra é composta por 98% de matriz micrítica a microsparítica e 2% de óxidos de ferro e bioclastos (raros equinodermes), sendo classificada como um **micrito a microsparito/mudstone** (fig.III.16F). A matriz micrítica dominante nesta lâmina apresenta ainda algumas microrecristalizações esféricas que lhe conferem um aspeto microsparítico, observando-se ainda alguma ferruginização.

PR113: A amostra é constituída por 98% de matriz e 2% de aloquímicos, sendo classificada como **micrito a microsparito/mudstone** (fig.III.17A). Apresenta alguns óxidos de ferro, sendo a componente bioclástica escassa, restringindo-se apenas a alguns equinodermes e microrecristalizações esféricas, que conferem à amostra uma textura microsparítica.

PR115: É constituída por 90% de matriz e 10% de bioclastos, sendo classificada como um **biomicrito/wackestone** (fig.III.17B). Nesta amostra observa-se um incremento da porção bioclástica relativamente à amostra anterior, sendo esta representada por equinodermes (incluindo radiólas de equinódeos), gastrópodes, bivalves, ostracodos, braquiópodes, e microrecristalizações esféricas.

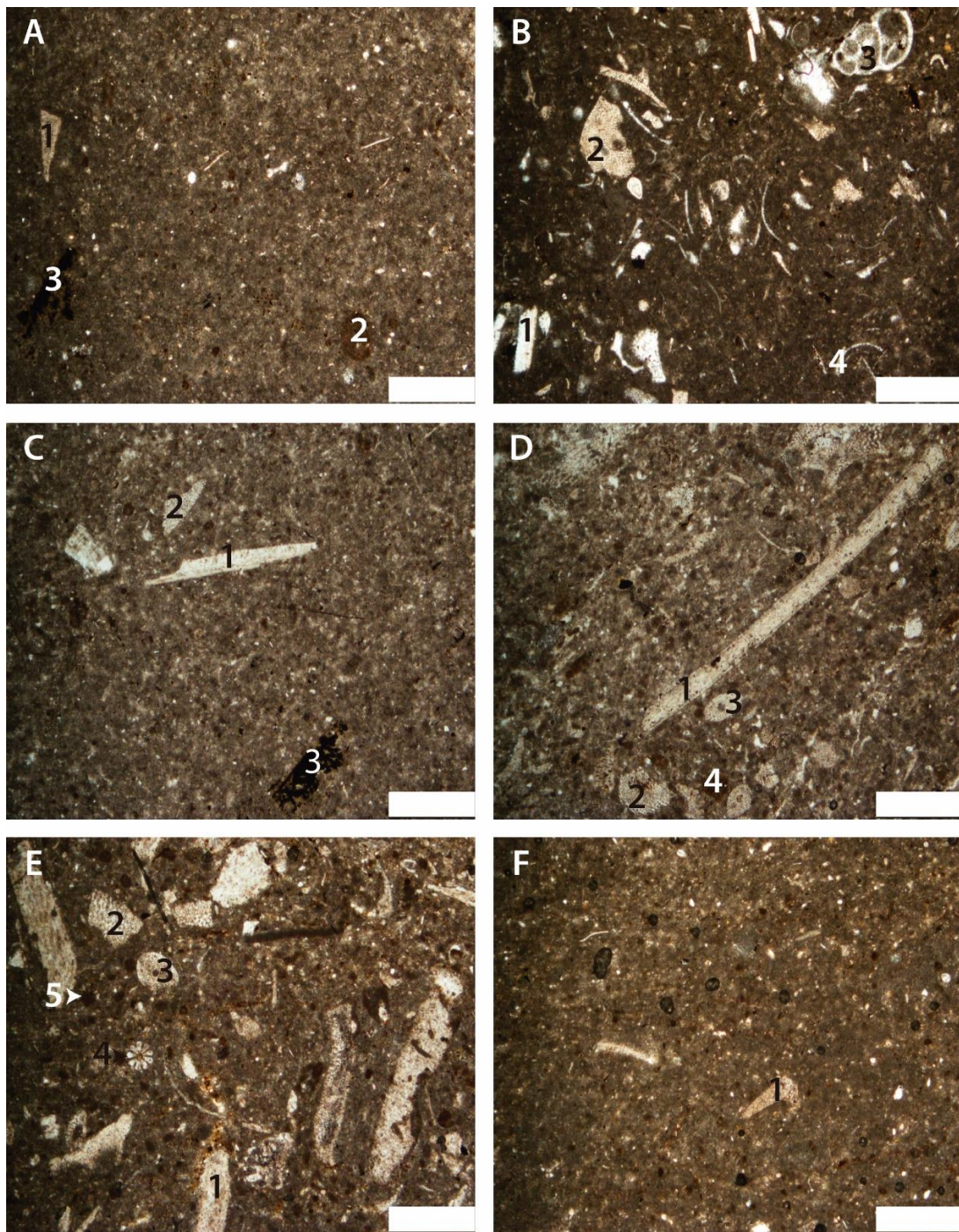


Figura III.17- Fotomicrografias das amostras PR113 a PR123 (luz polarizada), com alternância entre micrito e biomicrito, sendo que a amostra PR118 (D) já apresenta alguns intraclastos significativos, tendo sido classificada como um intrabiomicrito (retângulo a branco = 500µm). **A-** Micrito a microsparito/*mudstone* com equinodermes (1), intraclastos (2) e óxidos de ferro (3) (PR113); **B-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), foraminíferos (3) e ostracodos (4) (PR115); **C-** Micrito fossilífero/*mudstone* com bivalves (1), equinodermes (2) e óxidos de ferro (3) (PR117); **D-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) (ossículos de crinoides (3)) e intraclastos (4) (PR118); **E-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) (identificando-se ainda ossículos de crinoides (3) e radiólas de equinídeos (4)) e intraclastos (5) (PR121); **F-** Micrito/*mudstone* com fragmentos de equinodermes (1) (PR123). Aparecem algumas bolhas de cola resultantes do processo de realização da lâmina delgada.

PR117: A amostra é constituída por 95% de matriz e 5% de bioclastos e óxidos de ferro, sendo classificada como **micrito fossilífero/mudstone** (fig.III.17C). Regista-se um aumento da componente ortoquímica (matriz micrítica) e uma diminuição da fração bioclástica, embora ainda se observem raros equinodermes, ostracodos e bivalves. De notar ainda a presença de alguns óxidos de ferro e algumas microfraturas (<1% da amostra).

PR118: A amostra é constituída por 79% de matriz, 15% de bioclastos e 6% de intraclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.17D). Apresenta uma componente bioclástica acentuada e diversificada, com presença de equinodermes (incluindo ossículos de crinoides), gastrópodes, braquiópodes, bivalves e foraminíferos. Os intraclastos apresentam uma composição micrítica, uma forma variada e um tamanho médio de cerca de 300µm.

PR121: Esta amostra é constituída por 82% de matriz, 14% de bioclastos e 4% de intraclastos, sendo classificada como **biomicrito/wackestone** (fig.III.17E). A componente bioclástica é constituída por abundantes equinodermes (onde se observam radiólas de equinídeos), sendo ainda composta por gastrópodes, bivalves, braquiópodes e foraminíferos. Os intraclastos apresentam uma composição micrítica, uma forma tendencialmente arredondada, boa calibragem e um tamanho que por norma não excede os 200µm.

PR123: Esta amostra é constituída por 96% de matriz e 4% de bioclastos, sendo classificada com um **micrito/mudstone** (fig.III.17F). A amostra, maioritariamente composta por uma matriz micrítica, mostra alguns fragmentos de bivalves e foraminíferos. Presença de alguns óxidos de ferro (<1% da amostra).

PR127: A amostra é constituída por 76% de matriz, 21% de bioclastos e 3% de intraclastos, sendo classificada como **biomicrito/wackestone** (fig.III.18A). Apresenta alguma diversidade bioclástica, composta por ostracodos, bivalves de concha fina (filamentos), equinodermes (onde se identificam também ossículos de crinoides e radiólas de equinídeos), gastrópodes. Observam-se ainda alguns intraclastos, de composição micrítica, forma arredondada e de pequeno tamanho (a rondar os 300 µm).

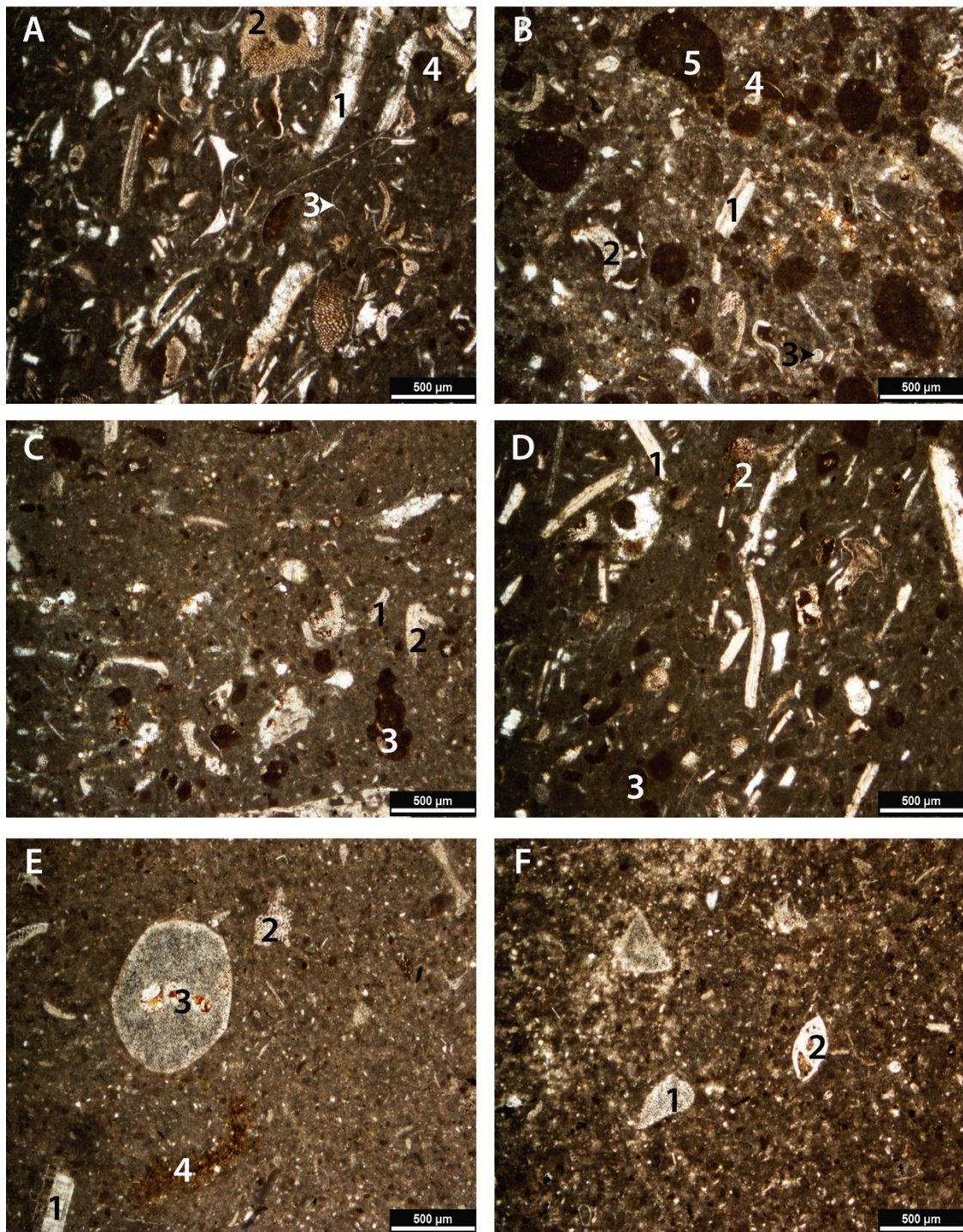


Figura III.18- Fotomicrografias das amostras PR127 a PR135 (luz polarizada), com predominância de biointramicrito e biomicrito, sendo que a amostra PR127 (A) corresponde a um biomicrito e as amostras PR133 e 135 a micritos (retângulo a branco = 500µm). **A-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), ostracodos (3) e intraclastos (4) (PR127); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), microrecristalizações esféricas (3), ostracodos (4) e intraclastos (5) (PR128); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (PR129); **D-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (PR131); **E-** Micrito a microsparito fossilífero/*mudstone* com bivalves (1), fragmentos de equinodermes (2), ossículos de crinoides (3) e óxidos de ferro (4); (PR133); **F-** Micrito a microsparito fossilífero/*mudstone* com equinodermes (1) e foraminíferos (2) (PR135).

PR128: A amostra é constituída por 76% de matriz, 16% de intraclastos e 8% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.18B). Regista-se uma diminuição do conteúdo bioclástico e um incremento dos intraclastos. Estes apresentam uma composição micrítica, forma arredondada, boa calibragem e uma dimensão de cerca de 400µm. A porção bioclástica é representada por bivalves, equinodermes (observam-se radiólas de equinódeos e crinóides), gastrópodes, ostracodos e foraminíferos.

PR129: A amostra é constituída por 87% de matriz, 8% de bioclastos e 5% de intraclastos sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.18C). A componente aloquímica é menor que a verificada na amostra anterior, sendo o conteúdo bioclástico e intraclástico mais proporcional. A fração bioclástica é representada por bivalves, gastrópodes, equinodermes (observando-se particularmente radiólas de equinódeos), foraminíferos e braquiópodes. Devido ao desgaste, alguns equinodermes exibem, por vezes, formas muito semelhantes a briozoários, sendo que não é possível afirmar com exatidão que se trata destes invertebrados de vida colonial. Os intraclastos apresentam uma composição idêntica à matriz circundante, uma cor escura, forma maioritariamente arredondada e um tamanho que não excede os 500µm. Encontram-se ainda alguns óxidos de ferro e fragmentos de quartzo dispersos pela lâmina (<1% da amostra).

PR131: A amostra é constituída por 76% de matriz, 16% de bioclastos e 8% de intraclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.18D). A fração bioclástica é bastante diversificada, sendo representada por equinodermes (onde se identificam crinóides, radiólas de equinódeos e ossículos de crinóides), bivalves, gastrópodes, braquiópodes, foraminíferos e microrecristalizações esféricas. Os intraclastos observados são constituídos por micrite, de cor escura, forma arredondada e um tamanho de cerca de 300µm.

PR133: Constituída por 92% de matriz e 8% de bioclastos e óxidos de ferro, sendo classificada como um **micrito a microsparito fossilífero/mudstone** (fig.III.18E). Apresenta uma elevada quantidade de matriz micrítica a microsparítica, sendo este aspeto conferido pela presença de microrecristalizações esférica de pequeno tamanho (inferior a 100µm). A fração bioclástica é diminuta, sendo representada maioritariamente por equinodermes (radiólas de equinódeos e ossículos de crinóides), observando-se ainda bivalves e foraminíferos. De notar ainda a presença de óxidos de ferro (<1% da amostra).

PR135: Esta amostra é constituída por 94% de matriz e 6% de bioclastos, sendo classificada como um **micrito a microsparito fossilífero/mudstone** (fig.III.18F). Muito semelhante microscopicamente à amostra anterior, apresenta um domínio de matriz micrítica a microsparítica restringindo-se a componente bioclástica a equinodermes (entre as quais radiólas de equinídeos e ossículos de crinoides), bivalves e foraminíferos.

PR139: Composta por 77% de matriz e 23% de bioclastos, sendo classificada como um **biomicrito/wackestone** (fig.III.19A). Regista-se um incremento bioclástico, embora a diversidade seja diminuta, com a presença acentuada de valvas de bivalves de grande tamanho, equinodermes, foraminíferos e microrecristalizações esféricas.

PR141: Apresenta 81% de matriz e 19% de bioclastos sendo classificada como **biomicrito/wackestone** (fig.III.19B). Os bioclastos observados são constituídos maioritariamente por bivalves e equinodermes, registando-se ainda braquiópodes e microrecristalizações esféricas. É possível observar ainda alguns óxidos de ferro (<1% da amostra).

PR141-B: Esta amostra é constituída por 80% de matriz e 20% de bioclastos, sendo classificada como **biomicrito/wackestone** (fig.III.19C). Apresenta uma composição bioclástica constituída por gastrópodes, braquiópodes, equinodermes e foraminíferos. Regista-se ainda a presença de serpulídeos, localizados juntos de fragmentos de conchas de braquiópode. Observa-se ainda óxidos de ferro e quartzo (<1% da amostra).

PR145: Apresenta 81% de matriz, 11% de intraclastos e 8% de bioclastos, tendo sido classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.19D). Regista-se um aumento do conteúdo intraclástico, com composição micrítica, forma arredondada, boa calibragem, com dimensões a rondar os 400µm. Observa-se alguma diversidade bioclástica, sendo estes compostos por equinodermes, bivalves de concha fina (filamentos) gastrópodes, ostracodos e foraminíferos.

PR147: Esta amostra é constituída por 80% de matriz, 11% de intraclastos e 9% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.19E). A componente intraclástica é semelhante à encontrada na amostra anterior. A fração bioclástica contém equinodermes, bivalves, ostracodos, foraminíferos e microrecristalizações esféricas.

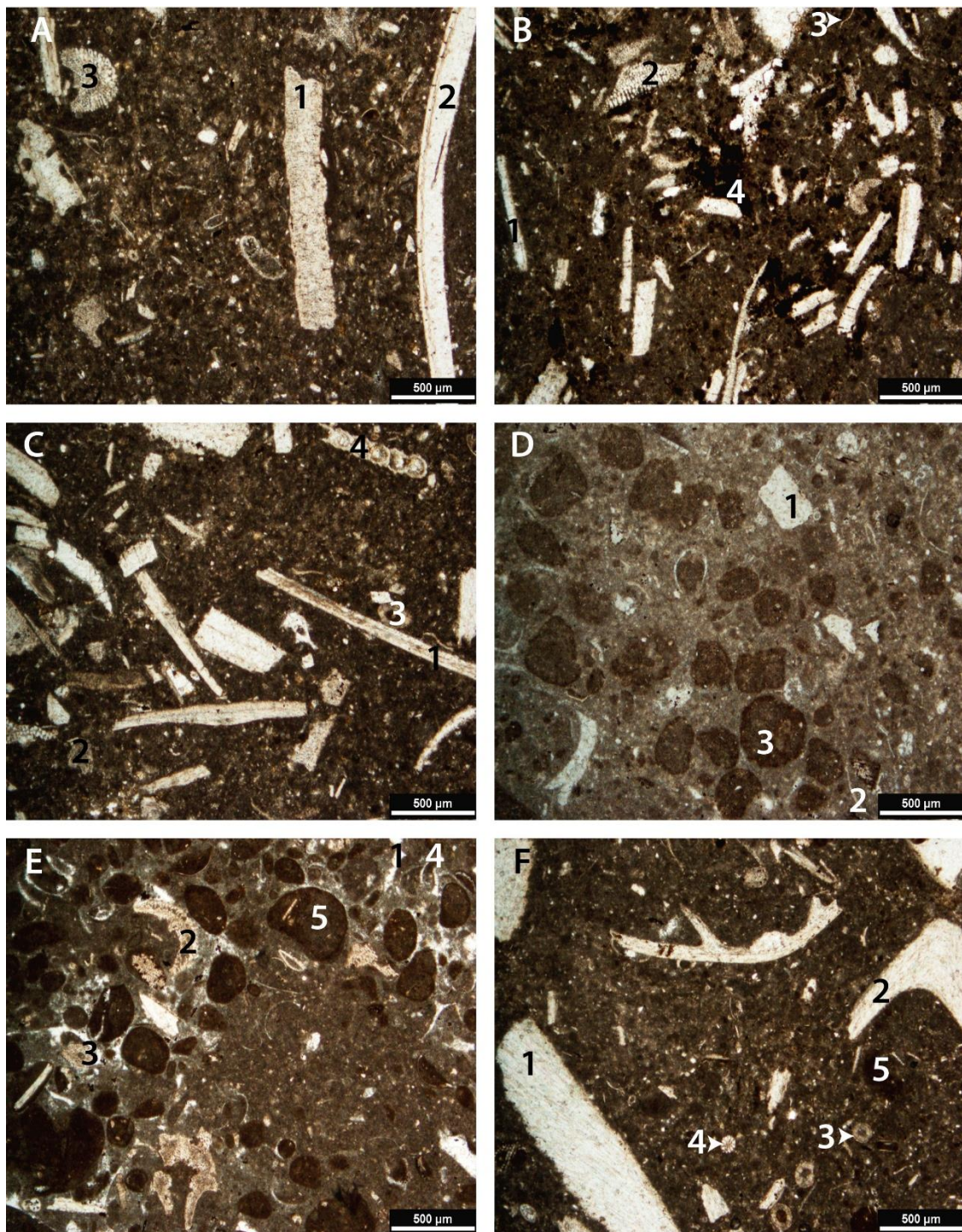


Figura III.19- Fotomicrografias das amostras PR139 a PR153 (luz polarizada), correspondentes a biomicritos (PR 139,141,141-B e 153) e intrabiomicritos (PR145 e 147) (retângulo a branco = 500µm). **A-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1) e equinodermes (2) (PR139); **B-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), ostracodos (3) e óxidos de ferro (4) (PR141); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) (radiolas de equinídeos(3)), foraminíferos (4) (PR141-B); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), ostracodos (2) e intraclastos (3); (PR145); **E-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), ossículos de crinoides (3), ostracodos (4) e intraclastos (5) (PR147); **F-** Biomicrito/*wackestone* com bivalves (1), braquiópodes (2), microrecristalizações esféricas (3), radiolas de equinídeos (4) e intraclastos (5) (PR153).

PR153: Apresenta 86% de matriz e 11% de bioclastos e 3% de intraclastos, sendo classificado como **biomicrito/wackestone** (fig.III.19F). Apresenta uma composição bioclástica composta maioritariamente por equinodermes, complementada pelo aparecimento de gastrópodes, braquiópodes e microrecristalizações esféricas.

PR163: A amostra é constituída por 83% de matriz, 10% de intraclastos e 7% de bioclastos, sendo classificada como um **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.20A). Os intraclastos presentes apresentam uma composição micrítica, uma forma maioritariamente arredondada, mas por vezes angular, mal calibrados e com um tamanho a rondar os 500µm, ultrapassando por vezes este valor. Os bioclastos representados na amostra são equinodermes (entre os quais espículas de equinídeos), bivalves, ostracodos e foraminíferos e microrecristalizações esféricas. Define-se, localmente, alguma ferruginização, em especial sobre alguns bioclastos parcialmente dissolvidos.

PR166: A amostra é constituída por 73% de matriz, 21% de intraclastos e 6% de bioclastos, sendo classificado como um **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.20B). Regista-se um aumento de intraclastos, idênticos aos observados na amostra anterior. A componente bioclástica é representada por equinodermes, bivalves, ostracodos e foraminíferos.

PR167: A amostra é constituída por 82% de matriz, 10% de intraclastos e 8% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.20C). Bastante semelhante microscopicamente à amostra PR163, apresenta uma componente aloquímica composta por intraclastos (idênticos aos registados na amostra anterior) e bioclastos, sendo estes últimos representados por gastrópodes, equinodermes, braquiópodes, foraminíferos e microrecristalizações esféricas. É possível ainda observar alguns óxidos de ferro (<1% da amostra).

PR170: A amostra contém 97% de matriz e 3% de bioclastos e óxidos de ferro, sendo classificada como um **micrito/mudstone** (fig.III.20D). Diminuição da fração aloquímica, sendo a amostra constituída quase totalmente por matriz micrítica. A componente bioclástica é representada por raros equinodermes, braquiópodes e foraminíferos. Observam-se ainda alguns óxidos de ferro dispersos pela lâmina (cerca de 1,5% da amostra), numa proporção idêntica à bioclástica.

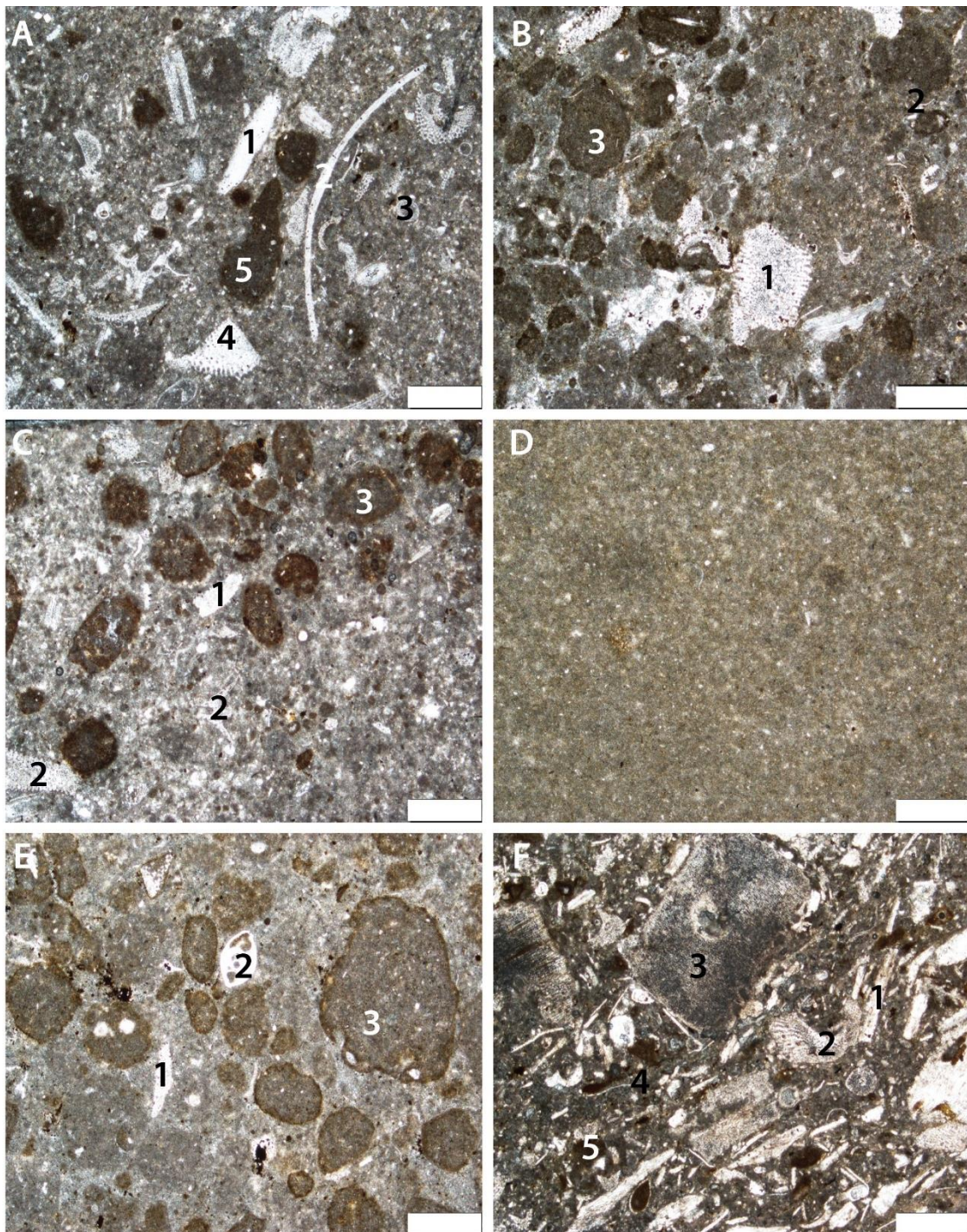


Figura III.20- Fotomicrografias das amostras PR163 a PR183 (luz polarizada), com domínio dos intrabiomicritos (PR163, 166 e 170) sendo ainda composta pela última amostra de micrito da sucessão (PR170) e por um intrabiomicrito (183) (retângulo a branco = 500µm). **A-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), braquiópodes (2), microrecristalizações esféricas (3), equinodermes (4) e intraclastos (5) (PR163); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), ostracodos (2) e intraclastos (3) (PR166); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (PR167); **D-** Micrito/*mudstone* (PR170); **E-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), foraminíferos (2) e intraclastos (3) (PR177); **F-** Biointramicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), equínideo (2) ((crinoide (3)), ostracodos (4) e intraclastos (5) (PR183).

PR177: A amostra é constituída por 76% de matriz, 19% de intraclastos e 5% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.20E). Os intraclastos apresentam uma composição micrítica, uma forma geralmente arredondada e má calibragem, com tamanhos a variar entre os 200µm e os 700µm. A escassa componente bioclástica é composta por equinodermes, braquiópodes, ostracodos e foraminíferos. Observam-se ainda óxidos de ferro (<1% da amostra).

PR183: A amostra é constituída por 71% de matriz, 24% de bioclastos e 5% de intraclastos, sendo classificada como um **biointramicrito/wackestone a packstone** (fig.III.20F). Observa-se uma diminuição da componente ortoquímica, em relação a todas as amostras observadas, estando o aumento da fração aloquímica associado a um incremento da componente bioclástica, disposta de forma caótica na amostra. Esta é representada maioritariamente por equinodermes (onde se identificam ainda ossículos de crinoides) e bivalves, registando-se ainda gastrópodes, ostracodos, bivalves, braquiópodes e foraminíferos. De registar ainda a presença de alguns grãos de quartzo (<1% da amostra).

PR196: A amostra é constituída por 62% de matriz, 24% de intraclastos 14% de bioclastos, sendo classificada como um **intrabiomicrito/wackestone a packstone** (fig.III.21A). A componente ortoquímica é menor que a registada nas amostras anteriores, estando os aloquímicos representados maioritariamente por intraclastos, que apresentam uma componente micrítica (observando-se ainda bioclastos no seu interior, nomeadamente espículas de esponjas silicosas), uma forma arredondada a sub-arredondada, má calibragem, com dimensões a variar entre os 200µm e os cerca de 700µm. A componente bioclástica é constituída por equinodermes (incluindo ossículos de crinoides e radiólas de equinídeos), foraminíferos, bivalves de concha fina (filamentos) e ostracodos que se encontram dispostas de forma dispersa e caótica pela matriz.

PR204: A amostra é constituída por 73% de matriz, 17% de intraclastos e 10% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.21B). Os intraclastos observados apresentam uma composição idêntica à registada na amostra anterior, sendo os bioclastos representados por equinodermes, bivalves, ostracodos, foraminíferos e microrecristalizações esféricas.

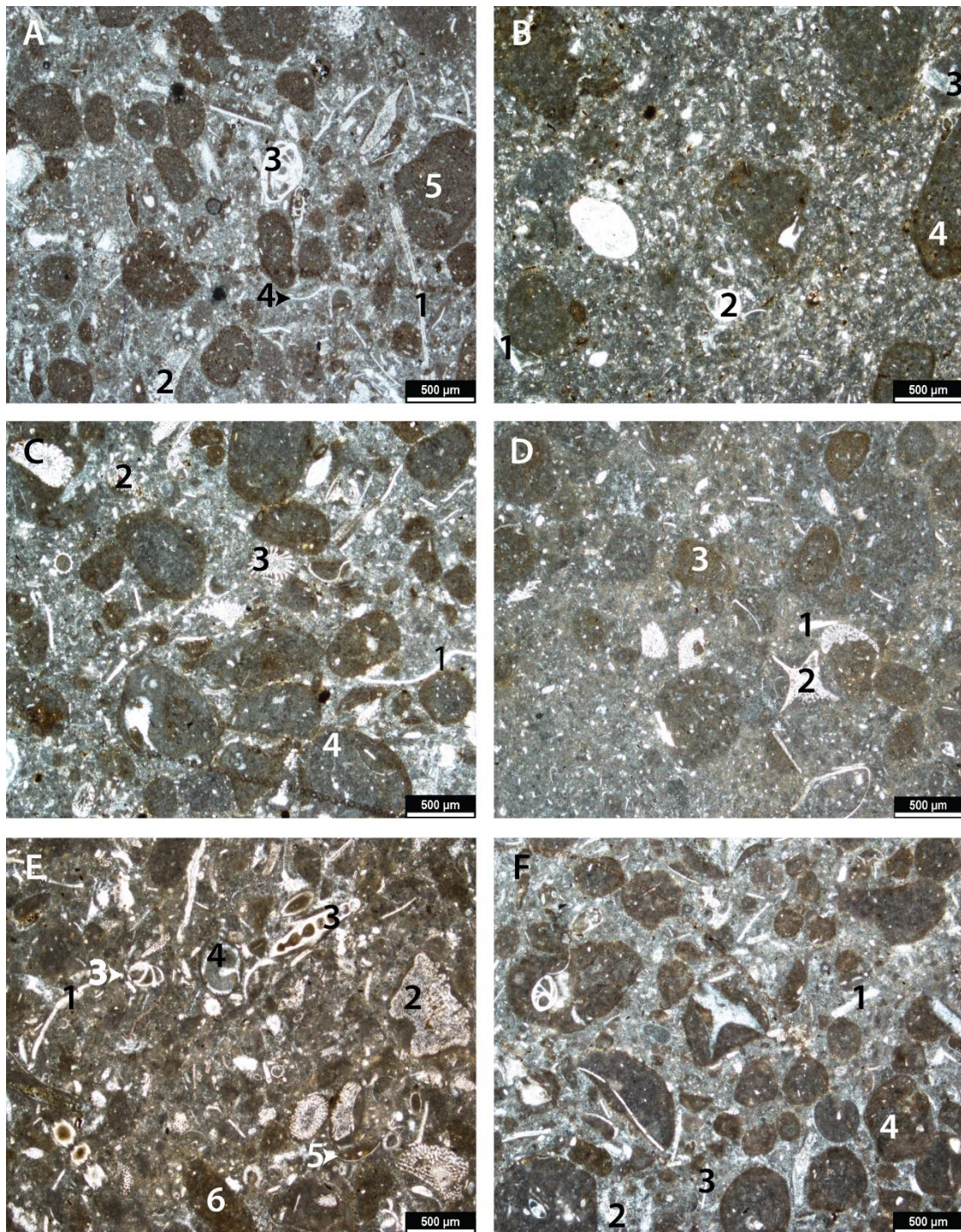


Figura III.21- Fotomicrografias das amostras PR196 a PR239 (luz polarizada), composta exclusivamente por intrabiomicritos (retângulo a branco = 500µm). **A-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), foraminíferos (3), ostracodos (4) e intraclastos (5) (**PR196**); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), microrecristalizações esféricas (2), equinodermes (3) e intraclastos (4) (**PR204**); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) (radióla de equinídeos (3)) e intraclastos (4) (**PR207**); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (**PR223**); **E-** Intrabiomicrito /*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), foraminíferos (3), gastrópodes (4), ostracodos (5) e intraclastos (6) (**PR234**); **F-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2), ostracodos (3) e intraclastos (alguns com fragmentos de bioclastos, incluindo foraminíferos (4)) (**PR239**).

PR207: A amostra é constituída por 66% de matriz, 21% de intraclastos e 13% de bioclastos, sendo classificada como um **intrabiomicrito/wackestone a packstone** (fig.III.21C). Muito semelhante microscopicamente à amostra PR196, com intraclastos semelhantes aos registados nas amostras anteriores e uma componente bioclástica composta por equinodermes (onde se identificam radíolas de equinídeos), bivalves, ostracodos, gastrópodes, foraminíferos e microrecristalizações esféricas.

PR223: A amostra é constituída por 65% de matriz, 24% de intraclastos e 11% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.21D). Os intraclastos apresentam uma composição micrítica (englobando frequentemente bioclastos no seu interior, nomeadamente espículas de esponjas silicosas), forma arredondada e um tamanho médio de 500µm. A componente bioclástica é representada por equinodermes (observam-se radíolas de equinídeos), bivalves, ostracodos e foraminíferos.

PR234: A amostra é constituída por 65% de matriz, 19% de intraclastos e 16% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.21E). Os intraclastos observados nesta amostra apresentam uma composição micrítica, exibindo por vezes bioclastos no seu interior, nomeadamente bivalves, equinodermes e espículas de esponjas silicosas. Apresentam uma forma arredondada, exibindo dimensões muito diversas, ultrapassando por vezes os 500µm de dimensão. A fração bioclástica da amostra é dominada por fragmentos de equinodermes (observam-se ainda radíolas de equinídeos), observando-se ainda gastrópodes, foraminíferos, bivalves e ostracodos. Parecem definir-se alguns briozoários (ou fragmentos de equinodermes bastante alterados). Disseminados na matriz definem-se alguns grãos de quartzo (<1% da amostra).

PR239: Esta amostra é constituída por 57% de matriz micrítica, 2% de cimento esparítico, 33% de intraclastos e 8% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.21F). Observa-se nesta lâmina dois tipos de ortoquímicos, uma matriz micrítica, dominante em toda a amostra, mas também um cimento esparítico, observável no bordo de alguns bioclastos onde a matriz micrítica se encontra mais dissolvida. A componente aloquímica é representada por uma elevada percentagem de intraclastos (semelhantes aos observados na amostra anterior) e, em menor quantidade, por bioclastos, onde se assinala a presença maioritária de equinodermes, sendo ainda observável foraminíferos, ostracodos e bivalves.

PR244: A amostra é constituída por 81% de matriz micrítica, 10% de intraclastos e 9% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.22A). A componente ortoquímica é composta exclusivamente por matriz micrítica. Os intraclastos são compostos por micrite (com frequentes fragmentos de espículas de espongiários), apresentando uma cor acastanhada, forma arredondada e que geralmente não ultrapassa os cerca de 500µm de dimensão. A componente bioclástica é representada por fragmentos de equinodermes (observam-se radíolas de equinídeos), fragmentos de conchas de bivalves, ostracodos e foraminíferos.

PR246: A amostra é constituída por 79% de matriz, 13% de bioclastos e 8% de intraclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.22B). A componente ortoquímica é constituída por uma matriz micrítica a microsparítica sendo a fração aloquímica constituída por intraclastos (com composição idêntica à observada na amostra anterior) e bioclastos, representados por equinodermes, bivalves, ostracodos e foraminíferos. De destacar ainda a presença de briozoários e corais solitários, registando-se estes últimos pela primeira vez nesta sucessão.

PR260: A amostra é constituída por 48% de matriz micrítica, 6% de cimento esparítico, 36% de intraclastos e 10% de bioclastos, sendo classificada como um **intrabiomicrito/packstone** (fig.III.22C). Componente ortoquímica representada por uma matriz micrítica dominante, surgindo por vezes cimento esparítico que ocupa espaços intergranulares, onde a matriz micrítica foi dissolvida. A componente aloquímica é composta por intraclastos e bioclastos, havendo uma maior preponderância da fração intraclástica, constituída por partículas de micrite (sendo frequente no seu interior fragmentos de espículas de espongiários e equinodermes) e por óxidos de ferro, que conferem uma cor muito mais escura em relação à matriz circundante. Apresentam uma forma maioritariamente arredonda a sub-arredondada, e uma má calibragem, com dimensões a variar entre os 200 e os 700µm. Os bioclastos contidos na matriz da rocha são representados por equinodermes (registam-se bastantes fragmentos de crinoides), foraminíferos, bivalves e briozoários. Destaca-se ainda a presença de serpulídeos, que se observam pela primeira vez na sucessão.

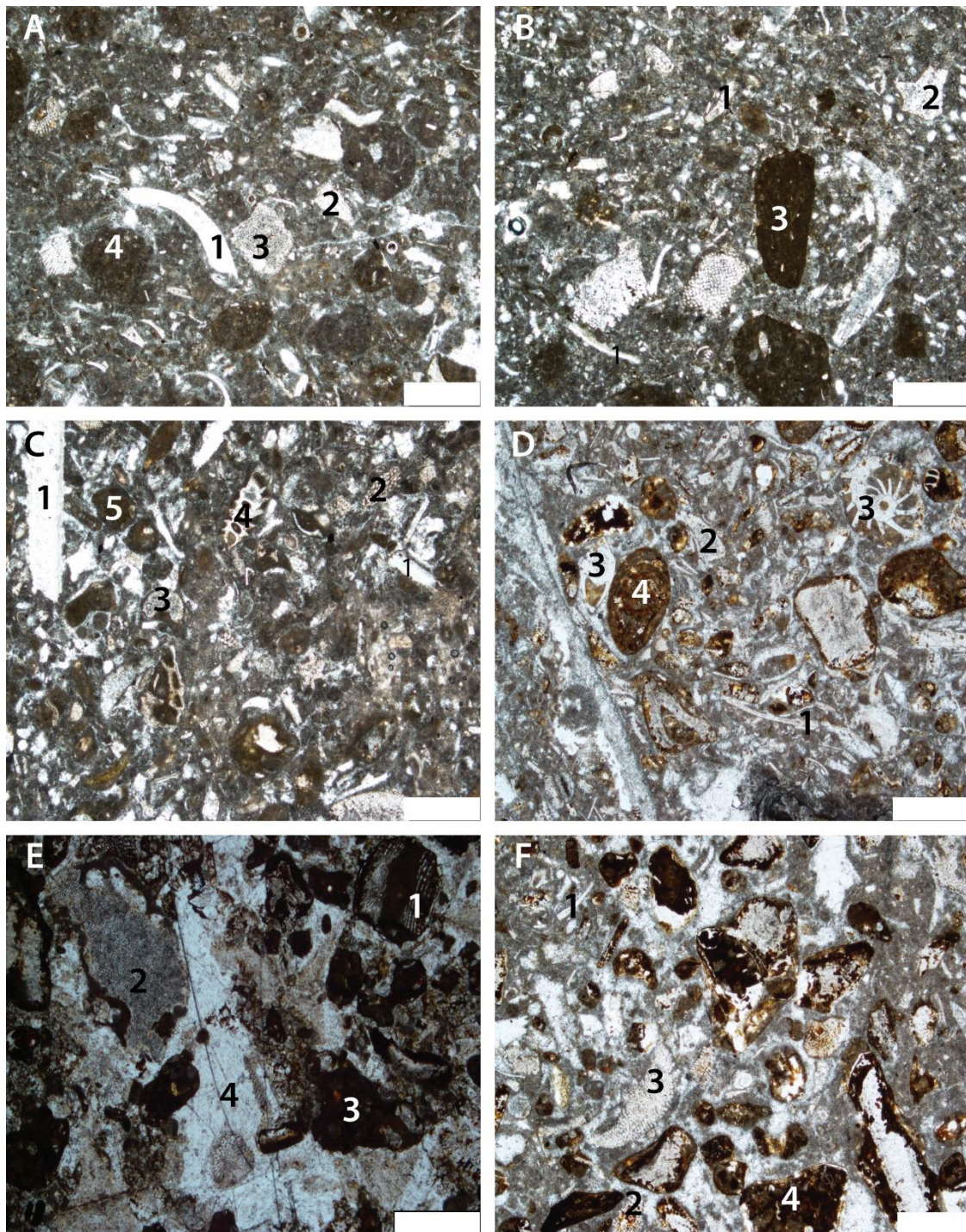


Figura III.22- Fotomicrografias das amostras PR244 a PR267 (luz polarizada), composta exclusivamente por intrabiomicrito (retângulo a branco = 500µm). **A-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (PR244); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), equinodermes (2) e intraclastos (3) (PR246); **C-** Intrabiomicrito/*packstone* com bivalves (1), briozoários (2), equinodermes (3), foraminíferos (4) e intraclastos (5) (PR260); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), equinodermes (2), foraminíferos (3) e intraclastos (4) (PR262b); **E-** Intrabiomicrito/*packstone* com briozoários? (1), crinoides (2), intraclastos (3) e cimento esparítico (4) (PR265); **F-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), briozoários (2), equinodermes (3) e intraclastos (4) (PR267).

PR262-B: A amostra é constituída por 68% de matriz, 20% de intraclastos e 12% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone a packstone** (fig.III.22D). A componente ortoquímica é composta por uma matriz micrítica dominante, observando-se por vezes (muito localmente) um cimento esparítico (<1% da amostra) nos bordos dos bioclastos. Os intraclastos destacam-se da matriz circundante devido à sua composição micrítica, bastante ferruginizada (podendo ainda conter no seu interior fragmentos de equinídeos, foraminíferos e briozoários?) que lhe confere uma cor castanha, por vezes âmbar. Apresentam uma forma e um tamanho bastante variável, com alguns intraclastos a ultrapassarem os 500µm de dimensão. A componente bioclástica da matriz da rocha é composta por foraminíferos e equinodermes, que dominam, sendo acompanhados por fragmentos de moluscos (essencialmente bivalves), ostracodos e braquiópodes. Um aspeto preponderante é a ocorrência de serpulídeos, que se localizam junto de fragmentos de conchas de bivalves de maiores dimensões. Alguns fragmentos de equinídeos estão bastante degradados, assemelhando-se a briozoários.

PR265: Esta amostra é composta por 72% de ortoquímicos (dos quais 12% correspondem a cimento esparítico e o restante matriz micrítica a microsparítica), 16% de intraclastos, e 12% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/packstone** (fig.III.22E). A componente ortoquímica apresenta nesta amostra o maior conteúdo esparítico registado até agora na sucessão. Os intraclastos apresentam uma cor escura, devido à ferruginização frequente que ocorre somente nesta componente. Apresentam uma forma sub-arredondada, e um tamanho a rondar os 300µm. A componente bioclástica é composta por equinodermes, briozoários, foraminíferos e bivalves.

PR267: Esta amostra é constituída por 68% de matriz micrítica e 7% de cimento esparítico, 17% de intraclastos e 8% de bioclastos, sendo classificado como **intrabiomicrito/wackestone a packstone** (fig.III.22F). O conteúdo ortoquímico é constituído por uma matriz micrítica dominante, sendo possível observar, principalmente nos bordos das partículas bioclásticas, a sua dissolução e substituição por um cimento esparítico. A componente aloquímica é constituída por intraclastos, de cor mais escura que a matriz circundante, de composição micrítica, ferruginizada (englobando alguns bioclastos no seu interior), forma arredondada a sub-arredondada e um tamanho que poderá atingir os 700µm. Os bioclastos são compostos por equinodermes, foraminíferos, briozoários e bivalves.

PR268: A amostra é constituída por 73% de ortoquímicos (dos quais 7% correspondem a cimento esparítico, sendo o restante ocupado por matriz micrítica) e 27% de aloquímicos, repartidos por 17% de intraclastos e 10% de bioclastos, sendo desta forma classificada como **intrabiomicrito/wackestone a packstone** (fig.III.23A). A componente ortoquímica é constituída por uma matriz micrítica, observando-se, no entanto, cimento esparítico a envolver os bioclastos ou nos espaços disponíveis entre eles. O conteúdo aloquímico é constituído por intraclastos (semelhantes ao observados na amostra anterior) e bioclastos, representados por equinodermes (radíolas de equinídeos), bivalves, foraminíferos, briozoários, serpulídeos e corais solitários.

PR272: A amostra é constituída por 66% de matriz micrítica, 3% de cimento esparítico, 17% de intraclastos e 14% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone a packstone** (fig.III.23B). A fácies é bastante idêntica à anterior, com a componente ortoquímica a ser representada por uma matriz micrítica, estando o cimento esparítico localizado nos bordos de bioclastos ou a revesti-los. A fração aloquímica é composta por intraclastos (semelhantes aos registados nas amostras anteriores) e bioclastos, sendo estes representados por equinodermes, bivalves, ostracodos, foraminíferos, serpulídeos e corais solitários.

PR274-T: A amostra é constituída por 61% de matriz, 5% de cimento esparítico, 20% de intraclastos e 14% de bioclastos, sendo classificada como **intrabiomicrito/wackestone a packstone** (fig.III.23C). A componente ortoquímica é constituída por uma matriz micrítica, sendo possível observar um cimento esparítico que reveste alguns clastos e ocupa localmente os espaços intergranulares. Os intraclastos apresentam uma composição micrítica, ferruginosa, englobando por vezes fragmentos de bioclastos (espículas de esponjas siliciosas, equinodermes e briozoários?), uma cor acastanhada e um tamanho por norma inferior a 500µm. O conteúdo bioclástico é representado maioritariamente por equinodermes (observam-se crinoides e radíolas de equinídeos) e bivalves, observando-se ainda ostracodos, braquiópodes, foraminíferos, corais solitários, briozoários e serpulídeos.

PR277: A amostra é constituída por 69% de matriz, 26% de intraclastos e 5% de bioclastos, sendo classificada como um **intrabiomicrito/wackestone** (fig.III.23D). Regista-se uma diminuição da fração bioclástica e um ganho intraclástico em comparação às amostras anteriores. Os intraclastos presentes apresentam uma composição micrítica, que lhe confere uma cor castanha-acinzentada, uma forma arredondada e um tamanho bastante grande em comparação com o registo nas

amostras anteriores, e que excedem quase sempre os 500µm. A fração bioclástica é composta por bivalves, ostracodos, equinodermes e foraminíferos.

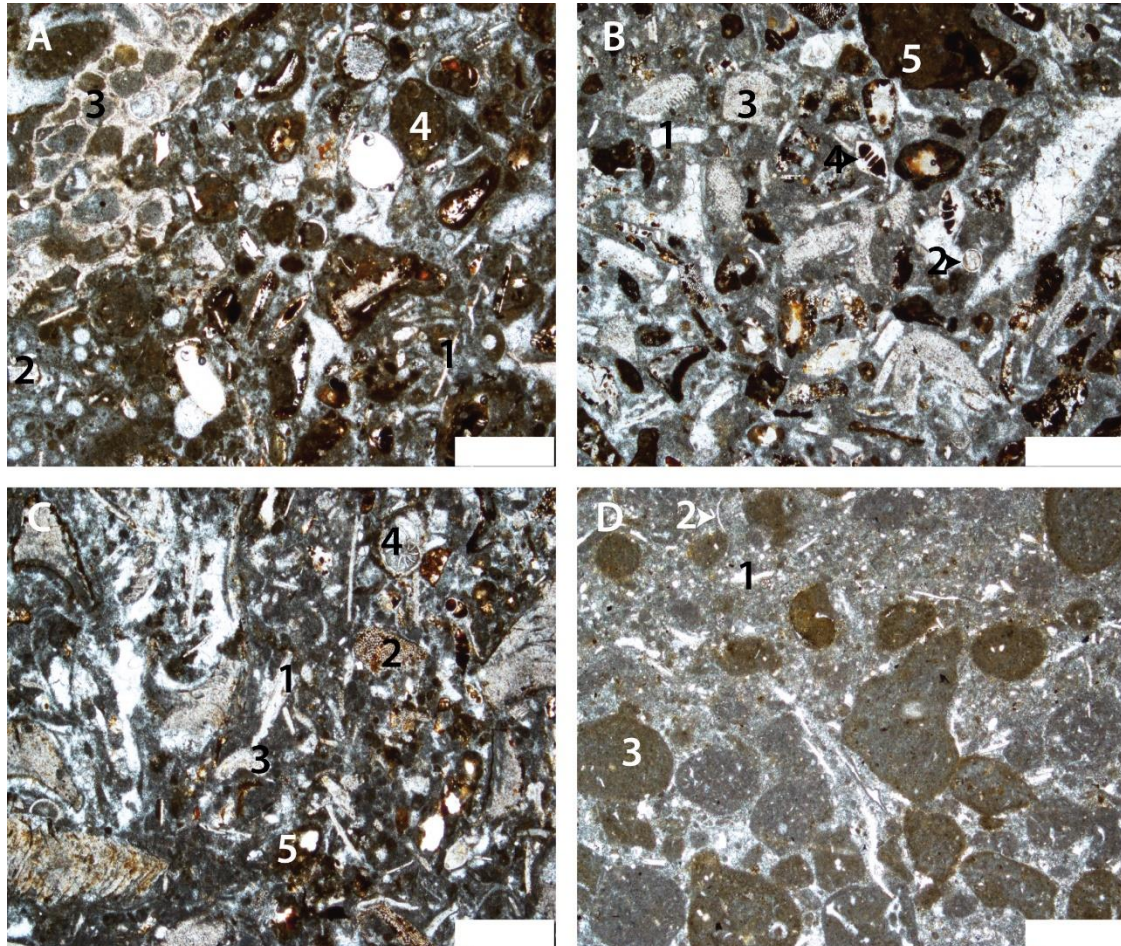


Figura III.23- Fotomicrografias das amostras PR268 a PR277 (luz polarizada), composta exclusivamente por intrabiomicritos (retângulo a branco = 500µm). **A-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), equinodermes (2), serpulídeos (3) e intraclastos (4) (**PR268**); **B-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), microrecristalizações esféricas (2), equinodermes (3), foraminíferos (4) e intraclastos (5) (**PR272**); **C-** Intrabiomicrito/*wackestone a packstone* com bivalves (1), briozoários (2), equinodermes (3), foraminíferos (4) e intraclastos (5) (**PR274T**); **D-** Intrabiomicrito/*wackestone* com bivalves (1), ostracodos (2) e intraclastos (3) (**PR277**).

IV. Discussão

Ao longo deste capítulo serão analisados e interpretados os resultados obtidos das análises de campo e microfaciológica. Pretende-se, assim, sistematizar toda a informação faciológica disponível, de modo a tentar aprimorar a caracterização litostratigráfica da Formação do Prado e a interpretação sequencial previamente estabelecidas para o Toarciano da Bacia Lusitânica (ver, por exemplo, Duarte, 1997, 2007; Duarte *et al.*, 2001, 2004a,b). Dada a particularidade do registo sedimentológico, pretende-se discutir o modelo deposicional evolutivo da sucessão estudada na região de Tomar, comparativamente a outros setores da bacia. Por outro lado, pretende-se estabelecer uma correlação a nível extra-bacinal com os enchimentos carbonatados verificados noutras bacias próximas tetisianas, nomeadamente, Algarve, Cordilheiras Ibérica e Béticas, e bacias marroquinas (Médio e Alto Atlas).

IV.1- Análise microfaciológica e modelo deposicional

A distribuição e evolução das microfácies carbonatadas permitem definir os modelos deposicionais de ambientes de plataforma carbonatada (ver, por exemplo, Ahr, 1973; Wilson, 1975; Read, 1982, 1985; Tucker & Wright, 1990; Burchette & Wright, 1992). Deste modo, a textura e composição aloquímica (intraclastos, oóides, bioclastos e peloides), bem como o tipo da fração biogénica presente (desde corais hermatípicos, algas verdes até foraminíferos planctónicos ou radiolários) permitem inferir as condições deposicionais, tais como o controlo hidrodinâmico (variações energéticas do meio deposicional), nível da coluna de água, oxigenação do meio, entre outros. Permitindo, também, fazer reconstruções paleoambientais e definir a posição das fácies (microfácies) ao longo da bacia sedimentar. 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).

De acordo com os trabalhos anteriores, a tipologia da plataforma carbonatada definida para o Toarciano da BL (bem como para o Sinemuriano superior – Pliensbaquiano) tem sido interpretada como homoclinal, apresentando um declive pouco acentuado, com mergulho segundo a direção NW (Duarte, 1997; 2007; Duarte *et al.*, 2004; Silva *et al.*, 2015, ver subcapítulo I.4). Neste modelo de plataforma carbonatada, definido por Read (1982, 1985), é possível, de acordo com Burchette & Wright (1992), subdividi-la em quatro subambientes (rampa interna, rampa intermédia, rampa externa e bacia), com características sedimentológicas diferenciadas. O setor de Tomar ocupa a sua posição mais proximal, de acordo com os autores acima referidos. Considerando a análise microscópica e microfaciológica detalhada, anteriormente apresentada (ver subcapítulo III.2), é fácil constatar que existe uma grande variabilidade

sedimentológica ao longo dos perfis estudados, acima de tudo, no perfil do Prado. Este registo inclui fácies puramente micríticas a litótipos que se diferenciam pela abundância e diversidade de bioclastos (equinodermes, moluscos, braquiópodes e ostracodos), sendo as amostras do topo deste perfil caracterizadas pelo aparecimento de corais, serpulídeos, briozoários e intraclastos de grandes dimensões ($\geq 700\mu\text{m}$). Como a seguir se demonstra, a variabilidade sedimentológica permite polarizar as microfácies entre um ambiente de rampa intermédia distal (a externa) a rampa intermédia proximal (fig.IV.1).

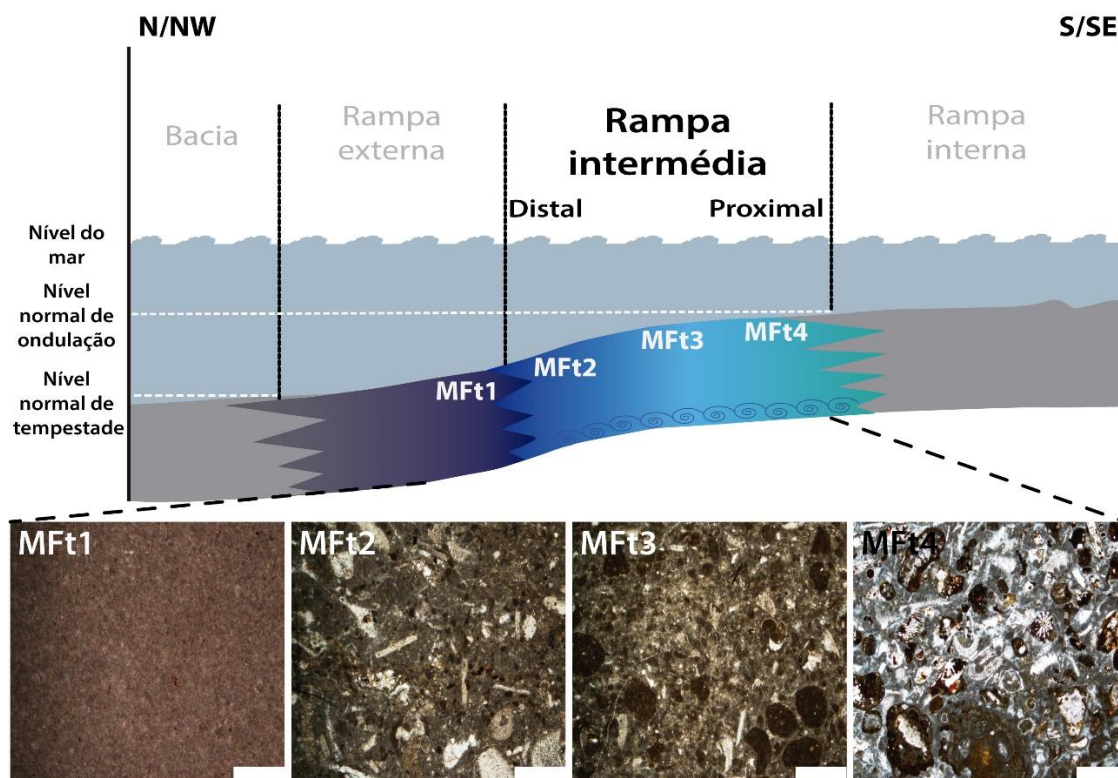


Figura IV.1- Modelo de plataforma carbonatada definida para o Toarciano, da região de Tomar, com identificação dos ambientes deposicionais associados às microfácies identificadas para a Formação do Prado (MFt1 a MFt4): **MFt1-** Micritos e microsparitos, *mudstone*, depositados num regime de rampa externa; **MFt2-** Biomicritos e intrabiomicritos, *wackestone*, depositados num regime mais distal da plataforma intermédia; **MFt3-** Intrabiomicritos, *wackestone*, com predominância intraclástica, depositados num regime mais energético dentro da rampa intermédia; **MFt4-** Intrabiomicritos, *wackestone a packstone*, com menor preponderância de ortoquímicos (onde se inclui um cimento esparítico), e elevado conteúdo aloquímico, onde se destacam a presença de corais solitários (a-hermatípicos) e serpulídeos, indicadores de uma deposição em regime mais proximal dentro da rampa intermédia.

IV.1.1 Tipologia das microfácies

A sistematização da análise microfaciológica permite identificar 4 tipos de microfácies (MFt1 a MFt4), que refletem determinados sub-ambientes deposicionais, permitindo atribuir diferentes enquadramentos ao longo da rampa carbonatada.

IV.1.1.1- MFt1

A primeira microfácies identificada (MFt1) define-se maioritariamente na base do perfil do Prado, e é representada por micritos e microsparitos, com textura *mudstone*. A percentagem matricial é sempre bastante elevada, superior a 95% e a porosidade nula (fig.IV.2). A nível bioclástico estas lâminas apresentam uma percentagem nula ou escassa, representada por raros equinodermes, gastrópodes e bivalves. É ainda frequente o aparecimento de óxidos de ferro.

O domínio de matriz micrítica e a rara componente aloquímica indiciam um ambiente de plataforma externa, com um meio deposicional pouco energético.

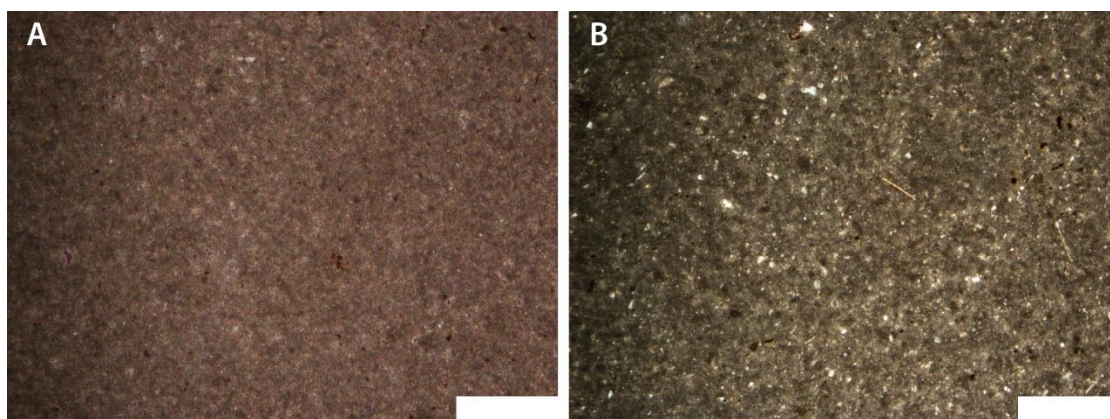


Figura IV.2- Aspectos microfaciológicos de MFt1 (PPL) à escala de 500 μ m (retângulo branco). **A-** Micrito, *mudstone*, constituído essencialmente por matriz micrítica (PR100); **B-** Micrito a microsparito, constituído maioritariamente por matriz micrítica, com pequenas microrecristalizações esféricas dispersas pela amostra (PR113).

IV.1.1.2- MFt2

Na base e na zona intermédia do perfil surge uma outra microfácies (MFt2), representada por biomicritos e intrabiomicritos, com textura de *wackestone* (fig.IV.3). A componente ortoquímica é constituída por matriz micrítica, sendo que ocupa uma parte muito significativa das amostras, com valores na ordem dos 70 a 80%. A fração aloquímica é constituída maioritariamente por bioclastos, registando-se em algumas amostras a presença escassa de intraclastos (por norma não ultrapassa os 5% da amostra). O conteúdo bioclástico é bastante expressivo (com valores entre os 10 e os 24% da amostra) e diverso, sendo representado por equinodermes (onde se distinguem ossículos de crinoides e radíolas de equinídeos), moluscos (gastrópodes e bivalves) e, em menor proporção, por braquiópodes, foraminíferos, ostracodos e microrecristalizações esféricas.

A diminuição da componente matricial e o aumento do conteúdo bioclástico relativamente a MFt1, indiciam um ganho de energia associado a uma diminuição da

coluna de água, estando esta microfácies associada a um ambiente de plataforma intermédia, ainda que num regime mais distal, dada a elevada presença matricial.

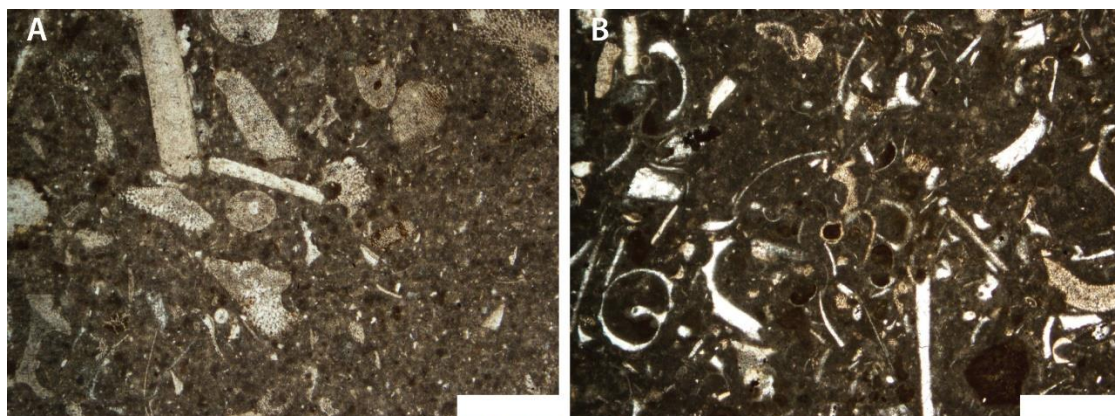


Figura IV.3- Aspeto microfaciológico de MFt2 (PPL) à escala de 500µm (retângulo branco).
A- Biomicrito/*wackestone* com fragmentos de bivalves, foraminíferos e equinodermes (PR118); **B-** Biomicrito, *wackestone* particularmente rico em fragmentos de moluscos (bivalves e gastrópodes), ostracodos, equinodermes e alguns intraclastos (PR127).

IV.1.1.3- MFt3

Surge uma outra microfácies na base e na parte intermédia do perfil (MFt3), representada por intrabiomicritos, com textura de *wackestone* (fig.IV.4).

A componente ortoquímica, constituída por matriz micrítica ronda em quase todas as amostras os 70 a 80%. A principal diferença desta microfácies para a anterior (MFt2) está relacionada com a presença de intraclastos (sempre superior a 10% da amostra), que nesta microfácies são dominantes em comparação aos bioclastos. Estes intraclastos apresentam uma composição bastante semelhante à matriz circundante, apresentando uma cor castanha escura, possivelmente devido à presença de óxidos de ferro, uma forma arredondada a sub-arredondada e um tamanho que parece não ultrapassar os 500µm de diâmetro. A componente bioclástica é bastante variada e semelhante à registada no grupo anterior, embora a presença de gastrópodes não seja tão expressiva.

Esta microfácies estaria associada a um ambiente de plataforma intermédia, caracterizado pela presença mais expressiva de intraclastos.

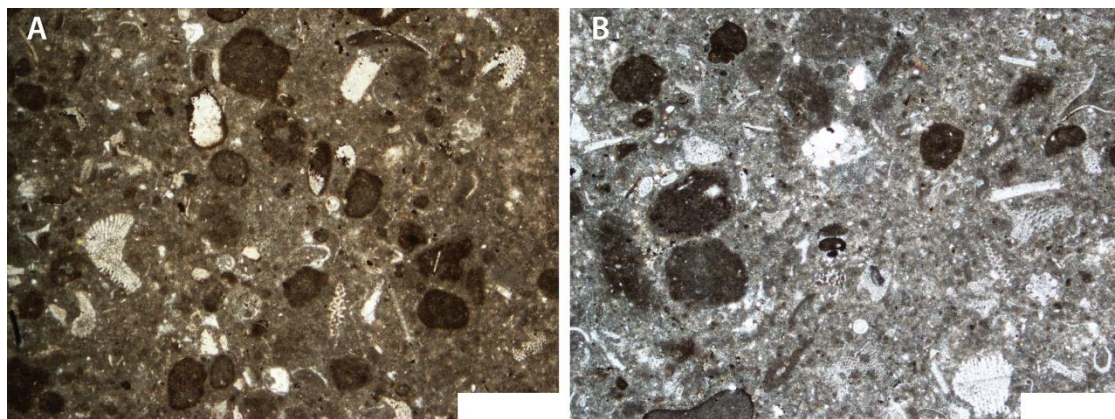


Figura IV.4- Aspeto microfaciológico de MFt3 (PPL) à escala de 500µm (retângulo branco). **A-** Intrabiomicrito, *wackestone* com matriz micrítica, bastantes intraclastos, equinodermes e bivalves (PR145); **B-** Intrabiomicrito, *wackestone* com matriz micrítica, intraclastos, bivalves e equinodermes (PR163).

IV.1.1.4- MFt4

No topo do Perfil do Prado surge uma nova microfácies (MFt4), correspondente a intrabiomicritos, *wackestone* a *packstone* (fig.IV.5). Esta fácies é identificada pela diminuição considerável da componente ortoquímica (pode chegar aos 60% da amostra), que para além da matriz micrítica é representada, localmente, também por um cimento esparítico. Este cimento, nunca superior a cerca de 7% da amostra, ocorre essencialmente nos espaços intergranulares, onde a matriz micrítica foi dissolvida.

A componente aloquímica é representada maioritariamente por intraclastos (em geral > 20% da amostra), de grande dimensão (pode atingir os 700µm), com composição micrítica, de cor castanha escura, e que incluem muitas das vezes no seu interior uma fração bioclástica (frequentemente semelhante ao da matriz da rocha encaixante; é de realçar a ocorrência de espículas de espongiários e de outros bioclastos no seu interior). Na parte superior da sucessão (amostras PR262 a 274-T; ver figs.III.22 e III.23) os intraclastos encontram-se particularmente ferruginizados (fig.IV.5).

Entre os bioclastos, ocorrem fundamentalmente foraminíferos, equinodermes (sobretudo equinóides) e fragmentos de bivalves. No topo da sucessão (amostras PR223 a PR277) surge uma grande e diversa abundância de bioclastos, onde se registam serpulídeos, briozoários e corais solitários (a-hermatípicos), estes últimos particularmente visíveis macroscopicamente.

Deste modo, o decréscimo da percentagem de matriz micrítica associado à presença de cimento esparítico, o aumento do conteúdo aloquímico relacionado com a presença de corais a-hermatípicos e serpulídeos, são indicadores de um meio mais proximal dentro de um regime de plataforma intermédia.

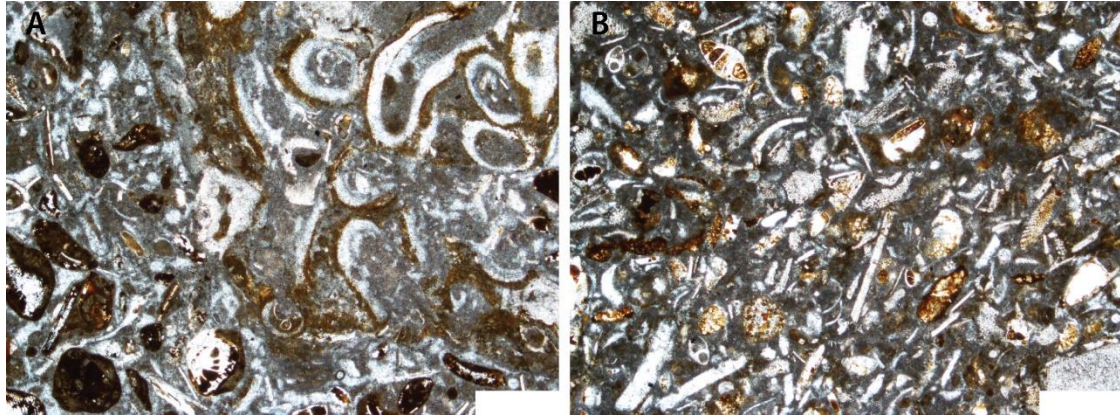


Figura IV.5- Aspeto microfaciológico de MFt4 (PPL) à escala de 500µm (retângulo branco). **A-** Intrabiomicrito, *wackestone a packstone* com matriz micrítica, mas também algum cimento esparítico, situados maioritariamente nos espaços intergranulares, recobrimdo alguns aloquímicos (intraclastos, serpulídeos, foraminíferos, bivalves) (amostra PR268); **B-** Intrabiomicrito, *wackestone a packstone* com intraclastos, bivalves, equinodermes, ostracodos e foraminíferos (PR274).

IV.1.2- Evolução do modelo deposicional no Toarciano de Tomar

Tendo em conta o detalhe e a identificação destes quatro tipos de microfácies, é possível concluir que toda esta sucessão corresponderá a um sistema deposicional carbonatado em regime predominantemente regressivo, associado a uma diminuição do conteúdo ortoquímico e a um conseqüente aumento da componente aloquímica, nomeadamente de fácies bioclásticas e intraclásticas. No entanto, a ocorrência de intraclastos observada logo a partir dos níveis basais da Formação do Prado (amostras PR104, 105 e 108, ver fig.III.16), de forma alternada com fácies mais micríticas (MFt2), comprova períodos esporádicos de maior energia dentro do ambiente de plataforma carbonatada.

A ausência de oóides, corais hermatípicos, algas verdes e fragmentos siliciclásticos, típicos de ambientes de plataforma interna, limita a deposição desta microfácies a um ambiente exclusivamente de plataforma carbonatada intermédia. As microfácies de ambientes mais distais (podendo mesmo atingir a rampa externa) surgem na base do perfil do Prado (MFt1), onde predominam fácies mais micríticas e com conteúdo aloquímico restrito (fig.IV.6). As microfácies referentes a ambiente mais proximal (MFt4), de conseqüente ganho energético e de menor coluna de água são exclusivos do topo da sucessão (fig.IV.6), onde as fácies apresentam um elevado conteúdo aloquímico, maioritariamente intraclástico.

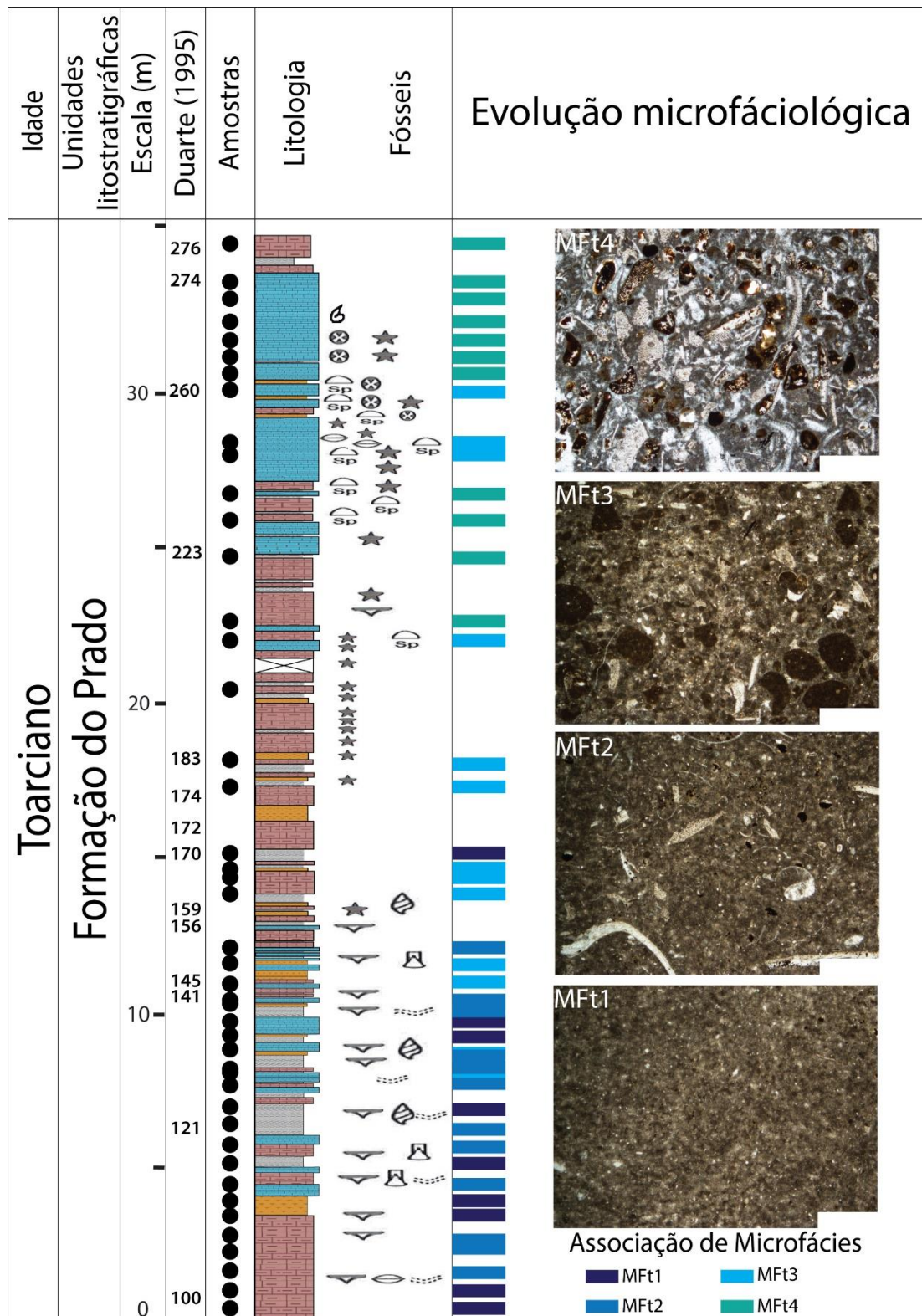


Figura IV.6- Coluna estratigráfica do perfil do Prado ilustrando a evolução microfáciológica ao longo da sucessão das associações de microfácies identificadas (MFt1 a MFt4). As microfácies apresentam as mesmas cores que as observadas na fig.IV.1, remetendo desta forma para os respectivos ambientes deposicionais.

IV.2- Litostratigrafia da Formação do Prado

Pretende-se fazer aqui uma discussão litostratigráfica da Formação do Prado tendo por base o trabalho de formalização de Duarte & Soares (2002). Esta discussão assenta nas análises de campo e no detalhe das macrofácies analisadas no subcapítulo III.1 onde, à semelhança de trabalhos anteriores (unidades MSTT1 a MSTT4 em Duarte 1995,1997), a Formação do Prado subdivide-se, pelo menos, em 5 membros informais (Prado 1 a Prado 5). Esta subdivisão parece apresentar uma correspondência com os 5 membros informais definidos por Duarte & Soares (2002) para a unidade equivalente, a Formação de S. Gião, que tem expressão à escala da bacia, bem como com a Formação de Cabo Carvoeiro, no setor de Peniche (ver figs.I.5 e I.7). Um dos aspetos que diferencia a sucessão litostratigráfica em Tomar, comparativamente à Formação de S. Gião, é a sua raridade em amonites.

IV.2.1- Membro Prado 1

Constitui a extrema base da Formação do Prado, materializado por uma unidade exclusivamente margosa, de cor acastanhada e com cerca de 2 metros de espessura. Devido à sua natureza argilosa, este membro é difícil de ser observado em afloramento, embora, de forma restrita, seja visível nos perfis do Prado, Fonte Quente, e Vale Venteiro, sempre em contacto com a Formação de Lemedede (ver figs.III.1, III.12 e III.14, respetivamente).

Equivalente lateral do primeiro membro da Formação de S. Gião (membro Margo-Calcários com fauna de *Leptaena*), que chega a atingir a espessura máxima de 18 metros no setor de Coimbra (Duarte & Soares, 2002; ver também Duarte *et al.*, 2004a), diferencia-se bastante desta última unidade pelo escasso registo macrofaunístico (apenas raros braquiópodes). Este registo é materializado no setor do Rabaçal por margas decimétricas e calcários margosos centimétricos, com uma organização espacial assimétrica, com ocorrência de pequenos braquiópodes, amonites piritizadas, belemnites e bivalves (Duarte, 1995, 1997, Duarte & Soares, 2002).

Em Peniche este registo corresponde ao membro Cabo Carvoeiro 1, que apresenta uma espessura de cerca de 12,5 metros. A composição é bastante semelhante ao registo sedimentar definido para o primeiro membro da Formação de S. Gião (Duarte, 1995, 1997, Duarte & Soares, 2002).

IV.2.2- Membro Prado 2

É caracterizado pela alternância de calcários micríticos centimétricos, com feição nodulosa, com margas castanhas de espessura milimétrica, com uma componente

macrofaunística bastante escassa (representada apenas por raras amonites), observando-se, no entanto, bastantes exemplares do icnogénero *Thalassinoides*, que confere o aspeto noduloso a esta sucessão (ver figs.III.13 e III.15). Este registo, com uma espessura visível de cerca de 5 metros, é apenas observável no perfil de Fonte Quente e na seção de Casais, apresentando, contudo, uma sucessão bastante descontínua, não se observando as unidades subjacente e sobrejacente. Este registo sedimentar, bastante bioturbado é semelhante ao segundo membro da Formação de S.Gião (“Membro Calcários Nodulosos em Plaquetas”; Duarte & Soares, 2002), que apresenta cerca de 8 metros de espessura no setor do Rabaçal, e ao membro Cabo Carvoeiro 2, com uma espessura de cerca de 24 metros, em Peniche.

IV.2.3- Membro Prado 3

Este membro, observável no perfil do Prado, apresenta uma espessura total de cerca de 15 metros. A base visível da sucessão é materializada por cerca de 5 metros correspondentes aos níveis de calcários micríticos decimétricos, intercalados com margas milimétricas (PR100 a 114; ver fig.III.1). O aspeto macroscópico é bastante semelhante com o encontrado na parte subjacente deste membro (observável nos perfis de Fonte Quente e de Casais), apresentando, no entanto, uma fácies mais calcária e uma macrofauna abundante, composta por braquiópodes, gastrópodes, bivalves e alguns *Thalassinoides* (ver fig.III.3). Segue-se uma sequência francamente margosa (PR115 a 123, com cerca de 7,5 metros de espessura, (ver fig.III.1)) com uma macrofauna abundante, onde se observam bastantes exemplares de braquiópodes (terebratulídeos e rinconelídeos, ver fig.III.4), gastrópodes e *Thalassinoides*. No topo deste membro observa-se um incremento das fácies mais carbonatadas, com um registo fossilífero bastante assinalável e semelhante ao encontrado na base.

A evolução sedimentar deste membro é corroborada a nível microfaciológico, onde se registam fácies micríticas e microsparíticas na base (ver figs.III.16 e III.17) e fácies com maior conteúdo aloquímico (biomicritos e intrabiomicritos) no topo, com um conteúdo bioclástico abundante e diversificado (ver figs.III.18 e III.19).

Equivalente lateral do terceiro membro da Formação de S. Gião (Membro Margas e calcários margosos com *Hildaites* e *Hildoceras*), que apresenta uma espessura máxima cerca de 95 metros em Coimbra (Duarte & Soares, 2002), apresenta uma evolução faciológica semelhante a esta unidade, com a disposição de unidades mais margosas na base e fácies mais carbonatadas no topo. Esta unidade é composta no setor do Rabaçal por alternâncias margo-calcárias, decimétricas a métricas. A macrofauna apresenta uma diferenciação de fácies, sendo composta na base por braquiópodes, no setor intermédio por horizontes com bivalves de conchas de fina,

associados a uma grande componente margosa, e o topo destaca-se pela ocorrência de Hildoceratídeos (Duarte, 1995, 1997; Duarte & Soares, 2002).

O equivalente lateral em Peniche é representado pelo membro Cabo Carvoeiro 3, que apresenta uma espessura de 30 metros, sendo composto por calcários margosos, finamente quartzosos e siltosos, que alternam com margas cinzentas decimétricas. No topo, e tal como mencionado no terceiro membro de S. Gião, regista-se um incremento das fácies micríticas. Apesar do forte grau de bioturbação das fácies (ocorrência de *Chondrites*), os macrofósseis bentónicos são raros, contrariando com as amonites, que ocorrem com alguma frequência (Duarte, 1995,1997; Duarte & Soares, 2002).

IV.2.4- Membro Prado 4

Este membro, com cerca de 18 metros de espessura, é caracterizado por um carácter predominantemente calcário e bioclástico. A base, com cerca de 2,5 metros de espessura, é representada por uma fração margosa, sendo o último registo mais expressivo deste litótipo até ao topo do perfil do Prado (PR168 a 174, ver figs.III.1 e III.5). Sucede-se depois um conjunto de calcários micríticos, ocasionalmente bioclásticos, com uma componente macrofaunística diminuta, representada por crinoides com uma espessura de cerca de 7,5 metros (PR175 a 223; fig.III.1). Destaca-se ainda o aparecimento das primeiras fácies com pigmentação acastanhada, associados à presença de intraclastos (ver fig.III.6). O topo deste membro (PR223 a 274 no perfil do Prado e quase todo o perfil da Póvoa; figs.III.1 e III.9, respetivamente), com cerca de 8 metros de espessura, é materializado pela predominância de calcários bioclásticos (ver fig.III.7), com níveis onde se regista uma macrofauna bastante expressiva, onde se destaca a presença de fragmentos (intraclastos) de esponjas siliciosas e de corais solitários (ver figs.III.8 e III.11). Com exceção da base (onde se observa o último registo de fácies micríticas, PR170; ver fig.III.20) este membro é caracterizado pelo predomínio de intrabiomicritos, com uma componente aloquímica elevada. Os intraclastos observados diferem dos encontrados nas amostras da base do perfil do Prado devido ao aparecimento de frequentes espículas de esponjas siliciosas no seu interior. O conteúdo bioclástico apresenta uma grande diversidade, onde se destaca no topo deste membro o aparecimento de briozoários, serpulídeos e corais solitários.

Equivalente lateral do membro Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários da Formação de S. Gião, com uma espessura máxima de 43 metros no Rabaçal (Duarte & Soares, 2002), diferencia-se desta unidade devido à ausência de bioconstruções de espongiários (característica que individualiza esta

unidade) e ao predomínio de fácies carbonatadas e bioclásticas, em contraste com as fácies margo-calcárias, aflorantes neste setor (Duarte, 1997; Duarte *et al.*, 2001; Duarte & Soares, 2002).

Em Peniche, esta unidade é equivalente ao membro Cabo Carvoeiro 4, com uma espessura de 54 metros, que se inicia com a deposição de uma série espessa de calcários oolíticos e peloidais, progressivamente mais grosseiros (granocrescentes), mais espessos (estratocrescentes) e gresosos para o topo. A macrofauna é bastante restrita, ocorrendo apenas alguns exemplares de amonites (com menor frequência para o topo) sendo ainda possível observar, embora de forma circunscrita, níveis com braquiópodes e artículos de crinoides, e ainda os icnogéneros *Zoophycos* e *Skolithos*.

IV.2.5- Membro Prado 5

Este membro, com cerca de 2 metros de espessura, é representado pelos últimos níveis observados nos perfis do Prado e da Póvoa, composto por intercalações de calcários micríticos e pequenas unidades margosas. No entanto só é possível observar a base deste membro, dada o carácter descontínuo de ambos os perfis e a ausência de afloramentos que tenham continuidade estratigráfica.

Esta unidade é equivalente lateral do membro Margas e margas calcárias com braquiópodes, da Formação de S. Gião e do membro Cabo Carvoeiro 5 (Duarte & Soares, 2002), apresentando algumas semelhanças com estas unidades dado o carácter mais margoso e micrítico registado na base destas unidades.

IV.3- Evolução sequencial da sucessão estratigráfica e comparação com os restantes setores da Bacia Lusitânica

Tendo por base o ciclo sedimentar de 1ª ordem que caracteriza o enchimento do Triásico Superior – Caloviano da Bacia Lusitânica (Wilson, 1988; Soares *et al.*, 1993), têm sido vários os trabalhos relativos à interpretação sequencial deste intervalo. Concretamente, e no que diz respeito à evolução de 2ª ordem (baseado em Vail *et al.*, 1991; Jacquín & Graciansky, 1998), destacam-se os esquemas sequenciais propostos por Soares *et al.* (1993) e de Azerêdo *et al.* (2003, 2014) que, apesar da diferença de nomenclatura, assentam ambos, sensivelmente, no reconhecimento das mesmas discontinuidades (ou limites de sequência). Neste contexto sequencial de 2ª ordem (ou ciclos de fácies transgressivos-regressivos de 2ª ordem; ver Jacquín & De Graciansky, 1998), a sedimentação toarciana tem sido incluída na Sequência ST, datada entre a extrema base do Toarciano inferior e o Aaleniano inferior (Duarte *et al.*, 2004a,b; Duarte,

2007). Esta sequência de 2ª ordem tem sido subdividida em 4 sequências de 3ª ordem, delimitadas por descontinuidades com valor regional (Duarte *et al.*, 2001, 2004a,b).

Neste tópico é efetuada uma discussão sobre a evolução sedimentar da Formação do Prado, tomando como base a análise sequencial definida anteriormente para o Toarciano, e comparando estas sucessões com os registos nos restantes sectores de referência da Bacia Lusitânica (ver referências acima citadas). Desta forma, são definidas duas escalas de sequências (2ª e 3ª ordem; segundo Vail *et al.*, 1991), que têm a sua correspondência no esquema de Jacquin & De Graciansky (1998).

IV.3.1- Quadro sequencial de 2ª ordem ST

As secções observadas na região de Tomar estão incluídas numa sequência de 2ª ordem designada por ST (Duarte *et al.*, 2004a,b; Duarte, 2007), abrangendo toda a Formação do Prado, não se observando, contudo, a sua parte superior. A base da sequência ST corresponde a um abrupto evento de inundação (fig.IV.7), representado por uma acumulação margosa em toda a bacia que, apesar da diminuta espessura, é particularmente visível nos perfis do Prado, Fonte Quente e Vale Venteiro, sobrepondo-se à Formação de Lemedo (ver figs.III.1, III.12 e III.14, respetivamente). À semelhança dos restantes setores da bacia, e apesar da deficiente observação e ausência de marcadores temporais, verifica-se na região de Tomar uma mudança sedimentar muito marcante, entre o pequeno pacote margoso basal da Formação do Prado (membro Prado 1) e a unidade de calcários nodulosos em plaquetas, que de forma muito restrita se observa na região em estudo (membro Prado 2). Esta mudança sedimentar repentina, estratonómica e faciológica, registada em toda a bacia na passagem entre as Biozonas Polymorphum e Levisoni, tem sido associada a importante atividade tectónica (ver, Duarte & Soares, 1993; Duarte, 1995, 1997; Kullberg *et al.*, 2001; Duarte *et al.*, 2004a,b). À semelhança do que ocorre nos restantes setores da bacia, a porção mais margosa e carbonatada fina acima do membro Prado 2 (unidades PR111 a 123, membro Prado 3; fig.IV.7) parece associar-se ao pico de transgressão desta sequência de 2ª ordem toarciana, datado do final do Toarciano inferior (Duarte, 2003, 2004a,b). A sucessão carbonatada que se segue, desde o Toarciano médio à base do Aaleniano, é composta por calcários bioclásticos e fossilíferos correspondentes a uma clara tendência regressiva (fig.IV.7).

Esta sequência toarciana de 2ª ordem é subdividida em 4 sequências deposicionais de 3ª ordem (ST1 a ST4), cada uma marcada por descontinuidades regionais isócronas (SBT-SBT4; DT1-DT4 em Duarte,1997), que permitem inferir as idades das sequências toarcianas (fig.IV.7)

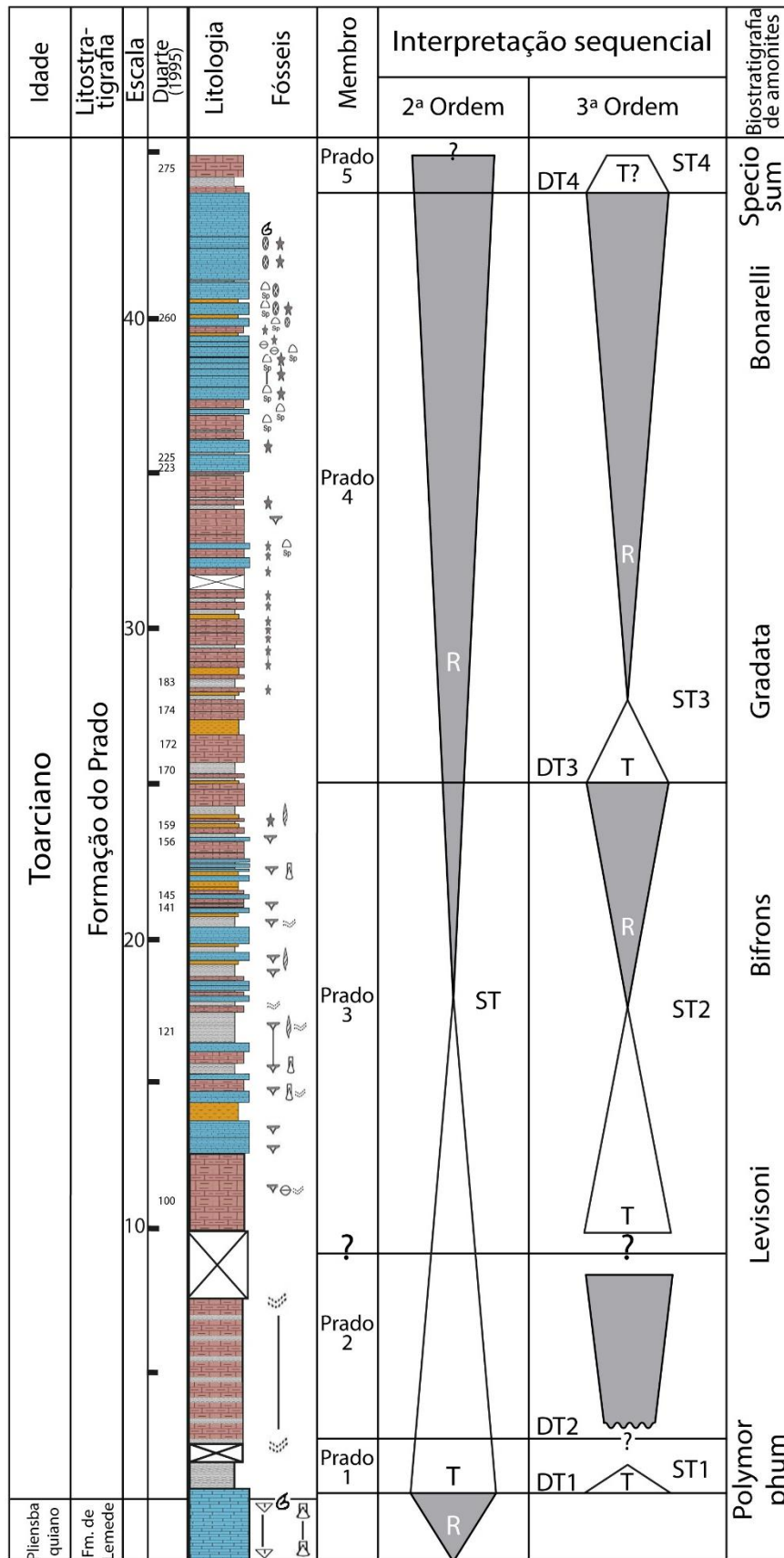


Figura IV.7- Log estratigráfico e sequencial do Toarciano para o setor de Tomar, tendo como base a identificação das seqüências toarcianas identificadas para a BL. T- Ciclo transgressivo; R- Ciclo regressivo. As interrogações correspondem a zonas onde não se observa o registo sedimentar.

Estes ciclos, identificadas no setor de Tomar na figura acima (IV.7), são depois correlacionados à escala da bacia, comparando as sequências de 3ª ordem interpretadas para o setor de Tomar, com as do setor do Rabaçal e de Peniche (fig.IV.8). São ainda apresentadas alguns ambientes e morfologias sedimentares característicos para cada setor, e que permitem uma evolução paleoambiental.

Cronostratigrafia	Biostratigrafia de amonites	Setor de Tomar (neste trabalho)		Setor do Rabaçal (Duarte, 1995, 1997)		Setor de Peniche (Duarte, 1995,1997)		
		Ciclos de 3ª Ordem	Ambiente/Morfologia sedimentar	Ciclos de 3ª Ordem	Ambiente/Morfologia sedimentar	Ciclos de 3ª Ordem	Ambiente/Morfologia sedimentar	
Jurássico Inferior Toarciano	Superior	Speciosum						
		Bonarelli		Rampa intermédia proximal Corais solitários		Rampa externa Esponjas siliciosas		Leque submarino externo Fácies oolíticas
	Médio	Gradata		Aumento da inclinação da rampa Aprofundamento da bacia		Aumento da inclinação da rampa Aprofundamento da bacia		Aumento da inclinação da rampa Aprofundamento da bacia
		Bifrons		Shallowing upward Pico de máxima inundação		Shallowing upward Pico de máxima inundação		Shallowing upward Pico de máxima inundação
	Inferior	Levisoni		Plataforma rasa		Plataforma rasa		T-EOA Correntes turbidíticas
		Polymorphum		Aprofundamento da bacia		Aprofundamento da bacia		Aprofundamento da bacia

Figura IV.8- Quadro sequencial com identificação das várias sequências toarcianas e eventos deposicionais nos diferentes setores de referência da BL (Tomar, Peniche e Rabaçal). T- Ciclo transgressivo; R- Ciclo regressivo. As interrogações correspondem a zonas onde não se observa o registo sedimentar.

IV.3.1.1- Sequência ST1 (Biozona Polymorphum)

A descontinuidade DT1 (datada da Biozona Polymorphum; Duarte 1995,1997; fig.IV.7) é particularmente bem observável em Tomar (ver figs. III.1, III.12 e III.14), através de uma superfície de *hardground*, resultante de uma clara condensação ou mesmo paragem na sedimentação. Esta superfície de descontinuidade está associada a um evento transgressivo, que resulta na deposição do (membro Prado 1).

Apesar da fase de inundação ocorrida nesta sequência, e das taxas muito baixas de sedimentação, as condições deposicionais nos três setores em análise mostram uma

grande variação na espessura desta sequência, com grande condensação na parte mais proximal (Duarte, 1997; fig.IV.8).

IV.3.1.2- Sequência ST2 (Biozonas Levisoni a Bifrons)

A descontinuidade DT2 (datada da Biozona Polymorphum-Levisoni; Duarte 1995,1997) não é observável em Tomar (fig.IV.7), pressupondo-se que corresponda à transição entre os membros Prado 1 e Prado 2.

Esta sequência, que totaliza cerca de 23 metros de espessura em Tomar (fig.IV.7), inicia-se com a deposição do membro Prado 2. Estas fácies nodulosas apresentam noutros setores da bacia características tempestítico-turbidíticas, típicas de um ambiente de plataforma raso (Duarte, 1997), associado a uma importante descida do nível do mar, devido à reativação de falhas meridionais e submeridionais (Soares *et al.*, 1993; Duarte, 1997). O setor de Peniche apresenta também características turbidíticas, estando, no entanto, associado a um soerguimento do Bloco Hercínico da Berlengas, comprovado pelo aparecimento de *groove casts* e pela deposição de material siliciclástico (Hallam, 1971; Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1995, 1997).

Embora a sucessão sobrejacente a esta não seja observável, a sedimentação micrítica (MFt1) e levemente margosa que se sobrepõe (base do membro Prado 3) parece corresponder a uma fase de rápido aprofundamento do meio deposicional, generalizado a todos os setores da BL e coincidente com o pico de máxima transgressão da sequência ST (Duarte, 1995,1997; Duarte *et al.*, 2007). Esta série é depois sobreposta por um pacote sedimentar predominantemente carbonatado, composta por fácies mais bioclásticas (biomicritos e intrabiomicritos, MFt2 e MFt3) (setor intermédio e topo do membro Prado 3), prográdacional, associado a uma evolução de *shallowing-upward* (Duarte, 1995, 1997; Duarte *et al.*, 2007; fig.IV.8).

IV.3.1.3- Sequência ST3 (Biozonas Bifrons - Bonarelli/Speciosum)

No setor de Tomar, a descontinuidade DT3 (Intra Bifrons, 1995, 1997, fig.IV.9) corresponde a uma mudança no registo sedimentar, resultante de uma fase de aprofundamento do meio marinho (fig.IV.7). Esta mudança sedimentar é observada na base do membro Prado 4 (PR168 a 174; ver fig.III.5), e representada por um enchimento sedimentar maioritariamente margoso (onde se regista a última amostra micrítica da sucessão, PR170), associado a um aumento do espaço de acomodação, e generalizado para todos os setores da BL.



Figura IV.9- Descontinuidade DT3 (a tracejado) que marca a transição entre as unidades calcárias do topo da sequência ST2 e a base margosa da sequência ST3 (limite entre os membros Prado 3 e Prado 4).

Esta sequência (com cerca de 18 metros de espessura), materializada em Tomar pela totalidade do membro Prado 4 assume depois uma tendência claramente regressiva (bem marcante neste setor), caracterizada pelo carácter predominantemente calcário e bioclástico, associado a uma diminuição da coluna de água e consequente ganho energético do meio deposicional. Tal como foi observado anteriormente, o topo desta sequência exhibe características de uma plataforma carbonatada intermédia proximal (nunca apresenta tipologias de rampa interna) comprovada pelas fácies bastante bioclásticas, disposta de forma caótica, assemelhando-se por vezes a fácies tempestíticas, e pelo aparecimento de corais solitários. A tendência regressiva desta sequência carbonatada é corroborada ao nível das microfácies (MFt3 e MFt4), onde se observa uma diminuição da componente ortoquímica (pontualmente constituída por cimento esparítico) e o aumento do carácter intraclástico (intraclastos de grandes dimensões, que contêm por vezes espículas de esponjas siliciosas no seu interior) e bioclástico (aparecimento de formas peri-recifais, tais como corais solitários, serpulídeos e briozoários).

Em Peniche, esta fase regressiva corresponde a uma sucessão oolítica, associado a uma evolução do leque submarino de hemipelágico para externo (Wright & Wilson, 1984). Os fenómenos de ressedimentação sugerem que, acima do bloco ígneo das Berlengas, se desenvolveu uma plataforma carbonatada pouco profunda (Wright & Wilson, 1984). No setor do Rabaçal, de plataforma mais distal, esta evolução sedimentar regista um carácter margo-calcário, com presença de bioconstruções de esponjas

siliciosas, associado a ambientes pouco energéticos e a baixas taxas de sedimentação, restringindo-se assim a ambientes mais distais (externos) da plataforma carbonatada (Duarte *et al.*, 2001). As fácies intraclásticas com fragmentos de esponjas siliciosas observadas em Tomar terão, necessariamente, uma ligação com as fácies que se desenvolvem na rampa em posições mais distais. O desenvolvimento destas bioconstruções e de estruturas sindeposicionais nos setores orientais e a sua tendência decrescente (quantidade e expressão volumétrica) observada em direção a oeste, indiciam uma mudança na morfologia homoclinal da rampa carbonatada, com um aumento da inclinação da mesma (Duarte, 1995,1997; Duarte *et al.*, 2001; fig.IV.8).

IV.3.1.4- Base da sequência ST4

A base desta sequência, que não apresenta mais de 2 metros de espessura, é representada pelos últimos níveis dos perfis do Prado e da Póvoa (membro Prado 5, fig.IV.7) composta por calcários micríticos e pequenas unidades margosas. No perfil do Prado é bem visível a descontinuidade DT4 (Bonarelli/Speciosum; Duarte, 1995, 1997) que marca a transição entre o topo calcário e bioclástico de ST3 e a base tendencialmente mais micrítica e margosa de ST4, tal como observado na figura IV.10. Esta descontinuidade, bem observável em todos os setores da bacia, mostra uma mudança no estilo deposicional, associado a uma fase de aprofundamento e a um aumento do espaço de acomodação, que potenciou uma sedimentação particularmente margosa (Duarte 1995, 1997; fig.IV.8), observável na base do membro Margas e margas calcários com braquiópodes da Formação de S. Gião e do membro Cabo Carvoeiro 5 (Duarte & Soares, 2002).

A ausência de afloramentos contínuos, representativos desta sequência em Tomar, não permite configurar a evolução sedimentar do topo deste ciclo, bem como a descontinuidade que marca o fim desta sequência, datada para a generalidade da bacia da Biozona Opalinum (Duarte, 1997; Duarte & Henriques, 2001; DA1 em Duarte *et al.*, 2001).



Figura IV.10- Descontinuidade (DT4) que marca a transição entre o topo calcário, bioclástico e fóssilífero da sequência ST3 e as unidades mais margosas da sequência ST4 (limite entre os membros Prado 4 e Prado 5).

IV.4- Comparação sequencial à escala tetisiana

A Bacia Lusitânica mostra uma localização preferencial no contexto paleogeográfico do Jurássico, entre os setores peri-Atlântico e tetisiano (Thierry *et al.*, 2000; fig.IV.11). Neste contexto, importa fazer uma breve comparação da evolução sequencial toarciana entre o enchimento desta bacia e as bacias mais próximas do Algarve, as Cadeias Ibéricas e Béticas, em Espanha e o Médio e Alto Atlas, em Marrocos. Através da observação da figura IV.11, constata-se que estas bacias se desenvolveram em posições epicontinentais, embora naturalmente diferenciadas pelos respetivos enquadramentos tectónicos [ver, por exemplo, Wilson (1988), Soares *et al.* (1993), Duarte (1997, 2007), Azerêdo *et al.* (2003, 2014), Duarte *et al.* (2004a,b), Kullberg *et al.* (2014a,b) para a Bacia Lusitânica; Rocha (1976), Terrinha *et al.* (2002), Vaz (2016) para a Bacia do Algarve; Gómez *et al.* (2005, 2008) para a Cadeia Ibérica; Ruiz-Ortiz *et al.* (1989, 2004), O'Dogherty *et al.* (2000), Aurell *et al.* (2003) para a Cadeia Bética; Bassoulet *et al.* (1991), Bejjaji *et al.* (2010), Reolid *et al.* (2015) para o Médio Atlas; Addi *et al.* (1998), Sadki (1992), Ettaki *et al.* (2000, 2005), Addi & Chafiki (2013) para o Alto Atlas].

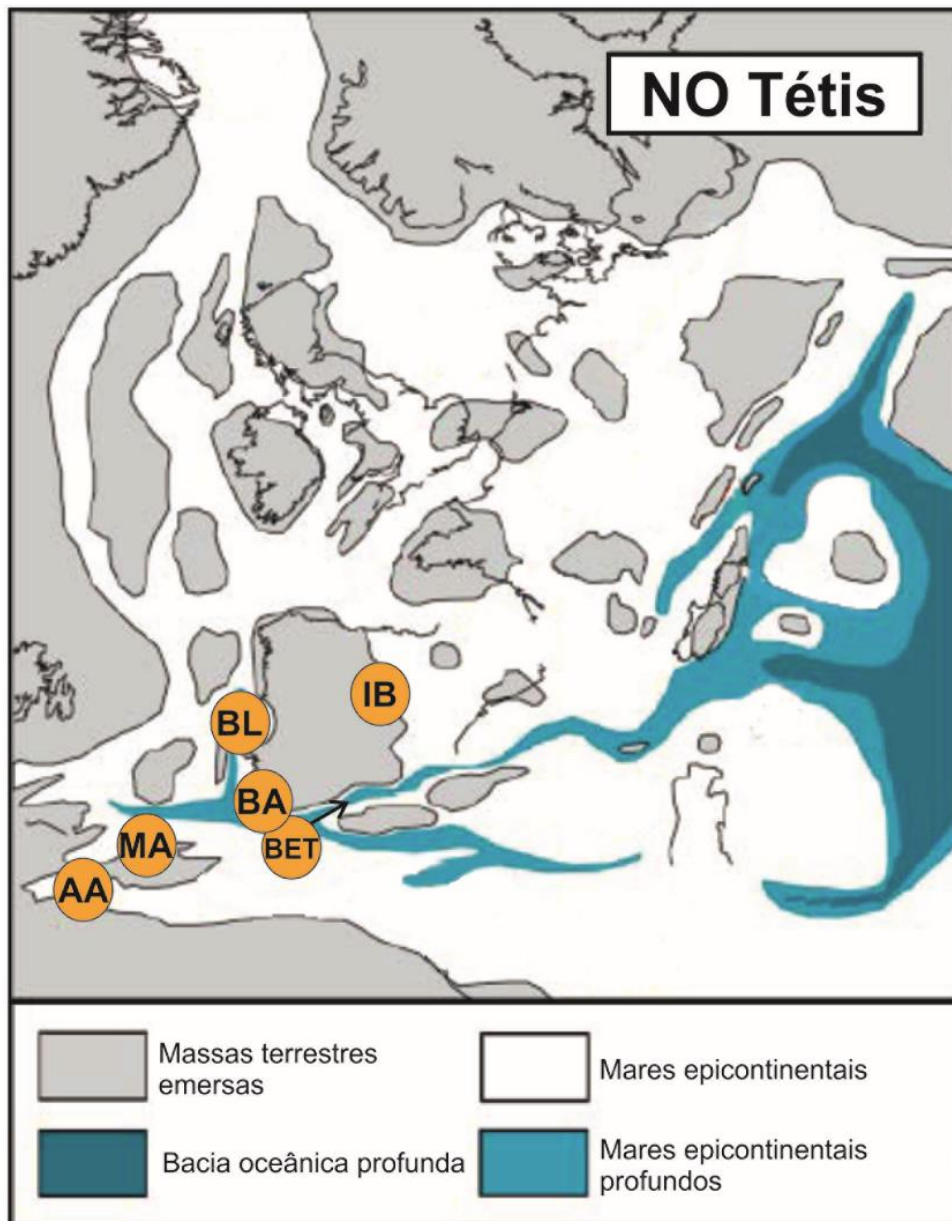


Figura IV.11- Mapa paleogeográfico do setor noroeste tetisiano. BL- Bacia Lusitânica; BA- Bacia do Algarve; IB- Cadeia Ibérica; BET- Cadeia Bética; MA- Médio Atlas; AA- Alto Atlas. Mapa modificado de Thierry *et al.* (2000), em Dera *et al.* (2010).

Os enchimentos destas bacias são comparados a nível sequencial (2ª ordem, ciclos transgressivos-regressivos), e correlacionadas com as sequências globais tetisianas e boreais, estabelecidas por Hardenbol *et al.* (1998) e com as curvas eustáticas de longo termo de Haq (2018) (fig.IV.12).

concordante com a definição sequencial proposta para as bacias europeias mais boreais (ver Hardenbol *et al.*, 1998; fig.IV.8 e IV.12). O pico de máxima inundação, associado segundo Hardenbol *et al.* (1998), ao setor tetisiano, é apenas similar ao das Cadeias Ibérica e Bética. Nas bacias marroquinas (Médio e Alto Atlas) este máximo de inundação regista-se na Biozona Gradata. Conclui-se desta forma que a subida do nível do mar, observada na curva eustática de Haq (2018) não terá sido contemporânea a todas as bacias tetisianas.

Embora as sequências não sejam is cronicas, no setor do Prado e na Cadeia Ibérica, a evolução sedimentar registada neste último setor, apresenta uma fácies bastante similar   apresentada no setor do Prado. A Forma o de Turmiel (representativa deste ciclo) apresenta na sua base alternâncias de margas e calcários micríticos (semelhante aos membros Prado 1 e   base de Prado 2), associados a ambientes de plataforma rasa (Gómez & Goy, 2000, 2005). Esta sequência apresenta depois um registo mais margoso, com intercalações margo-calcários de margas e calcários, tornando-se mais calcários para o topo (evolução sedimentar semelhante ao membro Prado 3).

Na Bacia do Algarve não se observam depósitos do Toarciano médio a superior, sendo a Biozona Levisoni o nível mais recente do Toarciano em todo o Algarve (Rocha, 1976), devido a um episódio de origem tect nica (ver, por exemplo, Terrinha *et al.*, 2002; Ramos *et al.*, 2016), que causou um soerguimento da bacia.

No topo da Biozona Levisoni (para a BL), da Biozona Bifrons (para as Cadeias Ibérica e Bética) e da Biozona Gradata (Médio e Alto Atlas) inicia-se um ciclo regressivo, associado a uma descida do nível médio do mar, coerente com a curva eustática de longo termo de Haq (2018). O topo deste ciclo regressivo, não observável no setor de Tomar, é datado para todas estas bacias mediterrâneas do Aaleniano (incluindo os restantes setores da BL; Duarte, 2007) (fig.IV.8 e IV.12). Na Cadeia Ibérica esta sequência regressiva, associada a um ambiente de plataforma carbonatada mais restrita (proximal)   composta por fácies carbonatadas, por vezes bioclásticas da Forma o de Casinos (Gómez & Goy, 2005), bastante semelhantes às fácies observadas no membro Prado 4.

V. Considerações finais

Em termos de conclusão, o presente trabalho teve como principal objetivo uma análise microfaciológica e estratigráfica (essencialmente litostratigráfica e sequencial) da sucessão carbonatada toarciana aflorante na região de Tomar, setor sudeste da BL (Portugal). Este setor muito particular da bacia, em termos do seu contexto sedimentar e deposicional ocorrido durante o Jurássico, não tem sido sujeito a muitos estudos. Tendo como base de trabalho a Formação do Prado, unidade exclusiva deste setor da bacia, o estudo microfaciológico realizado através da observação de 46 lâminas delgadas pertencentes a esta unidade no seu perfil-tipo (perfil do Prado), permitiu a identificação de 4 tipos principais de microfácies (MFt1 a MFt4). Esta tipologia resulta da associação de características texturais e composicionais diferenciadas, pertencentes a diferentes porções da plataforma carbonatada homoclinal, definida para o Toarciano da BL. Desta forma, as microfácies são:

MFt1- representada por micritos e microsparitos, *mudstone*, pertencentes a um ambiente de rampa externa;

MFt2- composta por biomicritos e raros intrabiomicritos, *wackestone*, com maior preponderância do conteúdo bioclástico, pertencentes a um ambiente de rampa intermédia distal;

MFt3- constituída por intrabiomicritos, *wackestone*, com a componente aloquímica dominante em intraclastos, a um ambiente de plataforma intermédia;

MFt4- composta por intrabiomicritos, *wackestone* a *packstone*, com grande redução do conteúdo ortoquímico (observando-se por vezes cimento esparítico) e aumento do conteúdo aloquímico, com intraclastos de grande dimensão e diversidade de bioclastos (onde se destacam corais, serpulídeos e briozoários). Esta microfácies é associada a uma plataforma intermédia proximal.

Da análise litostratigráfica dos perfis do Prado e da Póvoa, e de várias secções complementares, resultou uma subdivisão informal da Formação do Prado em 5 membros (Prado 1 a 5), comparáveis com as unidades equivalentes das formações de S. Gião e de Cabo Carvoeiro, aflorantes noutros setores da bacia. Estes membros são assim definidos, de forma sucinta:

Membro Prado 1- constitui a extrema base da Formação do Prado, apresentando uma composição exclusivamente margosa (2 metros de espessura);

Membro Prado 2- composto por alternâncias de calcários centimétricos com margas milimétricas, com abundantes *Thalassinoides*, que conferem um aspeto noduloso a esta unidade. Apesar de apresentar um registo visível de 5 metros de espessura, é possível que este membro tenha uma espessura máximo à volta dos 7 a 8 metros;

Membro Prado 3- apresenta uma sucessão micrítica e margosa na base e fácies carbonatadas no topo, com abundante macrofauna ao longo de todo o membro. Com espessura observável de 15 metros (ausência da base), é possível que a espessura máxima possa atingir um valor próximo dos 18 metros;

Membro Prado 4- à exceção de uma pequena porção margosa na sua base, apresenta uma fácies carbonatada, bioclástica, destacando-se no topo deste membro o aparecimento de corais solitários. Totaliza uma espessura de 20 metros de espessura;

Base do Membro Prado 5- apresenta um pequeno registo micrítico e margoso, que se resume a 2 metros de espessura visível. Este facto limitou o registo do topo deste membro.

Em termos da análise sequencial, e à semelhança dos esquemas de evolução sequencial definidos para os restantes setores da bacia, a Formação do Prado está inserida numa sequência de 2ª Ordem (ST; transgressivo-regressivo), subdividindo-se em 4 sequências menores (sequências de 3ª ordem, ST1 a ST4). Apesar da falta de argumentos biostratigráficos (raridade em amonoides), as descontinuidades que delimitam estas sequências observadas na região de Tomar, poderão ser isócronas às evidenciadas e bem datadas nas restantes porções da BL. Definem-se, desta forma:

Sequência ST1- corresponde a uma sequência transgressiva, associada a um aprofundamento do meio deposicional e observável nos perfis de Fonte Quente, Prado e Vale Venteiro (datada da Biozona Polymorphum);

Sequência ST2- inicia-se com uma fase regressiva, associado a um ambiente de plataforma rasa, observável nos perfis de Fonte Quente e Casais. Segue-se uma fase transgressiva (correspondente ao pico de máxima transgressão da sequência ST) materializada por uma sedimentação margosa, bem visível na base do perfil do Prado a que se sobrepõem fácies carbonatadas, associadas a um novo ciclo regressivo (datada da Biozona Levisoni a Bifrons);

Sequência ST3- inicia-se com uma fase transgressiva, materializada por um registo margoso pouco expressivo. Sucede-se um ciclo regressivo, bem visível nos perfis do Prado e da Póvoa, materializado por uma fácies carbonatada e bioclástica, com abundante macrofauna no topo (datada da Biozona Bifrons à transição das Biozonas Bonarelli/Speciosum);

Base da sequência ST4- associada a uma fase transgressiva, apresenta um registo micrítico e margoso, observável no topo dos perfis do Prado e da Póvoa. Observa-se apenas a parte basal desta sequência. Dada a ausência de afloramentos que contemplem um registo contínuo, só se observa o registo basal desta sequência, datado da transição entre as Biozonas Bonarelli/Speciosum.

As sequências identificadas para o setor de Tomar foram depois comparadas a uma escala tetisiana, com várias bacias proximais, e ainda com as sequências definidas por Hardenbol *et al.* (1998) e com as curvas eustáticas de Haq (2018). Esta correlação permitiu encontrar algumas semelhanças sequenciais entre o setor de Tomar e as Cadeias Ibéricas e Béticas, correlacionáveis ainda com as sequências globais definidas por Hardenbol (1998) e com as oscilações de longo termo dos níveis eustáticos (Haq, 2018).

A realização deste trabalho trouxe um conhecimento atualizado sobre o setor de Tomar, demonstrando pormenorizadamente as características litológicas e microfaciológicas da Formação do Prado. Dado o carácter descontínuo da base e do topo da Formação do Prado, a pesquisa por afloramentos que permitissem preencher as lacunas existentes neste registo seria um dos possíveis trabalhos futuros. De forma a aprimorar o controlo biostratigráfico, propõem-se estudos micropaleontológicos, dada a escassez de amonoides.

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., Chellaï, 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 the shelf model.
- Alméras, Y., Mouterde, R., Benest, M. & Bassoullet, J. P. 1997. Biodiversité et stratégie A: l'exemple des brachiopodes toarciens de la rampe carbonatée de Tomar (Portugal). **Geobios**, 30, 113-119.
- Alves, T. M., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. 2002. Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). **Marine and Petroleum Geology**, 19(6), 727-754.
- Alves, T. M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J. H. & Pinheiro, L. M. 2006. Mesozoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin. **AAPG Bulletin**, 90(1), 31-60.
- Andrade, B. 2006. Los braquiópodos del tránsito Jurásico Inferior – Jurásico Medio de la Cuenca Lusitánica (Portugal). Col. **Paleontología** 56, 5-194, Madrid.
- Aurell, M., Robles, S., Bádenas, B., Rosales, I., Quesada, S., Meléndez, G. & García-Ramos, J. C. 2003. Transgressive–regressive cycles and Jurassic palaeogeography of northeast Iberia. **Sedimentary Geology**, 162(3-4), 239-271.
- Azerêdo, A. C. 1993. Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia. Unpublished Ph. D. Thesis, Universidade de Lisboa, Portugal.
- Azerêdo, A. C. 1998. Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West-Central Portugal. In: V.P. Wright, T. Burchette, (Eds). Carbonate Ramps. **Geological Society of London**, Special Publication 149, 281-314.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L.V., Henriques, M.H. & Manuppella, G. 2003. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. Cadernos de Geologia de Portugal. **Instituto Geológico e Mineiro**, Lisboa, 43 p.
- 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). **Comunicações Geológicas**, 101 (Especial I), 383-386.
- Azerêdo, A. C., Silva, R. L., Duarte, L. V. & Cabral, M. C. 2010. Subtidal stromatolites from the Sinemurian of the Lusitanian Basin (Portugal). **Facies**, 56, 211-230.
- 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.
- Bailleau, M. 1965. Étude géologique dans la région de Tomar (Province de Ribatejo – Portugal). Dipl. D'Ét. Sup., Université de Lyon, 128p.

- Bassoullet, J. P., Lachkar, G., Baudin, F., Benshili, K., Blanc, P., Boutakiout, M., Depêche, F., Elmi, S. & Ruget, C. 1991. Stratigraphie intégrée dans le Toarcien du Maroc (rides sud-rifaines et Moyen Atlas). **Bulletin de la Société géologique de France**, 162(5), 825-839.
- Bejjaji, Z., Chakiri, S., Reolid, M. & Boutakiout, M. 2010. Foraminiferal biostratigraphy of the Toarcian deposits (Lower Jurassic) from the Middle Atlas (Morocco). Comparison with western Tethyan areas. **Journal of African Earth Sciences**, 57(1-2), 154-162.
- Burchette, T. P. & Wright, V. P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. **Sedimentary Geology**, 79(1-4), 3-57.
- Coimbra, R. & Olóriz, F. 2012. Pixel counting for percentage estimation: applications to sedimentary petrology. **Computers & Geosciences**, 42, 212-216.
- Choffat, P. 1880. Étude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Première livraison - Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. **Mem. Sec. Trab. Géol. Portugal** 22, 72 p., Lisboa.
- Choffat, P. 1908. Contribuição á la connaissance du Lias et du Dogger da la região de Thomar. **Comunicações do Serviço Geológico de Portugal**, Tomo VII: 141-162.
- Dera, G., Neige, P., Dommergues, J. L., Fara, E., Laffont, R. & Pellenard, P. 2010. High-resolution dynamics of Early Jurassic marine extinctions: the case of Pliensbachian–Toarcian ammonites (Cephalopoda). **Journal of the Geological Society**, 167(1), 21-33.
- Dercourt, J., Gaetani, M. & Vrielynck, B. (Eds.). 2000. **Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps**. CCGM.
- Dias, R. & Ribeiro, A. 1995. The Ibero-Armorican Arc: A collision effect against an irregular continent?. **Tectonophysics**, 246(1-3), 113-128.
- Dimuccio, L. A., Duarte, L. V. & Cunha, L. 2014. Facies and Stratigraphic Controls of the Palaeokarst Affecting the Lower Jurassic Coimbra Group, Western Central Portugal. In: Rocha, R. B., Pais, J., Kullberg, J. C., Finney, S., (Eds.), Strati 2013. First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy. **Springer Geology XLV**: 787-791.
- Dimuccio, L. A., Duarte, L. V. & Cunha, L. 2016. Definição litostratigráfica da sucessão calcodolomítica do Jurássico Inferior da região de Coimbra-Penela (Bacia Lusitânica, Portugal). **Comunicações Geológicas**, 103.
- Duarte, L. V. 1995. O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética. PhD Thesis Univ. Coimbra (349 pp.).
- 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**, (83), 65-94.
- Duarte, L. V. 2007. Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin, Portugal. **Ciências da Terra/Earth Sciences Journal**, 16.

- Duarte, L. V. & Henriques, M. H. 2001. Les événements bio-sédimentaires du passage Lias/Dogger au Portugal. Importance pour la connaissance géodynamique du secteur Nord Atlantique. 16ème Coll. Bassins Sédim. Marocains, **Meknès**, pp. 28-29.
- Duarte, L. V., Comas-Rengifo, M. J., Silva, R. L., Paredes, R. & Goy, A. 2014a. Carbon isotope stratigraphy and ammonite biochronostratigraphy across the Sinemurian-Pliensbachian boundary in the western Iberian margin. **Bulletin of Geosciences**, 89(4), 719-736.
- Duarte, L. V., Krautter, M. & Soares, A. F. 2001. Bioconstructions a spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal); stratigraphie, sedimentologie et signification paleogeographique. **Bulletin de la Société géologique de France**, 172(5), 637-646.
- Duarte, L. V., Oliveira, L. C. & Rodrigues, R. 2007. Carbon isotopes as a sequence stratigraphic tool: examples from the Lower and Middle Toarcian marly limestones of Portugal.
- Duarte, L. V., Perilli, N., Dino, R., Rodrigues, R. & Paredes R. 2004a. Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): sequence stratigraphy, calcareous nanofossils and stable-isotope evolution. **Rivista Italiana di Paleontologia Stratigrafia**, 110, 115-127.
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Azerêdo, A. C., Paredes, R. & Rita, P. 2014b. A Formação de Coimbra na região de S. Pedro de Moel (Oeste de Portugal). Caracterização litológica, definição litostratigráfica e interpretação sequencial. **Comunicações Geológicas**, 101, 421-425.
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Oliveira, L. C. V., Comas-Rengifo, M. J. & Silva, F. 2010. Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total Organic Carbon distribution and relation to transgressive regressive facies cycles. **Geol. Acta** 8, 325-340.
- Duarte, L. V. & Soares, A. F. 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). **Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro** 89, 115–134.
- Duarte, L. V., Wright, V. P., Fernández-López, S., Elmi, S., Krautter, M., Azerêdo, A. C., Henriques, M. H., Rodrigues, R. & Perilli, N. 2004b. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In: Duarte, L.V. and Henriques, M.H. (eds.), Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia, . 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra 2004, **Field Trip Guide Book Volume I**, 45-71.
- Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- Duplan, G. B. 1963. Recherches géologiques sur la région située au Nord de Tomar (district de Santarém, Portugal). Diplôme d'Etudes Supérieures Se. Nat., Lyon, 146 pp., 17 fig., 1 carte.
- 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.

- Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: analysis, interpretation and application*. Springer, Berlin Heidelberg, New York, 976 pp.
- Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. **AAPG Bulletin**, 43(1), 1-38.
- Folk, R. L. 1962. Spectral subdivision of limestone types.
- Gómez, J.J. & Goy, A. 2000. Sequential analysis of the Toarcian in the Northern and Central-Eastern part of the Iberian subplate (Spain). In: Hall, R.L., Smith, P.L. (Eds.), **Advances In Jurassic Research, GeoResearch Forum**, vol. 6, pp. 301–309 Switzerland.
- Gómez, J. J. & Goy, A. 2005. Late Triassic and Early Jurassic palaeogeographic evolution and depositional cycles of the Western Tethys Iberian platform system (Eastern Spain). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 222(1-2), 77-94.
- Gómez, J. J., Goy, A. & Canales, M. L. 2008. Seawater temperature and carbon isotope variations in belemnites linked to mass extinction during the Toarcian (Early Jurassic) in Central and Northern Spain. Comparison with other European sections. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 258(1-2), 28-58.
- Guery, F. 1984. Evolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurrassique(province d'Estramadura, secteur de Caldas da Rainha Montejunto) (Doctoral dissertation).
- Hallam, A. 1971. Mesozoic geology and the opening of the North Atlantic. **The Journal of Geology**, 79(2), 129-157.
- Haq, B. U. 2018. Jurassic sea-level variations: a reappraisal. **GSA Today**, 28(1).
- Hardenbol, J. A. N., Thierry, J., Farley, M. B., Jacquin, T., De Graciansky, P. C. & Vail, P. R. 1998. Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins.
- Jacquin, T. & de Graciansky, P. C. 1998. Major transgressive/regressive cycles: the stratigraphic signature of European basin development.
- 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**, 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 R., Alves C., Mata J., Madeira J., Mateus O., Moreira M. & Nogueira C. R. 2013. A Bacia Lusitaniana: estratigrafia paleogeografia e tectónica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg, (Eds). *Geologia de Portugal*, Vol. II. **Livraria Escolar Editora**, 195-347.
- Kullberg, J. C., da Rocha, R. B., Soares, A. F., Duarte, L. V. & Marques, J. F. 2014. Palaeogeographical evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Jurassic. Part I: The tectonic constraints and sedimentary response. In **STRATI 2013** (pp. 665-672). Springer, Cham.
- Kullberg, J. C., da Rocha, R. B., Soares, A. F., Duarte, L. V. & Marques, J. F. 2014. Palaeogeographical Evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) During the Jurassic. Part II: The Slow-to-Fast Transformations of Sedimentary Infilling. In **STRATI 2013** (pp. 673-679). Springer, Cham.

- Manuppella, G. & Azerêdo, A. C. 1996. Contribuição para o conhecimento da geologia da região de Sesimbra. **Comunicações Instituto Geológico Mineiro**, 82, 37-50.
- Montenat, C. H., Guery, F., Jamet, M. & Berthou, P. Y. 1988. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In **Proceedings of the ocean drilling program, scientific results** (Vol. 103, pp. 757-775). Washington, College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Mouterde, R., Dommergues, J. L. & Rocha, R. B. 1983. Atlas des fossiles caractéristiques du Lias portugais. II, - Carixien. Ciências Terra, Univ. Nov. Lisboa, Lisboa, 7, pp. 187-254.
- Mouterde, R. & Rocha, R. B. 1981. Le Lias de la région de Rio de Couros (Nord de Tomar). **Comunicações Serviços Geológicos Portugal**, Lisboa, 12 pp. 209-220.
- Mouterde, R., Rocha, R.B. & Ruget, C. 1971. Le Lias moyen et supérieur de la région de Tomar. **Comunicações Serviços Geológicos Portugal**, Lisboa, t. LV, pp. 55-86
- Mouterde, R., Rocha, R. B., Ruget, C. & Tintant, H. 1979. Fácies, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. Ciências da Terra, Univ, Nov. Lisboa, Lisboa 5, pp. 29-52.
- Mouterde, R. & Ruget, C. 1975. Esquisse de la paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen au Portugal. **Bulletin de la Société géologique de France**, 7(5), 779-786.
- 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.
- Palain, C. 1976. Une série détritico terrigène les " Grès de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal (No. 25). **Serviços Geológicos de Portugal**.
- Pinheiro, L. M., Wilson, R. C. L., Reis, R. P., Whitmarsh, R. B. & Ribeiro, A. 1996. The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. In: Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A & Masson, D. G. (Eds.), **Proc. Ocean Drilling Program Sc. Res.** 149, 3-23.
- Pittet, B., Suan, G., Lenoir, F., Duarte, L. V. & Mattioli, E. 2014. Carbon isotope evidence for sedimentary discontinuities in the lower Toarcian of the Lusitanian Basin (Portugal): Sea level change at the onset of the Oceanic Anoxic Event. **Sedimentary geology**, 303, 1-14.
- Ramos, A., Fernández, O., Terrinha, P. & Muñoz, J. A. 2016. Extension and inversion structures in the Tethys–Atlantic linkage zone, Algarve Basin, Portugal. **International Journal of Earth Sciences**, 105(5), 1663-1679.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C. & Vejbæk, O. V. 1998. Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. **Tectonophysics** 300, 199-225.
- Read, J. F. 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. **Tectonophysics**, 81(3-4), 195-212.
- Read, J. F. 1985. Carbonate platform facies models. **AAPG bulletin**, 69(1), 1-21.
- Reggiani, L., Mattioli, E., Pittet, B. 2010. Spatial distribution of Late Pliensbachian (Early Jurassic) calcareous nannofossils within the Lusitanian basin (Portugal). **Geobios** 43, 87–97.

- Reolid, M. & Duarte, L. V. 2014. Sponge-microbialite buildups from the Toarcian of the Coimbra region (Northern Lusitanian Basin, Portugal): paleoecological and paleoenvironmental significance. **Facies**, 60(2), 561-580.
- Reolid, M., Rivas, P. & Rodríguez-Tovar, F. J. 2015. Toarcian ammonitico rosso facies from the South Iberian Paleomargin (Betic Cordillera, southern Spain): paleoenvironmental reconstruction. **Facies**, 61(4), 22.
- Rey, J. 1999. Lower Cretaceous Depositional Sequences in the Cascais Area. **European Palaeont. Assoc. Workshop**, Field trip A, 57 p.
- Ribeiro, A. 2002. Soft plate and impact tectonics. **Springer-Verlag**, 324 p., Berlin.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H. 1979. Introduction à la Géologie Générale du Portugal. **Serviços Geológicos Portugal**, 114 p., Lisboa.
- Rocha, R. B. 1976. Estudo estratigráfico e paleontológico do Algarve ocidental: Ciências da Terra (UNL), v. 2.
- Rocha, R. B., Mouterde, R., Soares, A. F. & Elmi, S. 1987. Excursion A-Biostratigraphie et évolution séquentielle du Bassin au Nord du Tage au cours du Lias et du Dogger. In **2nd International Symposium on Jurassic stratigraphy** (pp. 1-84).
- Romão, J., Moreira, N., Dias, R., Pedro, J., Mateus, A. & Ribeiro, A. 2014. Tectonoestratigrafia do Terreno Ibérico no sector Tomar-Sardoal-Ferreira do Zêzere e relações com o Terreno Finisterra. **Comunicações geológicas**, 101(Especial I), 559-562.
- Romão, J., Esperancinha, A., Ribeiro, A., Pereira, E., Manuppella, G., Rocha, R., Barbosa, B., Barra, A. & Ribeiro, J. 2016. Carta geológica de Portugal – Folha 27-B Tomar. Publ. do LNEG; Alfragide, Lisboa.
- Rosset, J. & Mouterde, R. 1971. La tectonique du Lias au Nord de Tomar. **Comunicações Serviços Geológicos Portugal**, Lisboa, t. LV, pp. 49-53
- 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.
- 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.
- 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.
- Silva, R. L. & Duarte, L. V. 2015. Organic matter production and preservation in the Lusitanian Basin (Portugal) and Pliensbachian climatic hot snaps. **Global and Planetary Change**, 131, 24-34.

- Silva, R. L., Duarte, L. V., Azerêdo, A. C. & Mendonça Filho, J. G. 2011a. Contributos sedimentológicos e geoquímicos para a modelação dos sistemas petrolíferos portugueses: as séries jurássicas ricas em matéria orgânica da Bacia Lusitânica (Portugal). *Modelação de Sistemas Geológicos, Laboratório de Radioactividade Natural da Universidade de Coimbra*. pp. 383–391.
- Silva, R. L., Duarte, L. V. & Comas-Rengifo, M. J. 2015. Carbon isotope chemostratigraphy of Lower Jurassic carbonate deposits, Lusitanian Basin (Portugal): implications and limitations to the application in sequence stratigraphic studies. In: Ramkumar, M. (Ed.), *Chemostratigraphy: Concepts, Techniques and Applications*. Elsevier, New York, pp. 341–371.
- Silva, R. L., Duarte, L. V., Comas-Rengifo, M. J., Mendonça Filho, J. G. & Azerêdo, A. C. 2011b. Update of the carbon and oxygen isotopic records of the Early–Late Pliensbachian (Early Jurassic, ~187 Ma): Insights from the organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal). *Chemical Geology*, 283(3-4), 177-184.
- Silva, R. L., Mendonça Filho, J. G., Da Silva, F. S., Duarte, L. V., Silva, T. F., Ferreira, R. & Azerêdo, A.C. 2012. Can biogeochemistry aid in the palaeoenvironmental/early diagenesis reconstruction of the ~187 Ma (Pliensbachian) organic-rich hemipelagic series of the Lusitanian Basin (Portugal)? *Bulletin of Geosciences* 87, 373–382.
- Soares, A. F., Kullberg, J. C., Marques, J. F., da Rocha, R. B. & Callapez, P. M. 2012. Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian basin, Portugal). *Bulletin de la Société géologique de France*, 183(3), 203-216.
- Soares A. F., Rocha R. B., Elmi S., Henriques M. H., Mouterde R., Alméras Y., Ruget Ch., Marques J. F., Duarte L. V., Carapito M. C. & Kullberg J. C. 1993. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". – *C. R. Acad. Sci., Paris*, (II), 317, 1659-1666.
- Suan, G., Mattioli, E., Pittet, B., Lécuyer, C., Suchéras-Marx, B., Duarte, L. V., Philippe, M., Reggiani, L. & Martineau, F. 2010. Secular environmental precursors to Early Toarcian (Jurassic) extreme climate changes. *Earth and Planetary Science Letters* 290, 448–458.
- Terrinha, P., Ribeiro, C., Kullberg, J. C., Lopes, C., Rocha, R. & Ribeiro, A. 2002. Compressive episodes and faunal isolation during rifting, Southwest Iberia. *The Journal of Geology*, 110(1), 101-113.
- Thierry, J., Barrier, E. & Abbate, E. 2000. Middle Toarcian. *Atlas Peri-Tethys Paleogeographical Maps*, 1.
- Tucker, M. E. & Wright, V. P. 1990. *Carbonate Sedimentology* Blackwell Scientific Publications. London, UK, 284-362.
- Vail, P. R. 1991. The stratigraphic signatures of tectonics, eustacy and sedimentology-an overview. *Cycles and events in stratigraphy*, 617-659.
- Vaz, D. 2016. Contribuição para o estudo microfaciológico de unidades carbonatadas do Jurássico do setor ocidental da Bacia do Algarve (Portugal). Interpretação

paleoambiental e evolução sequencial. Tese de Mestrado (não publicada), Universidade de Coimbra, 94p.

- Wilson, R. C. L. 1975. Atlantic opening and Mesozoic continental margin basins of Iberia. **Earth and Planetary Science Letters**, 25(1), 33-43.
- Wilson, R. C. L. 1988. Mesozoic development of the Lusitanian basin, Portugal. **Rev. Soc. Geol. España** 1 (3-4), 393-407.
- Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G. & Gradstein, F. M. 1989. The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History. In: Tankard, A. J. & Balkwill, H. (Eds.), Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins. **AAPG Memoir** 46, 341-361.
- Wright, V. P. & Wilson, R. C. L. 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. **Journal of Sedimentary Research**, 54(2)