

Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia Universidade Nova de Lisboa - Faculdade de Ciências e Tecnologias

Mestrado em Paleontologia

Dissertação

Estratigrafía y análisis de microfacies de la sucesión carbonatada del Cenomaniense-Turoniense de Figueira da Foz (Portugal)

Estefanía Rodríguez Gómez

Orientador(es) | Ausenda de Cáceres Balbino Pedro Miguel Callapez Tonicher Paulo Alexandre Rodrigues Roque Legoinha

Évora 2020



Universidade de Évora - Escola de Ciências e Tecnologia Universidade Nova de Lisboa - Faculdade de Ciências e Tecnologias

Mestrado em Paleontologia

Dissertação

Estratigrafía y análisis de microfacies de la sucesión carbonatada del Cenomaniense-Turoniense de Figueira da Foz (Portugal)

Estefanía Rodríguez Gómez

Orientador(es) | Ausenda de Cáceres Balbino Pedro Miguel Callapez Tonicher Paulo Alexandre Rodrigues Roque Legoinha

Évora 2020



A dissertação foi objeto de apreciação e discussão pública pelo seguinte júri nomeado pelo Diretor da Escola de Ciências e Tecnologia:

- Presidente | Carlos Alexandre da Silva Ribeiro (Universidade de Évora)
- Vogal | Pedro Alexandre Henriques Dias Morgado Dinis (Universidade de Coimbra)
- Vogal-orientador | Pedro Miguel Callapez Tonicher (Universidade de Coimbra)

Évora 2020

Dissertação apresentada para a obtenção do grau de mestre em Paleontologia (Área de especialização em Estratigrafia e Micropaleontologia) na Universidade de Évora e na Universidade Nova de Lisboa.



[VIII]

Agradecimientos

Cuando a finales de 2010 comencé a estudiar el grado en Geografía e Historia debido a que por varias cuestiones (había sido mal orientada en mis estudios y por cuestiones económicas) no era posible cursar los estudios de Geología, nunca pensé que sería posible acabar estudiando lo que siempre me había entusiasmado, ya desde la tierna infancia, las Ciencias Naturales y más concretamente, la Paleontología.

Quizás haya sido un atrevimiento del que estoy más que orgullosa de haber decidido. Quizás me hubiera inmiscuido en un Máster donde no tenía base ninguna para cursarlo y tampoco conocía el idioma. Pero gracias al coraje y a la motivación de estar haciendo algo que me apasiona todo fue saliendo adelante. Quizás me haya llevado más tiempo del que me gustaría, pero estoy orgullosa de todo lo que he trabajado y aprendido estos años y espero que mis orientadores, amigos y familia también lo estén.

La realización de esta tesis de Máster no habría sido posible sin el apoyo incondicional del Doctor Pedro Callapez, quien creyó en mí, me aportó un tema que sabía que era lo que estaba buscando, me facilitó toda su ayuda, me acompañó en el trabajo de campo y lo que es más importante, durante todo este viaje. Sin todos esos ánimos, orientaciones, oportunidades brindadas y sobretodo la empatía por entender mi situación en cada momento nunca habría finalizado mis estudios y menos de esta forma. Gracias por no dudar de mí.

Agradezco también al Doctor Paulo Legoinha, por darme la oportunidad de trabajar con él, por su seguimiento de este trabajo, por toda la información y consejos en cuanto a foraminíferos y por la ayuda durante el trabajo de laboratorio.

Gracias a la Doctora Ausenda Balbino por apoyarme siempre desde Évora y sus constantes ayudas en temas administrativos.

Al Dr. Legoinha y a la Dra. Ausenda agradezco también por haber tenido fe en mí desde el primer día en el que me matriculé en este Máster y por ayudarme tanto entendiendo que al ser una alumna extranjera al principio tuve alguna dificultad más que mis compañeros.

Agradezco al Doctor Joaquim Simão por la ayuda incondicional y desinteresada durante varias mañanas en el laboratorio explicándome funciones básicas del microscopio y las láminas delgadas. Puesto que yo nunca había trabajado con ellas anteriormente.

Gracias al Doctor Bruno Ferré por contactar conmigo al saber que podría estar trabajando con Roveacrínidos y volcarme toda su ayuda en cuanto a este tema, gracias por creer en mi palabra, por la ayuda en el análisis e identificación de las láminas que contenían estas especies y por la revisión en profundidad de mi tesis. Sin la oportunidad que me brindó escuchando mis dudas, lo novedoso de este trabajo no habría salido a la luz ni sido descubierto.

Desearía agradecer también al Dr. Bruno Granier por su colaboración para la revisión de las algas en el presente trabajo.

Muchas gracias también a Yolanda Feijoo por haberme tendido su mano siempre y por su ayuda en la edición de las fotografías.

Gracias a mis otros profesores del Máster por la motivación y por darnos las herramientas para poder aprender lo máximo en cuanto a la Paleontología y sus ramas y por los apoyos e incentivos.

Gracias a mis colegas de mestrado por las horas y salidas de campo compartidas juntos.

Gracias a mi familia y amigos, sin vosotros tampoco habría sido posible: Santi, Pili, Marta, Rocío, Fon, Candela, Susi, Eugenia, Marta E., Adri, Juan, Ale, Alba, Miriam, Paula, Sara, Álvaro y Josito.

Resumen

El presente trabajo tiene por ámbito el estudio de la estratigrafía y micropaleontología de las facies carbonatadas marinas del Cenomaniense-Turoniense de Salmanha (Figueira da Foz, Portugal), en el que han sido investigados cuatro afloramientos y una colección de láminas delgadas representativa de los diferentes niveles estratigráficos. La finalidad principal es el reconocimiento de las unidades componentes de esta importante sucesión estratigráfica, parte integrante del cortejo de facies *post-rift* que colmatan el relleno mesozoico de la Cuenca Lusitaniana, en el contexto de uno de los principales intervalos de la subida eustática de Cretácico Superior, recorriendo para tal a un análisis y descripción exhaustivo de sus microfacies, integrando estos datos en otros previamente existentes y que reconstituyen aspectos bioestratigráficos, paleoambientales y teniendo en cuenta también los datos sobre su evolución paleogeográfica.

La sucesión carbonatada de Figueira da Foz consta de una progresión sedimentaria de trece niveles estratigráficos no formales nombrados de la "C" a la "O", siendo la sucesión de la "C"-"J" perteneciente al Cenomaniense superior y de la "K"-"O" al Turoniense inferior. Estos niveles destacan por su carácter calcáreo y calcáreo margoso y expresión cartográfica. En su estudio micropaleontológico contamos con 85 láminas, donde han sido identificados los foraminíferos planctónicos: Hedbergella sp., Guembelitria delrioensis. Heterohelix cretacea, Helvetoglobotruncana praehelvetica, Rotalipora cushmani, Whiteinella sp.p., *Dicarinella* sp. y Praeglobotruncana delrioensis; y bentónicos: Thomasinella punica, Placopsilina cenomana, Hemicyclammina sigali, Gavelinella sp., Marssonella oxycona, Dorothia sp. Ammobaculites spp., Dorothia sp., Lenticulinas, Quinqueloculinas y Nautiloculinas entre los más comunes; además de grupos como algas, poríferos, briozoos y equinodermos, entre otros. Merece como atención especial, el primer descubrimiento y cita para Portugal del crinoide Roveacrinus donde han sido reconocidas las especies: Roveacrinus geinitzi, Roveacrinus cf. alatus, Roveacrinus communis y Roveacrinus sp.p.

El Cenomaniense inferior y medio, representa un periodo de instalación del dominio marino y de la sedimentación carbonatada. Ya durante el Cenomaniense superior, se ha registrado un aumento de la columna de agua, ampliando así la diversidad de la fauna marina y también de los carbonatos presentes en los sedimentos. Poco antes del evento anóxico del límite C-T disminuye la sedimentación carbonatada y existe una ligera regresión donde comienzan a aparecer especies como Roveacrínidos, Hedbergellas, *Heterohelix* y Guembelitrias, las cuales son marcadores paleoambientales de sedimentos de plataforma externa y especies oportunistas que nos denotan el paso a un cambio hipóxico del nivel del mar debido a la alta productividad en la superficie marina, donde se disminuye la diversidad de la fauna bentónica por el reducido nivel de oxígeno disuelto en la columna de agua. Finalmente, durante el Turoniense inferior surge un retorno a la sedimentación carbonatada. En resumen, se trata de un mar poco profundo, dentro de la zona fótica, con salinidad normal, temperatura que varía pero pertenece a un clima templado/tropical con aguas superficiales cálidas características de las plataformas carbonatadas del Tetis.

Resumo

Estratigrafía e análise de microfacies da sucessão carbonatada do Cenomaniano-Turoniano de Figueira da Foz (Portugal).

O presente trabalho tem por âmbito o estudo da estratigrafia e micropaleontologia das facies carbonatadas marinhas do Cenomaniano-Turoniano de Salmanha (Figueira da Foz, Portugal), nele tendo sido investigados quatro afloramentos e uma coleção de lâminas delgadas representativa dos diferentes níveis estratigráficos. A sua principal finalidade é o reconhecimiento das unidades componentes desta importante sucessão estratigráfica, parte integrante do cortejo de facies *post-rift* que colmatam o enchimento mesozóico da Bacia Lusitaniana, no contexto de um dos principais intervalos de subida eustática do Cretácico Superior, recorrendo para tal a uma análise e descrição exaustiva das suas microfacies, integrando estes dados com outros previamente existentes e que reconstituem aspetos bioestratigráficos e paleoambientais, e tendo también em conta dados sobre a sua evolução paleogeográfica.

A sucessão carbonatada de Figueira da Foz consiste numa sucessão sedimentaria de treze níveis estratigráficos não formais, designados por "C" a "O", sendo o conjunto "C"-"J" pertencente ao Cenomaniano superior e o "K"-"O" ao Turoniense inferior. Estes niveis destinguem-se pelo seu carácter calcário y calcário margoso e expressão cartográfica. No seu estudo micropaleontológico contámos com 85 laminas delgadas, nas quais se identificaramos foraminíferos planctónicos: Hedbergella delrioensis, Heterohelix sp., Guembelitria cretacea, Helvetoglobotruncana praehelvetica, Rotalipora cushmani, Whiteinella spp., Dicarinella sp. e Praeglobotruncana delrioensis: bentónicos: Thomasinella punica, Placopsilina e cenomana, Hemicyclammina sigali, Gavelinella sp., Marssonella oxycona, Dorothia sp. Ammobaculites spp., Dorothia sp., Lenticulinas, Quinqueloculinas e Nautiloculinas entre os mais comuns, para além de grupos como algas, poríferos, briozoários e equinodermes, entre outros. Merece como especial atenção a primeira descoberta e citação para Portugal do crinoide Roveacrinus, do qual se reconheceram as espécies: Roveacrinus geinitzi, Roveacrinus cf. alatus, Roveacrinus communis e Roveacrinus spp.,

O Cenomaniano inferior e medio representa um intervalo de instalação do domínio marinho e da sedimentação carbonatada. Já durante el Cenomaniano superior,

registou-se um aumento da coluna de agua, ampliando-se assim a diversidade da fauna marinha e também dos carbonatos presentes nos sedimentos. Pouco antes do evento anóxico do límite C-T disminuiu a sedimentação carbonatada e ocorreu uma ligeira regressão, no decurso da qual começaram a aparecer espécies de Roveacrínidos, Hedbergellas, *Heterohelix* y Guembelitrias, as quais constituem marcadores paleoambientais de sedimentos de plataforma externa e espécies oportunistas que sugerem a passagem a uma possível variação anóxica oceânica, devido à elevada produtividade na superfície marinha, daí resultando também a diminuição da diversidade da fauna bentónica por força do reduzido nível de oxigénio dissolvido na coluna de agua. Finalmente, durante o Turoniense inferior verificou-se retorno à sedimentação carbonatada. Em resumo, tratava-se de um mar pouco profundo, dentro da zona fótica, com salinidade normal, temperatura variável, mas conducente com um clima temperado/tropical com aguas superficiais cálidas e características das plataformas carbonatadas da Tétis.

Abstract

Stratigraphy and microfacies analysis of the carbonate succession of the Cenomanian-Turonian of Figueira da Foz (Portugal).

The present study aims to investigate the micropaleontology and stratigraphy of the carbonate marine facies of the Cenomanian-Turonian of Salmanha (Figueira da Foz, Portugal). Four outcrops have been investigated and a collection of thin sections all representative of the respective stratigraphic levels were scrutinized. This microfacies analysis purported 1) to recognize and characterize the respective units of this prominent stratigraphic succession, as a relevant part of the development of post-rift facies that had been filling the Mesozoic sea form of the Lusitanian Basin, within the major interval of the Late Cretaceous eustatic rise; 2) to thoroughly analyze and describe any microfacies type in order to integrate these whole brand new data with previous ones into every bio-stratigraphic and paleo-environmental aspects; 3) and to replace these data into their paleogeographic evolutionary context.

The carbonate succession of Figueira da Foz consists of a non-formal stratigraphic sedimentary progression of thriteen units, designated from "C" to "O", the succession of "C"-"J" belonging to the Upper Cenomanian and that from "K" to "O" being assigned to the Lower Turonian. These levels are characterized by their calcareous and marly limestone lithologic features and their cartographic expression. During the micropaleontological study consiting of 85 thin sections, we identified the respective planktic foraminiferal species: Hedbergella delrioensis, Heterohelix sp., Guembelitria cretacea, Helvetoglobotruncana praehelvetica, Rotalipora cushmani, Whiteinella spp., Dicarinella sp. e Praeglobotruncana delrioensis; and benthic ones: Thomasinella punica, Placopsilina cenomana, Hemicyclammina sigali, Gavelinella sp., Marssonella oxycona, Dorothia sp. Ammobaculites spp., Dorothia sp., Lenticulinas, Quinqueloculinas and Nautiloculinas among the most common, in addition to groups such as algae, porifers, bryozoans and echinoderms, among others. As far as crinoids are concerned, they deserve a special attention since the present study reports their first record and illustration in Portugal. Among these pelagic crinoids the following species were recognized: Roveacrinus geinitzi, Roveacrinus cf. alatus, Roveacrinus communis and *Roveacrinus* spp.,

The lower and middle Cenomanian represents a range of installation of the marine domain and carbonated sedimentation. Already during the upper Cenomanian,

there was an increase of the water column, thus expanding the diversity of marine fauna and also the carbonates present in the sediments. Shortly before the so-called anoxic event of the C-T boundary, the carbonate sedimentation dwindled with a slight regression: opportunistic species such as roveacrinoids, hedbergellids, heterohelicidids and guembelitrias bloomed, all these microfossils are baseline paleo-environmental markers of outer platform sediments and suggesting a sea-level rise, the appearance of hypoxic conditions in the water column due to high productivity in surfacial waters, and the decrease of the benthic faunal diversity (low oxygen level at the water/sediment interface) Finally, during Early Turonian, the carbonate sedimentation returned. In a nutshell, the environment is typical of a shallow sea within the photic zone, with normal salinity, varying temperature but of a temperate/tropical climate, warm surface waters, and characteristic of every Tethyan carbonate platform.

Índice

Tabla de contenido

AgradecimientosIX
ResumenXI
ResumoXIII
AbstractXV
ÍndiceXVII
Índice de figuras XXI
Capítulo 1 1
Introducción 1
1.1. Objetivos e problemática 1
1.2. Situación geográfica y marco geológico2
1.3. Encuadramiento e introducción a las edades geológicas tratadas
1.4. Metodología del estudio9
1.4.1. Búsqueda bibliográfica
1.4.2. Trabajo de campo10
1.4.3. Trabajo de laboratorio12
1.4.4. Trabajo de gabinete14
Capítulo 2
Estratigrafía regional del Cretácico, estudios anteriores y estado de la cuestión 17
2.1. Histórico de estudios17
2.2. Estratigrafía del Cenomaniense-Turoniense en Portugal
Capítulo 3
Las rocas carbonatadas y sus microfósiles
3.1. El microscopio petrográfico
3.2. Mineralogía y génesis de los sedimentos carbonatados

3.3. Componentes de las rocas carbonatadas	. 33
3.3.1. Ortoquímicos	. 33
3.3.2. Aloquímicos	. 34
3.4. Clasificaciones de las rocas carbonatadas	. 37
3.4.1. Folk (1959, 1962)	. 39
3.4.2. Dunham (1962)	. 41
3.4.3. Clasificaciones posteriores derivadas de Dunham	. 42
3.5. Diagénesis, porosidad y dolomitización	. 44
3.5.1. Diagénesis	. 44
3.5.2. Porosidad y permeabilidad	. 47
3.5.3. Dolomitización y dedolomitización	. 48
Capítulo 4	. 51
Perfiles estratigráficos y estructura sedimentar	. 51
4.1. Afloramientos estudiados	. 51
4.2. Cantera de Salmanha	. 53
4.3. Cantera de Casal dos Touros	. 56
4.4. Taludes da Autopista A14	. 59
4.5. Sección de Recheio	. 60
Capítulo 5	. 63
Composición taxonómica	. 63
5.1. Composición taxonómica de la macrofauna	. 63
5.1.1. Filo Porífera	. 64
5.1.2. Filo Cnidaria	. 66
5.1.3. Filo Briozoa	. 67
5.1.4. Filo Mollusca Linnaeus, 1758	. 68
5.1.4.1. Clase Bivalvia Linnaeus, 1758	. 68
5.1.4.2. Clase Gastropoda Cuvier, 1797	. 72

[XVIII]

5.1.4.3. Clase Cephalopoda Leach, 1817	74
5.1.5. Filo Echinodermata	
5.2. Composición de la microfauna de invertebrados	80
5.2.1. Filos Chlorophyta y Filo Rhodophyta	80
5.2.2. Filo Foraminifera	84
5.2.2.1. Foraminíferos planctónicos	87
5.2.2.2. Foraminiferos bentónicos	88
5.2.3. Filo Arthropoda, Clase Ostracoda	
5.2.4. Filo Annelida, Clase Polychaeta	
Capítulo 6	
Análisis de láminas delgadas y de microfacies del cuerpo carbonatado	
6.1 Material estudiado	
6.2 Descripción de las láminas delgadas	
6.2.1. Salmanha	
6.2.2 Taludes da Autopista IP3 - Casal dos Touros - Fontela	113
Capítulo 7	123
Articulación secuencial y asociaciones de facies	123
7.1. Fundamentación estratigráfica	123
7.2. Secuencias, macro y microfacies	125
Capítulo 8	133
Síntesis bioestragráfica y paleoecológica	133
8.1. Bioestratigrafía	133
8.1.1. Macrofósiles	134
8.1.2. Microfósiles	138
8.1.3. Discusión	141
8.2 Paleoecología	145
8.2.1. Autoecología y sinecología	145

[XIX]

8.2.2. Análisis paleoecológico de los principales grupos de microfósiles	159
8.2.3. Discusión	167
Conclusiones	171
Anexo I	175
Macrofauna	175
Anexo II	183
Microfósiles	183
Bibliografía	229

Índice de figuras

Figura 1 La cantera de Salmanha (Figueira da Foz), principal afloramiento del objeto
de estudio
Figura 2 Localización geográfica del área de Figueira da Foz y de nuestros
yacimientos
Figura 3 Mapa geológico simplificado de la región de Figueira da Foz
Figura 4 Fragmento de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional del año 2015 8
Figura 5 (A) Modelo del microscopio petrográfico utilizado. (B) Micrómetro para
medir el tamaño y escala de las láminas delgadas. (C) Ejemplo de una de las 85 láminas
delgadas estudiadas14
Figura 6 Fotografías de Daniel Sharpe, Carlos Ribeiro y Paul Choffat
Figura 7 Carta Geológica de Portugal a escala 1/500 000 (1876) 19
Figura 8 El Cenomaniense-Turoniense de Figueira da Foz según Paul Choffat (1897a,
1900)
Figura 9 Esbozo paleogeográfico del Cenomaniense superior
Figura 10 Subdivisiones estratigráficas del cuerpo carbonatado de Figueira da Foz. 25
Figura 11 Unidades litoestratigráficas del Cretácico de la Orla Meso-Cenozoica
Occidental de Portugal
Figura 12. – Visualización de láminas delgadas mediante el microscopio petrográfico30
Figura 13. – Principales componentes aloquímicos
Figura 14. – Microfacies pertenecientes a nuestros yacimientos
Figura 15 Clasificación de las rocas carbonatadas según tipo de matriz, granos y
poros, según Folk (1959) 40
Figura 16 Clasificación textural de los sedimentos carbonatados según Folk (1959). 41
Figura 17 Clasificación de las rocas carbonatadas según Dunham (1962)
Figura 18 Clasificación textural de calizas arrecifales según Embry y Klovan (1971).
Figura 19 Clasificación de Wright (1992)
Figura 20 Clasificación de los tipos de porosidad según Choquette & Pray, 1970 48
Figura 21 Las tres principales texturas fabricadas por la dolomita según Sibley y
Gregg (1987)
Figura 22 Elementos morfológicos tipo: (a) Ascon y (b) Sycon; y distintos tipos de
espículas de espongiarios

Figura 23 Diferentes morfologías de corales escleractínios.	. 67
Figuras 24 y 25 Diferentes secciones de un zooide y estructura de un cheilostom	nado
	. 68
Figuras 26 y 27 Diferentes vistas de la concha y partes de un bivalvo; y estructur	a de
las capas que forman su concha	. 69
Figura 28 Diferentes charnelas de bivalvos	.71
Figura 29 Morfología de los gastrópodos	. 72
Figura 30 Diferentes formas de las conchas de los gasterópodos	. 73
Figura 31 Estructura típica de un ammonoideo.	. 75
Figuras 32 y 33 Estructura externa e interna de un equinodermo actual	. 77
Figuras 34 y 35 Morfología de un crinoide y de un roveacrínido	. 80
Figuras 36, 37 y 38 Crecimiento y estructura interna de las algas dasyclada	ales,
incluyendo distintos filos con sus principales representantes a lo largo del tier	mpo
geológico	. 81
Figuras 39 y 40 Distintas microestructuras de las conchas de los foraminíferos	. 86
Figura 41 Diferentes secciones a través de las conchas de foraminíferos de disti	ntas
formas	. 87
Figura 42 Diferentes vistas y secciones de un ostrácodo	. 93
Figura 43 Corte estratigráfico de la sucesión carbonatada de Figueira da Foz	. 52
Figura 44 (A) Afloramiento del nivel "B" en la base de la cantera de Salmanha.	(B)
Detalle del cambio de color y litología en el mismo nivel	. 54
Figura 45 Vista del perfil de la cantera de Salmanha con los niveles	del
Cenomaniense superior	. 56
Figura 46 (A) Vista en detalle del perfil de la cantera de Casal dos Touros de	sus
niveles del Cenomaniense superior y de su transición para el Turoniense inferior.	(B)
Panorámica de la misma	. 58
Figura 47 Vista del perfil de Taludes da Autopista IP3 con los niveles basales	del
Turoniense	. 60
Figura 48 Vista del perfil de detrás del hipermercado Recheio, junto a la entrada d	le la
autopista A14 (Figueira da Foz)	. 62
Figura 49 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL C2 en luz natura	ıl y
polarizada	. 97
Figura 50 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL C3	. 98
Figura 51 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D1 (1,20 m topo)	. 99

Figura 52 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D1 (40 cm topo)	99
Figura 53 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D2	100
Figura 54 Detalle de láminas pertenecientes al nivel SAL D3	101
Figura 55 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D4.	102
Figura 56 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D (topo)	102
Figura 57 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E1 (base)	104
Figura 58 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E1	104
Figura 59 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E1 (topo)	105
Figura 60 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E2 (base).	106
Figura 61 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E2	106
Figura 62 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL F.	107
Figura 63 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL G1.	108
Figura 64 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL G2.	109
Figura 65 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL G3.	109
Figura 66 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL H1	110
Figura 67 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL H2	111
Figura 68 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL 2 I	111
Figura 69 Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL 2 J	112
Figura 70 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/4 J2	113
Figura 71 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/4 J4	114
Figura 72 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3 J5	114
Figura 73 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3 K1	115
Figura 74 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 L1	116
Figura 75 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 L2	116
Figura 76 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 L3	117
Figura 77 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 L4	117
Figura 78 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/3 M-L	118
Figura 79 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/3 M-L1	118
Figura 80 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/3 M-L3	119
Figura 81 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 M	120
Figura 82 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3 3M	120
Figura 83 Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3 3M (base)	121
Figura 84 Detalle de lámina perteneciente al nivel Fontela N.	121

[XXIII]

Figura 85 Cronoestratigrafía y bioestratigrafía de nuestra sucesión donde es posible
ver las discontinuidades 126
Figura 86 Correlación entre las sucesiones de Ammonoides del Cenomaniense
superior – Turoniense inferior de Portugal
Figura 87 Repartición de las especies de Ammonites del Cenomaniense – Turoniense
de la región del Baixo Mondego. Asociaciones y biozonas
Figura 88 Correlación entre las sucesiones de Ammonoides y Foraminíferos
planctónicos del Cenomaniense superior – Turoniense inferior de Figueira da Foz, junto
con cada nivel y la zona a la que pertenecen
Figura 89 Cuadro de foraminíferos planctónicos y en los niveles en los que han sido
hallados141
Figura 90 Repartición de los principales géneros y especies de microfósiles del
Cenomaniense-Turoniense de Figueira da Foz. Asociaciones y biozonas 144
Figuras 91 y 92 Representaciones de los núcleos tróficos de las asociaciones con (A)
Pycnodonte vesiculare y Pinna. (B) Pinna y Rhynchostreon columbum
Figura 93 Representación del núcleo trófico de la asociación con Rhynchostreon
columbum, Corales y Nerineídeos
Figura 94 Representación del núcleo trófico de la asociación con Rhynchostreon
columbum, Neithea hispanica y Tylostoma ovatum
Figura 95 Representación del núcleo trófico de la asociación con Dactylosmilia sp 153
Figura 96 Representación del núcleo trófico de la asociación con Callucina sp,
Pycnodonte vesiculare y Trigonarca matheroniana
Figuras 97 y 98 Representaciones de los núcleos tróficos de las asociaciones con (A)
Turritella (Haustator) sp. (B) con Turritella (Haustator) uchauxensis:
Figura 99 Representación del núcleo trófico de la asociación con Radiolites peroni,
Polyptyxis y Actaeonella caucasica grossouvrei
Figuras 100 y 101 Representaciones de los núcleos tróficos de las asociaciones con
(A) Briozoarios. (B) Sarcinella aff. plexus
Figura 102 Repartición de los diferentes componentes y texturas sedimentares en los
distintos ambientes deposicionales
Figura 103 Evolución paleogeográfica del ciclo Cenomaniense-Turoniense, con las
variaciones relativas a la paleobatimetría; al acarreo de terrígenos hacia el interior de la
plataforma carbonatada y a la paleotemperatura162

[XXIV]

Capítulo 1

Introducción

1.1. Objetivos

El presente proyecto de disertación de Máster, encuadrado en el Mestrado em Paleontologia de la Universidade de Évora junto con la Universidade Nova de Lisboa está subordinado al tema "Estratigrafía y análisis de microfacies de la sucesión carbonatada del Cenomaniense-Turoniense de Figueira da Foz (Portugal)". Tiene como propósito el reconocimiento local, en los afloramientos de Salmanha (Figueira da Foz) (fig. 1), de las unidades y microfaunas componentes de esta importante sucesión estratigráfica, que representa la Plataforma Carbonatada Occidental Portuguesa (e.g. Berthou, 1984a, 1984b, 1984c, 1984d; Lauverjat, 1982; Callapez, 2008), y es parte integrante del cortejo de facies *post-rift* que colmatan el relleno mesozoico de la Cuenca Lusitaniana (e.g. Wilson, 1979, 1988; Wilson et al., 1989; Soares et al., 1993; Cunha & Reis, 1995; Pinheiro et al., 1996), en el contexto de uno de los principales intervalos de ascenso eustático del Cretácico Superior (e.g. Haq et al., 1988; Hart, 1990; Hancock et al., 1993; Hardenbol et al., 1998; Haq, 2014). Para tal, recurre a un análisis y descripción exhaustivo de sus microfacies, integrando estos datos en otros previamente existentes y que reconstituyen aspectos bioestratigráficos, paleoambientales y de evolución paleogeográfica.

De este modo nos centraremos en la descripción de las unidades carbonatadas y análisis de microfósiles de la franja septentrional (*Faciès Ammonitique*, Choffat, 1897b) de la Orla Meso-Cenozoica Occidental Portuguesa (Ribeiro *et al.*, 1979; Soares & Rocha, 1984; Kullberg *et al.*, 2013), que se encuentra separada de la franja meridional (*Faciès Récifal*, Choffat *op. cit.*) por el alineamiento tectónico y diapírico NE-SW de Nazaré-Leiria-Pombal (Callapez, 1998).

Como temáticas principales se abordarán ampliamente:

- La estratigrafía, analizando la estructura interna del cuerpo carbonatado Cenomaniense-Turoniense en los distintos afloramientos de los alrededores de Figueira da Foz y ampliando el cuadro biozonal más reciente y completo hasta el momento (*e.g.* Callapez, 2005; Hart *et al.*, 2005; Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011; Segura *et al.*, 2014; Callapez *et al.*, 2010, 2017) centrándonos sobre todo en la información referida a microfósiles, más concretamente, foraminíferos, algas y crinoideos.
- La paleontología sistemática, describiendo el mayor número de elementos de fauna microfósil encontrada y comparándola a su vez con otras regiones coetáneas de las cuencas ibéricas y de otros contextos de plataforma carbonatada del Tetis, relacionando y revisando en profundidad la macrofauna ya estudiada por otros investigadores previos para mayores conclusiones integradas. Nos centraremos en los grupos que están más presentes en el registro fósil de la zona (moluscos bivalvos y gastrópodos, equinodermos, algas, etc.).
- La paleoecología, describiendo los diferentes tipos de asociaciones fósiles y su diversidad gracias a bioindicadores ambientales y a disciplinas como la tafonomía.

1.2. Situación geográfica y marco geológico

El yacimiento en cuestión es una antigua cantera abandonada (fig. 1), que fue explotada hasta los años 80 del siclo XX, y se encuentra en el barrio de Salmanha, de donde procede su nombre, muy cerca de la ciudad de Figueira da Foz y del estuario del río Mondego, en la región costera centro-oeste de Portugal (fig. 2). Las coordenadas geográficas y altitud del punto medio de esta cantera son: Lat. 40°9'8.78"N; Long. 008°49'49.11"W y 40 m. Para el levantamiento del perfil estratigráfico completo ha sido necesario el estudio en cuatro yacimientos distintos, todos muy cercanos entre sí (radio de 800 m aprox.). Los cuatro emplazamientos ordenados de más antiguos a más recientes cronoestratigráficamente son: la cantera de Salmanha (coordenadas *op. cit.*), la



Figura 1. - La cantera de Salmanha (Figueira da Foz), principal afloramiento del objeto de estudio. En el antiguo lugar de explotación se observan parte de los niveles del Cenomaniense superior, incluyendo en la base de la sucesión los estratos ricos en microfauna y representativos de la biozona standard con *Calycoceras guerangeri*, donde la abundancia del cefalópodo *Neolobites vibrayeanus* permite una correlación interregional precisa con la Cuenca Ibérica y con otros contextos de Europa, América del Norte y Central, Norte de África y Oriente Medio (*viz.* Callapez, 1998, 2004; Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011). (Foto de la autora)

cantera de Casal dos Touros (Lat. 40° 9'5.88"N; Long. 008°49'29.30"W y 44 m), los perfiles dejados a la vista tras las obras de la Autopista (A14 o IP3) llamados Taludes da Autopista (sección situada entre los puntos Lat. 40°9'1.52"N; Long. 008°50'3.35"W y Lat. 40°9'3.74"N; Long. 008°48'57.95"W) y por último el corte visible detrás del hipermercado *Recheio* (Lat. 40° 8'54.80"N; Long. 008°49'53.64"W y 13 m).



Figura 2.- Localización geográfica del área de Figueira da Foz y de nuestros yacimientos (Salmanha, Casal dos Touros, IP3 o Taludes da Autopista, Recheio y Fontela) (cambiado de Carta Geológica de Portugal, hoja 19-C (Figueira da Foz) de escala 1/50.000 y Google Earth).

Estas yacidas se encuentran en el término municipal de Figueira da Foz, distrito de Coímbra, Portugal; en el margen derecho del río Mondego, donde forma su estuario, a aproximadamente 4 km de su desembocadura (figs. 2 y 3).

Nuestra área se localiza en la Carta Geológica de Portugal, hoja 19-C (Figueira da Foz) de escala 1/50.000. La sucesión carbonatada del Cenomaniense-Turoniense de Figueira da Foz presenta un espesor máximo de aproximadamente 65 m (Soares, 1980; Callapez, 1998) y consta de una sucesión sedimentaria de trece niveles litológicos con expresión y límites cartografiables (Formación de Costa d'Arnes, *sensu* Rocha *et al.,* 1981), nombrados de los caracteres capitales "A" a la "O" por Choffat (1897a, 1897b, 1897c, 1898, 1900), siendo la sucesión de la "A"-"B" correlativa de parte del Cenomaniense medio, la de "C"-"J" al Cenomaniense superior y de la "K"-"O" al Turoniense inferior (Berthou, 1984c; 1984d). Este conjunto de yacimientos ya referidos anteriormente constituye una faja casi continua que se desenvuelve a lo largo del brazo

Norte del estuario del Río Mondego, desde su desembocadura, formando un alineamiento con casi 9 km de extensión, compuestos por diversas cuestas con reversos y pendientes suaves expuestas al Sur, en la que destaca la "Costeira da Salmanha" en la cual se implantaron las canteras cuya extracción de piedra sirvió para las obras de construcción portuaria en los años 70 y 80 del siglo pasado.

Una característica muy importante de estas secuencias compuestas por los niveles referidos, es la gran abundancia de discontinuidades sedimentares entre ellas, debido tanto a bruscas variaciones litológicas, entre otras causas, como también por alteraciones más profundas en la composición de la macrofauna, que se puede contemplar en nuestra región con notable evidencia gracias a la marcada individualización de los niveles guía que la constituyen y al mayor registro bioestratigráfico.

1.3. Encuadramiento e introducción a las edades geológicas tratadas

Como se ha especificado anteriormente, las edades que comprenden nuestro yacimiento parten del Cenomaniense superior y concluyen en el Turoniense inferior (fig. 4); estos dos pisos pertenecen al inicio del Cretácico Superior y se caracterizan por varias regresiones y transgresiones oceánicas y por el evento anóxico "Bonarelli event" u "OAE2" que ocurrió en el transcurso del cambio del Cenomaniense al Turoniense (Kennedy *et al.*, 2005).

El **Cenomaniense** $(100.5 - 93.9 \text{ Ma})^1$, fue designado por Alcide d'Orbigny² en 1847. Inicialmente pertenecía a los niveles inferiores de la sucesión estratigráfica del Turoniense, pero acabó pasando a ser un nivel independiente de este debido a sus diferencias faunísticas (Gradstein *et al.*, 2004). Su nombre proviene del nombre romano de la actual ciudad de Le Mans (*Cenomanum*), la cual se encuentra en la región de Sarthe, al norte de Francia³.

Este piso se caracteriza por la primera ocurrencia de *Thalmanninella* globotruncanoides = Rotalipora globotruncanoides (Gradstein et al., 2004: 176),

¹ "International Stratigraphic Chart" extraído del PDF original de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS) el día 02/04/2017.

² D'Orbigny (1842-1860): Paléontologie Française. Supplément aux Céphalopodes crétacés, tomo 5.

³ https://www.britannica.com/science/Cenomanian-Stage



Figura 3.- Mapa geológico simplificado de la región de Figueira da Foz (adaptado de la Carta geológica de Portugal escala 1:50 000, hoja 19-C, de los Serviços Geológicos de Portugal) donde se pueden ver las edades (Cenomaniense y Turoniense) a las que pertenece nuestro objeto de estudio. Localización de los afloramientos estudiados: A – Cantera de Salmanha; B – Cantera de Casal dos Touros; C – Taludes de la autopista A-14 (antigua vía IP-3); D – Taludes del hipermercado Recheio. Principales unidades geológicas: 1 – Arenas de playa, de duna y aluviones (Holoceno); 2 – Depósitos de terraza fluvial (Pleistoceno); 3 – Formación de Costa d'Arnes (Cretácico Superior: Cenomaniense medio a Turoniense inferior); 4 – Formación de Figueira da Foz (Cretácico Inferior a Superior: Aptiense superior a Cenomaniense inferior); 5 – Jurásico Superior; 6 – Jurásico Medio; 7 – Jurásico Inferior.

ligeramente anterior a la base de la biozona de *Mantelliceras mantelli*. El paso del Cenomaniense medio a superior se da con el paso del nivel de *Acanthoceras* por el género *Calycoceras* (*e.g.* Kennedy, 1984) el cual marca la base de nuestra sucesión estratigráfica con ammonites. Después de muchos estudios para encontrar la sección tipo de este nivel (Grossouvre, 1901; Juignet, 1978; Robaszynski, 1982; Kennedy, 1994) y todas las mejoras en métodos de datación cronoestratigráficas y radiométricas, fue posible finalmente nombrar y datar como sección estratotipo y punto de límite global (GSSP) su base en los Alpes franceses, más concretamente en Mont Risou, en un nivel de caliza margosa a 36 m bajo la cima de la Formación *Marnes Bleues*, donde aparece por primera vez el foraminífero planctónico *Rotalipora globotruncanoides* Sigal, 1948 (Kennedy *et al.*, 2004). Fue ratificado por el Cenomanian Working Group en 2002.

En el ejemplo concreto de la Plataforma Carbonatada Occidental Portuguesa, el Cenomaniense se encuentra marcado por una transgresión de largo término, de dominio claramente marino al oeste y margino-litoral al este (en nuestra zona de estudio), más acentuada a partir del Cenomaniense superior (*e.g.* Soares, 1966; Berthou, 1973; Lauverjat, 1982; Callapez, 1998). Los últimos momentos de esta edad están marcados por un estancamiento del mar y posteriormente una ligera regresión, hechos que sugieren un control tectónico en el margen continental oeste de la Península Ibérica, con un surgimiento que contrarresta el fuerte signo eustático positivo durante la transición para el Turoniense (*e.g.* Rey *et al.* 2006; Dinis *et al.* 2008; Callapez, 2008).

En el límite del Cenomaniense-Turoniense nos encontramos con el evento anóxico mundial (CTBE, OAE2 o "Bonarelli Event") que fue el segundo evento anóxico ocurrido en el Periodo Cretácico. Este provocó una extinción no tan enorme como una de las cinco grandes extinciones en masa del Fanerozoico, pero si mermó la diversidad de algunas especies y acabó con gran parte de los invertebrados marinos (Kerr, 1998). Un evento anóxico se desencadena especialmente por un cambio en la circulación oceánica, pero también influyen elementos como el incremento de la temperatura atmosférica debido a algún factor (erupciones volcánicas, por ejemplo) y a su vez el aumento de la temperatura oceánica, que produce una falta de oxigenación marina en las profundidades, lo que significa la muerte para las especies marinas bentónicas o que viven a cierta profundidad. También debido al calentamiento, los océanos vuelven sus aguas más acidas (SO₂, H₂S, CO₂) lo que provoca la disolución del carbonato, liberando así dióxido de carbono. Con el calor se produce una mayor productividad de la vida en la superficie marina, llenándose de bacterias que acaban consumiendo el oxígeno que podría llegar a las profundidades.

Este evento es más fácil de ver en las sucesiones de tiza (*chalk*) en la Europa Occidental y de caliza/esquisto/margas del Mar Interior Occidental americano y en las perforaciones en algunas zonas del océano (Hart, 2002: 36 en Hart *et al.*, 2005:312).

Donde se considera que la sucesión Cenomaniense-Turoniense es más completa y diversificada en ammonites es en Pueblo, en el actual Texas, cuando estaba anegado por el Mar Interior Occidental americano (Western Interior Seaway) (Kennedy *et al.*, 2005).



Figura 4.- Fragmento de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional del año 2015 elaborada por la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS), con indicación de los pisos estudiados.

El **Turoniense** $(93.9 - 89.8 \pm 0.3 \text{ Ma})^4$ fue propuesto como nivel por d'Orbigny en 1842 y posteriormente dividido, como ya habíamos comentado anteriormente, desanexionando el Cenomaniense de su conjunto. Su nombre viene de Touraine, región francesa, o de su capital Tours, que los romanos llamaron Turonia y Turones respectivamente (Gradstein *et al.*, 2004: 363; Bengtson *et al.*, 1996). En esta región se

⁴"International Stratigraphic Chart" extraído del PDF original de la Comisión Internacional de Estratigrafía (ICS) el día 02/04/2017.

encuentra el marcador de la base del nivel Turoniense con su primera ocurrencia, el ammonites *Mammites nodosoides* así como el estratotipo clásico de este piso.

El GSSP del Turoniense se establece en Pueblo (Colorado), por donde cruzaba el Denver and Rio Grande Western Railroad; se encuentra en una zona semiárida y con poca vegetación que lo cubre que hace que se pueda seguir el estrato, que se encuentra semiexpuesto, durante unos pocos km. Tiene como base la camada número 86 del Bridge Creek Member perteneciente a la Formación Greenhorn Limestone. Donde aparece por primera vez el ammonites *Watinoceras devonense* y ya no aparecen más los foraminíferos planctónicos *Rotalipora cushmani, R. greenhornensis y R. deekei* (Kennedy *et al.*, 2004). Fue ratificado en 2003.

En la Plataforma Carbonatada Occidental Portuguesa, el inicio del Turoniense inferior está marcado por la presencia de una discontinuidad a escala de la cuenca, asociada a una laguna correspondiente a la parte basal de este piso, no estando por eso presente el registro correlativo al límite de Pueblo (Callapez, 1998; Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011). La sucesión Turoniense que se sobrepone a la del final del Cenomaniense, registra un desplazamiento de la zona subsidente de la cuenca hacia el Norte. La zona desde la Nazaré hacia el Sur, con sus macizos carbonatados con rudistas, sufrió inversión tectónica, emergió y se fue erosionando (*e.g.* Rey *et al.*, 2006; Dinis *et al.*, 2008; Callapez, 2008). Hacia el Noroeste, la evolución paleogeográfica muestra que la plataforma carbonatada se mantuvo en la Beira Litoral, donde podemos ver el pasaje Cenomaniense-Turoniense en facies marinas, las cuales emergen al final del Turoniense inferior.

1.4. Metodología del estudio

1.4.1. Búsqueda bibliográfica

Para comenzar con nuestra investigación ha sido necesario realizar una búsqueda bibliográfica exhaustiva con motivo de ampliar al máximo el conocimiento sobre nuestro yacimiento, su contenido paleontológico, sus lito y biofacies, estratonomía, unidades litostratigráficas, edad geológica, histórico de estudios, etc., con una duración mínima de 500 horas.

Para ello comenzamos con las palabras-clave "microfacies" y "Cretácico de Portugal", a partir de ellas hemos seguido dos ramas de búsqueda bibliográfica, una más "geológica" centrada en la petrología, estratigrafía, en las rocas sedimentarias (rocas carbonatadas de forma más concreta), análisis de láminas delgadas de rocas calcáreas, etc. Para aprender lo fundamental sobre estos términos los cuales la autora de este trabajo desconocía sin tener mayor comprensión que de algunas nociones básicas sobre el tema.

La otra rama ha sido más centrada en el ámbito "paleontológico" en la cual comenzamos a buscar información sobre el Cretácico en Portugal; sobre los dos pisos o edades (Cenomaniense-Turoniense) que trata nuestro trabajo en distintas partes del mundo y más concretamente en nuestra región del Baixo Mondego (Figueira da Foz) y en foraminíferos y otros microfósiles de estas edades, etc.

Por supuesto, comenzamos leyendo los estudios anteriores sobre nuestros yacimientos para hacernos una idea del estado de la cuestión y sobre en qué deberíamos centrarnos más para revisar la información aportada por todos ellos⁵ y poder añadir nuestro "granito de arena" para completar en lo debido el estudio sobre Salmanha, integrando nuevos datos inéditos y contribuyendo para profundizar conocimientos sobre microfacies y contextualización de los paleoambientes y paleogeografía de la plataforma carbonatada Cenomaniense y Turoniense.

Hemos encontrado algunos obstáculos para perfeccionar nuestra búsqueda de artículos y libros debido a que parte de la literatura científica es antigua y, por eso, de más difícil acceso y consulta.

1.4.2. Trabajo de campo

El trabajo de campo ha consistido sobretodo en el levantamiento del perfil estratigráfico conjunto de los diferentes niveles ("C"-"O") encontrados en los cuatro afloramientos, el registro fotográfico, recogida de muestras litológicas y fósiles; sobre

⁵ En el histórico de estudios (*vide* Capítulo 2, Estratigrafía regional del Cretácico, estudios anteriores y estado de la cuestión) se tratarán más en profundidad las figuras de estos investigadores, sus publicaciones y su labor relacionada con nuestro yacimiento y tema de este trabajo.

todo para la familiarización con el objeto de estudio. Fue desenvuelto entre el 20 y 21 de Mayo de 2016; fueron necesarias unas 25 horas útiles.

Comenzamos haciendo una visita con uno de nuestros directores del trabajo, para conocer el emplazamiento de los afloramientos y cómo desarrollar la metodología del trabajo estratigráfico y paleontológico por nosotros mismos, explicándonos todo lo necesario para entender las camadas y discontinuidades sedimentarias representativas de la sucesión estratigráfica, el tiempo geológico que registran y los principales fósiles encontrados y su ayuda para las biozonaciones.

Al día siguiente comenzamos nuestro trabajo siguiendo la siguiente ruta: la cantera de Salmanha, el perfil detrás del hipermercado Recheio, los taludes de la Autopista A14 (IP3) y finalmente la cantera de Casal dos Touros (muy próxima a Salmanha).

La metodología del trabajo de campo consistió en la recogida de la mayor cantidad de datos posible, debido a la dificultad logística para volver al yacimiento posteriormente. Se hizo de la siguiente manera y mediante las siguientes herramientas:

- 1. <u>Localización de los afloramientos</u>: apuntamos las coordenadas y pendiente mediante un GPS y una brújula.
- 2. <u>Dibujo, levantamiento del perfil estratigráfico y recogida de información gráfica</u>: mediante un flexómetro de 2 metros, una escuadra, cartabón y otros elementos encontrados en el campo (como ramas) conseguimos medir la altura de los diferentes perfiles y cada estrato, posteriormente dibujándolos en un cuaderno a color; tras ello comenzamos a sacar fotografías con escala tanto a los perfiles, detalles de las camadas, etc.
- 3. <u>Recogida de muestras y fósiles</u>: con ayuda de un martillo geológico, decidimos recoger muestras litológicas y de algunos fósiles que puedan ayudar a ampliar información posteriormente al trabajo; estas han sido empaquetadas en bolsas de muestras debidamente etiquetadas y numeradas siguiendo el orden:

Nivel (Yacimiento)

Fecha

4. <u>Descripción de las características básicas de cada estrato</u>: en el cuaderno de geólogo en el cual ya habíamos apuntado la localización y el dibujo del perfil de cada yacimiento comenzamos a anotar todos los datos visibles a plena vista y

con ayuda de una lupa *Benoist Berthiot Ibérica* de 10x, tanto de la forma, color y textura de cada estrato, como es la base y la cima y el tipo de cambio entre camadas, los fósiles visualizados en ella, y otros datos que puedan ser importantes para la caracterización de las litofacies y biofacies y su consecuente interpretación paleoambiental y paleobiológica, relacionándola con el estudio siguiente de las microfacies.

En conclusión, gracias a todos los datos analíticos (cualitativos y cuantitativos) y gráficos, pudimos seguir con la investigación de la manera más completa posible, con la posesión de dibujos, fotografías y muestras que recogimos, pudiendo tener un muestreo significativo del yacimiento geológico en nuestro lugar de trabajo tan alejado del mismo. La recogida de datos de naturaleza estratigráfica, sedimentológica, paleontológica, y paleoecológica será abordada más adelante.

1.4.3. Trabajo de laboratorio

Han sido visualizadas 85 láminas delgadas pertenecientes a los distintos afloramientos y a los niveles estratigráficos "C" a "O", elaboradas por técnicos del laboratorio de la Universidade de Coimbra bajo el mandato del Prof. Dr. Pedro Callapez, para su tesis doctoral (Callapez, 1998), pero que nunca llegaron a ser estudiadas, quedando en reserva hasta la presente investigación. Esta colección de láminas se encuentra conservada en el repositorio del Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.

El microscopio de luz polarizada utilizado ha sido un *Olympus modelo BX51* (fig. 5) y la cámara fotográfica incorporada ha sido una *Olympus modelo SP-500UZ* con 6 mp y 10x. Para este trabajo han sido necesarias unas 90 horas de trabajo, bajo la dirección del Dr. Paulo Legoinha y Dr. Joaquim Simão.

Respetamos la denominación de las láminas que cuya numeración consiste en el nombre del yacimiento resumido: *SAL* para Salmanha y Casal dos Touros; *IP3/1, 3 o 4* para Taludes da autopista A14 y Recheio; y *Fontela* para el lugar del mismo nombre. Esta denominación viene seguida del nivel de la camada donde se extrae la muestra para la lámina delgada, junto con un número que define otra subdivisión en ese propio nivel,
y en ocasiones viene dado otro dato no menos importante como es el de a cuantos cm nos encontramos de la base o del techo de ese estrato.

Ej.: SAL D1 40 cm topo → Salmanha, nivel D1, a 40 cm del techo donde empezaría la base de la siguiente camada (D2).

Comenzamos la visualización de cada lámina organizándonos de una determinada forma y siguiendo una ordenada metodología:

- Visualización de las láminas de forma ordenada, siguiendo cada estrato, desde el más antiguo hacia el más moderno, para poder ver las sucesiones sedimentarias y fosilíferas y poder más fácilmente advertir cambios o diferencias susceptibles. Se ha intentado ver cada estrato en el mismo día para evitar perder la mínima información posible.
- Estudiar cada lámina siguiendo la misma forma, comenzando desde la parte superior izquierda siguiendo filas o hileras imaginarias hacia arriba y abajo acabando en la parte inferior derecha, para visualizar toda la lámina y sus más pequeños detalles, utilizando los cambios de nikols para diferenciar distintos tipos de fósiles y minerales.
- Descripción en un cuaderno del tipo de cemento en una primera visualización rápida y de todos sus componentes tal cual se van divisando, sin esperar al final de la observación de la lámina, se apunta todo lo que contribuye para la caracterización de la microfacies; fósiles y su frecuencia de aparición, si están fragmentados o no, tamaño, reorientación si está presente, tipos de elementos aloquímicos carbonatados que componen algunas camadas; fracciones no carbonatadas, microestructuras sedimentarias, estado de cada lámina, si aparecen cambios significativos en la misma lámina (como el cambio litológico) u otros hallazgos que la autora de este trabajo en ese momento desconocía su significado.
- Después del análisis visual procedimos a sacar el mayor número de fotos, con más de 4.500 fotografías, de los componentes de las láminas para su posterior consulta en caso de duda y para no olvidar la imagen de cada camada en lámina delgada bajo la visión del microscopio electrónico.

Tras toda la información obtenida mediante el trabajo de campo y recogida en el laboratorio es pertinente relacionarla e interpretarla para llegar a las conclusiones sobre si existe algún dato novedoso, y definir todas las características taxonómicas, bioestratigráficas, paleoambientales, paleoecológicas, etc.



Α



Figura 5.- (A) Modelo del microscopio petrográfico utilizado (Olympus BX51⁶). (B) Micrómetro para medir el tamaño y escala de las láminas delgadas. (C) Ejemplo de una de las 85 láminas delgadas estudiadas. (Figuras 5B y 5C son fotos de la autora)

1.4.4. Trabajo de gabinete

Tras rematar con todo el trabajo anterior, comenzamos con el análisis propiamente dicho, juntando todos los datos adquiridos mediante el estudio del tema, los datos adquiridos en el campo y los proporcionados por las láminas delgadas y pasamos a la interpretación en conjunto de todas las informaciones. Enlazando todo esto para llegar a describir la taxonomía, bioestratigrafía, paleoambiente y paleoecología,

⁶ Foto sacada de la página oficial de Olympus, https://www.olympus-ims.com/es/microscope/bx51p/ 07/12/2017.

integrando también estos datos en los modelos de paleogeografía ya existentes en la bibliografía.

Por fin, el trabajo de gabinete se concluye con la redacción de la presente monografía. Ha sido imposible contabilizar la cantidad de horas dedicadas a este trabajo.

Capítulo 2

Estratigrafía regional del Cretácico, estudios anteriores y estado de la cuestión

2.1. Histórico de estudios

Desde un poco antes de la segunda mitad del siglo XIX se ha estudiado ampliamente la estratigrafía regional del Cretácico Superior portugués, en una abundante serie de artículos y trabajos monográficos que iremos tratando en este capítulo.

El primero de nuestros investigadores es Daniel Sharpe (1806-1856), un contable, luego comerciante británico que vivió en Lisboa durante varios años, donde comenzó a realizar sus trabajos en los alrededores de esta ciudad y también de Porto, elaborando así los primeros mapas geológicos y describiendo la estructura geológica de estas dos regiones (fig. 6). Fue uno de los primeros en estudiar las series mesozoicas del territorio portugués y, efectuó diversas descripciones de fósiles cretácicos portugueses (Antunes, 2000; Callapez & Soares, 2001). Sharpe comenzó describiendo la geología de los alrededores de Lisboa (1839) detallando el Cretácico de rudistas *Hippurite Limestone*, (*Faciès Ammonitique*, Choffat, 1897). Describe también nuevos taxa de *Tylostoma (T. globosum, T. ovatum y T. torrubiae*) (1849) y apunta nuevas observaciones sobre el género *Nerinea* (1850).

Con él se marca un comienzo en los estudios geológicos de Portugal, y a partir de las observaciones realizadas publicó numerosos trabajos con diversas referencias a la

Geología y Paleontología de Portugal. En palabras de Jorge Simões, Daniel Sharpe fue "o geólogo estrangeiro a quem a geologia portuguesa mais deve"⁷ y a quien fue atribuida la introducción de los estudios de Paleontología en Portugal. También fue pionero en la observación de la exfoliación de los minerales. Poco antes de su muerte fue nombrado presidente de la *Geological Society of London* en 1856.

En parte discípulo de él fue Carlos Ribeiro (1813-1882), militar, geólogo y arqueólogo, padre de la Geología portuguesa (Almeida y Carvalhosa, 1974), que estableció de un modo general la sucesión estratigráfica de los terrenos portugueses y fue el principal artífice de las primeras cartas geológicas del territorio. Comenzó sus trabajos en esta disciplina alrededor de Porto, donde se iniciaron también sus primeras colecciones de rocas y fósiles. Conoció a Sharpe en 1850, en Buçaco, cuando Ribeiro dirigía las labores de extracción de la mina de carbón; allí fue donde comenzaron las colaboraciones entre estos dos investigadores, que mucho han contribuido para el desarrollo de la Estratigrafía portuguesa. Fue director de la 2ª Comissão Geológica do Reino, en 1857, cargo que compartió con Pereira da Costa y, más tarde, de la 3ª, coadyuvado por Nery Delgado (1835-1908), habiendo sido en esta altura cuando se publicó la primera Carta Geológica de Portugal (1876) (fig. 7). Ribeiro estudió también las formaciones cretácicas de la región de Lisboa, en una perspectiva de modernizar el abastecimiento de agua a la ciudad (Ribeiro, 1867).



Figura 6.- Fotografías de Daniel Sharpe, Carlos Ribeiro y Paul Choffat. (Adaptado de Callapez & Soares, 2001: 9).

⁷ Simões (1922) consultado en http://www.lneg.pt/CienciaParaTodos/edicoes_online/biografias/ el 20/05/2017



Figura 7.- Carta Geológica de Portugal a escala 1/500 000 (1876) de Carlos Ribeiro y Nery Delgado (según Rebelo, 1998). Los terrenos cretácicos se encuentran representados en color verde.

Después aparece la figura de **Paul Choffat** (1849-1919) prolífico autor de monografías sobre el Mesozoico portugués⁸. Nace en Suiza y comienza a trabajar como banquero, época en la que establece relación con el círculo de naturalistas de la *Société d' Emulation du Doubs*, matriculándose posteriormente en estudios de este ámbito en Zúrich, donde destacó e impartió clases de Paleontología. Se dedicó a estudiar sobretodo el Jurásico francés (región de Jura). Más tarde conoce a Carlos Ribeiro en el Congreso Internacional de Geología de 1878 en París, donde Ribeiro lo invita a estudiar el Jurásico portugués y en ese mismo año comienza su labor en territorio luso (Simões, 1922).

⁸ http://www.lneg.pt/CienciaParaTodos/edicoes_online/biografias/paul_choffat

En cuanto a sus publicaciones, la labor del investigador en este país duró cerca de 40 años, con una prolífica obra en la que destacan los estudios generales (monográficos) sobre el Jurásico y el Cretácico para la *Secção dos Trabalhos Geológicos de Portugal*; que en nuestro caso debemos mencionar obligatoriamente el *Recueil de Monographies Stratigraphiques sur le Système Crétacique - 2éme. étude - Le Crétacique au Nord du Tage* (1900), en el cual se establece una clasificación estratigráfica de esta zona, describiendo las facies, su composición litológica y la fauna propia de cada camada. Fue el responsable de la división original en 15 unidades o niveles "A" al "O" (Choffat, 1897a, 1900) de la Formación Costa d'Arnes (fig. 8), donde Choffat data esta sucesión carbonatada del Turoniense en su publicación más reciente. Creador del "piso Lusitaniano" para el Jurásico Superior, escribió también sobre temas monográficos como tectónica, geología aplicada, etc.; publicó una Carta Geológica del Portugal con Nery Delgado, en 1899, en substitución a la anterior de 1876, y diversas cartas geológicas regionales.



Figura 8.- El Cenomaniense-Turoniense de Figueira da Foz según Paul Choffat (1897a, 1900) en Callapez, 1998: 16.

Durante un hiato de varias décadas **Carrington da Costa** (1891-1982) retoma el tema del Mesozoico portugués en un pequeño trabajo sobre el Cretácico Superior en la Beira Litoral (1937), pero no habla de nuestra zona propiamente dicha, sino de territorios más septentrionales, centrados en la región de Aveiro.

Hasta la década de los 60 no se reanuda completamente el tema hasta la llegada de **Antonio Ferreira Soares** (1966, 1972, 1973 y 1980), quien actualiza la obra de Choffat en cuanto a las edades relativas de cada nivel de nuestro yacimiento, hace una revisión de la estratigrafía muy en detalle de la macrofauna del Cenomaniense-Turoniense de la región del Baixo Mondego y aplica nuevas metodologías dentro de la sedimentología y del análisis secuencial.

Soares hace un estudio en profundidad de los cortes ("Formación Carbonatada", Soares, 1966; equiv. "Formación Calcários apinhoados da Costa d'Arnes" Rocha *et al.*, 1981) donde establece análisis litológicos y sedimentares, explicando las edades designadas por Choffat más rigurosamente, mediante un estudio sistemático de los fósiles tipo, documentando, identificando y revisando la taxonomía de las especies de equinoideos (definidos por Perceval de Loriol, 1887-1888) recogidas en afloramientos de Cenomaniense superior del Baixo Mondego situados en la margen derecha del río Mondego, entre Coimbra y Montemor-o-Velho. Utiliza también nuevas metodologías no empleadas anteriormente como el estudio mediante láminas delgadas clasificadas de acuerdo con Folk (1959-1962), en un intenso trabajo de laboratorio y análisis secuencial basada en trabajos de Lombard. De este modo llega a definir nuevos géneros como el bivalvo *Coxicardia* y el equinoideo *Mundaster*.

En esta década el estudio de estos afloramientos se retoma por el Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra que da como resultado una nueva cartografía más en detalle y completa; se realizan levantamientos estratigráficos exhaustivos y se redefinen las unidades cretácicas (*e.g.* Soares, 1966).

En los años 70 del siglo XX, tras la participación de geólogos franceses como **Pierre-Yves Berthou** (1973, 1978, 1984a, 1984b, 1984c, 1984d), y **J. Lauverjat** (1978, 1982) hubo una reinterpretación de los límites del Cenomaniense-Turoniense. Ellos también trabajaron con los principales grupos de microfósiles (sobre todo foraminíferos), inoceramídeos y ammonites para establecer zonaciones bioestratigráficas integradas. Sin embargo, este intento de hacer correlaciones interregionales con las especies índice y asociaciones de ammonites europeas, características del dominio Templado-Boreal, ha resultado difícil, por tanto las especies mencionadas por Berthou son típicas del Tetis (Callapez, 2003: 54-55). Otro apunte interesante es la revisión que hacen del género *Vascoceras*. Estos autores también publicaron en coautoría con investigadores portugueses o entre ellos, con destaque para los estudios de Berthou & Lauverjat (1974, 1975, 1976, 1979), Berthou, Soares & Lauverjat (1979) y Amedro, Berthou y Lauverjat (1980).

Desde finales de los años 80 del siglo XX, los temas relacionados con las sistemática, bioestratigrafía y paleoecología de la macrofauna del cuerpo carbonatado del Cenomaniense-Turoniense son retomados por **Pedro Callapez** (1992, 1998), Callapez & Soares (2001), Hart *et al.* (2005) Callapez *et al.* (2007, 2008, 2017, 2018), Barroso-Barcenilla *et al.* (2011) entre muchos otros trabajos centrados en la escuela de Coímbra y sus colaboraciones científicas internacionales.

La investigación descrita en el presente trabajo se incluye en los proyectos de estudio en curso en la Universidad de Coímbra, beneficiando de todo este histórico de más de siglo y medio de datos científicos, con vistas al conocimiento detallado del Cretácico de Portugal y de la Península Ibérica.

2.2. Estratigrafía del Cenomaniense-Turoniense en Portugal

En Portugal, en los sectores del *onshore* del margen continental occidental de la Península Ibérica, correspondientes a las provincias de Estremadura y Beira Litoral, entre los paralelos de Lisboa y de Aveiro, la sucesión representativa del Cretácico se caracteriza por la presencia de una importante discontinuidad de la cuenca, de edad intra-aptiense, que representa una rotura generalizada de los sistemas sedimentarios, seguida por la colmatación *post-rift* de las series triásicas, jurásicas y neocomienses de la cuenca Lusitánica (*e.g.* Rey *et al.*, 2006; Callapez, 2008; Dinis *et al.*, 2008; Kullberg *et al.*, 2013; Martín-Chivelet *et al.*, 2019). La estratigrafía del Cenomaniense-Turoniense (fig. 11) está encuadrada en esta sucesión de transición hacia un contexto de margen pasiva y representa los intervalos de mayor desarrollo de la Plataforma Carbonatada Occidental Portuguesa (Berthou, 1973, 1984a, 1984b, 1984c, 1984d; Lauverjat, 1982; Callapez, 1998), una de las más importantes plataformas carbonatadas del Tetis en el Sur de Europa.

Los primeros niveles de la sucesión *post-rift* son cuerpos gresosos o gresoconglomerados que se disponen en una aparente continuidad estratigráfica y que pertenecen a la Formación de Rodízio (Aptiense superior a Albiense medio) en las zonas del Cabo Espichel, Lisboa y Ericeira, a la Formación de Almargem (Aptiense superior a Cenomaniense inferior a medio) en los afloramientos de Torres Vedras (Rey *et al.*, 2006) y a la Formación de Figueira da Foz (Dinis *et al.*, 2001; = "Grés grosseiro inferior", Soares 1966; = "Arenitos de Carrascal", Rocha *et al.*, 1981) (Aptiense superior a Cenomaniense medio terminal) en las zonas situadas a norte el paralelo de Nazaré y cercana a nuestra sección (fig. 11). Estos niveles representan la progradación de sistemas aluviales trenzados ("braided systems") que drenaban relieves rejuvenecidos del Macizo Hespérico hasta el borde del margen continental (Dinis *et al.*, 2008). Su límite superior es acentuadamente diacrónico en diferentes sectores de la Estremadura y del Baixo Mondego, en función del avance de los sistemas carbonatados hasta el Norte y el Este que han conducido a la instalación de la plataforma carbonatada.

El Cenomaniense se encuentra muy bien representado en la región de Lisboa-Cascais- Sintra y forma parte de una sucesión carbonatada de plataforma interna, por veces con bioconstrucciones arrecifales con rudistas y corales e iniciada en el Albiense medio (Formación de Galé, Rey et al., 2006). Esta está continuada por varias decenas de metros de calizas y margas que registran el desarrollo de la plataforma carbonatada durante el Cenomaniense inferior e medio (Formación de Caneças) y superior (Formación de Bica) (v. Dinis et al., 2008). Las dos primeras unidades mencionadas formalizan el denominado "Bellasiense" de Choffat (1885, 1886, 1898, 1900). En cuanto a la tercera unidad, esta define una superficie transgresiva muy bien marcada, con introducción de calizas nodulares con Neolobites vibrayeanus y una microfauna de alveolinídeos (e.g. Berthou, 1973, 1984a, 1984b, 1984c; Lauverjat, 1982) muy desarrollada, que es un excelente nivel guía para todos los sectores de la plataforma carbonatada y permite correlaciones precisas con otras cuencas europeas y norteafricanas, incluso la Cuenca Ibérica (Barroso-Barcenilla et al., 2011, Segura et al., 2013). Sobre esta se desarrollan cerca de 20 m de calizas arrecifales con rudistas, que incluyen numerosos biohermes con *Caprinula*, *Sauvagesia* y *Radiolites* (Berthou, 1973) y caracterizan la llamada Faciès Récifal de Choffat (1900). Esta sucesión registra el desarrollo de una extensa plataforma carbonatada rodeada con franjas recifales, la más occidental del Tetis europeo (Callapez, 2008), que ocupaba toda la Estremadura portuguesa hasta los sectores de Nazaré, Leiria y Ourém, en los cuales se encuentran también dominios recifales con corales microsolenídeos y lagunares con hemiasterídeos (e.g. Berthou, 1984d; Lauverjat, 1982; Callapez, 2008).

En cuanto a nuestros niveles estudiados, situados más hacia el Norte, en la región del Baixo Mondego, entre Coímbra y Figueira da Foz, estos difieren considerablemente de los anteriores, pues corresponden a la *Faciès Ammonitique* de Choffat (1900), septentrional, sin rudistas en el Cenomaniense superior y muy ricos en cefalópodos y en fauna bentónica de plataforma abierta a la influencia oceánica (fig. 9).



Figura 9.- Esbozo paleogeográfico del Cenomaniense superior (Nivel G), en círculo rojo señalando nuestro objeto de estudio, las canteras de Figueira da Foz, pertenecientes al Cenomaniense-Turoniense (según Callapez, 1998). En nuestro caso nos encontramos con (1) Dominio externo, sublitoral a circalitoral, con sedimentación carbonatada y poblamientos de corales y poliperos ahermatípicos dendroides (23) y *Vascoceras* spp. (24).

Esta serie de afloramientos del cuerpo carbonatado se caracterizan también por la presencia de una sucesión del Turoniense inferior bien desarrollada, con ammonites y

rudistas, que permiten establecer correlaciones estratigráficamente precisas con la parte inferior de este piso en la Cuenca Ibérica y en el Norte de África (Barroso-Barcenilla *et al.* 2011) y que incluye una asociación con *Thomasites rollandi* (Callapez, 1998, 2003).

Paul Choffat (1900) marca como sucesión estratigráfica tipo de esta etapa a la que hoy aflora en la cantera de Salmanha (Figueira da Foz), enumerando 15 niveles "A"-"O" para el Cenomaniense superior-Turoniense inferior (Berthou, 1984a) (figs. 10 y 11). Las primeras dataciones (1897-1900), manifiestan grandes variaciones respecto a las edades (fig. 10), pero tras revisiones de Berthou & Lauverjart (1979), Soares (1980), Lauverjat (1982) y finalmente Berthou (1984a), más tarde reexaminadas por Callapez (1998, 2003), Callapez & Soares (2001) y Barroso-Barcenilla *et al.* (2011), se acaban estableciendo las edades como habíamos comentado anteriormente.



Figura 10.- Subdivisiones estratigráficas del cuerpo carbonatado de Figueira da Foz (niveles "A"-"O" de Choffat, 1897a, 1900) de acuerdo con los autores que han estudiado esta zona (según Callapez & Soares, 2001:7).

El Cenomaniense superior es visible actualmente desde las camadas "C"-"J". Todas son calizas, unas más nodulares y margosas que las otras. La primera de la serie ("C") se caracteriza por la presencia de *Neolobites vibrayeanus* y es rica en alveolinídeos, ("D") contiene el equinoideo *Anorthopygus michelini*, a continuación ("E") con *Rhynchostreon suborbiculatum* (la "*Ostrea Columba major*" de Choffat, 1897, 1900), se sigue por un calcáreo margoso ("F") rico en ammonites del género *Vascoceras* ("G"-"H") con poliperos ahermatípicos dendroides, ("I") un nivel más margoso, rico de hemiasterídeos y, por último, una caliza ("J") con frecuentes vascoceratídeos.



Figura 11.- Unidades litoestratigráficas del Cretácico de la Orla Meso-Cenozoica Occidental de Portugal (según Dinis *et al.*, 2008).

Berthou admite que los niveles "K"-"O" pertenecen al Turoniense inferior, determinando una frontera entre Cenomaniense-Turoniense que se encontraría en la parte superior del nivel "J" (Berthou, 1984a: 50), donde comenzarían sedimentos de naturaleza micrítica y, localmente, dolomítica ("K"), calcáreos con concentraciones reorientadas de *Turritella*, inoceramídeos del genero *Mytiloides* y ammonites ("L") y calcáreos *grainstone* con rudistas y corales ("M"-"N") que se vuelven micáceos en las zonas más superiores ("O") (Callapez, 1998: 17).

Cabe destacar que estos niveles ("C"-"O") fueron caracterizados por Choffat (1900) con base en los tipos de litofacies, límites y discontinuidades asociadas, y continuidad lateral que permite seguirlos como niveles guía, pero también por su contenido fósil en el cual distintas asociaciones posibilitan correlaciones entre afloramientos de varios sectores del cuerpo carbonatado (Berthou, 1984a: 48).

Hacia el Este y Norte del sector de Figueira da Foz, la paleogeografía de la Plataforma Carbonatada Occidental Portuguesa se caracteriza por sectores más internos (fig. 11), observando registros de transición para dominios más margosos, de facies mixtas y, al final, de llanura aluvial micácea, muy bien desarrollados en el sector de Coímbra (*e.g.* Soares, 1980). Estas facies micáceas se encuentran en la Formación de Furadouro, de edad Turoniense, cuya organización secuencial muestra una evolución progradante hasta el retraimiento total de la plataforma carbonatada hasta sectores del moderno *offshore*, al final del Turoniense inferior (Callapez, 2008).

Por fin, al contrario de la Cuenca Ibérica en la cual la plataforma carbonatada subsiste hacia el Santoniense (Segura *et al.*, 2014), toda la sucesión sedimentaria del Cretácico Superior de la Beira Litoral es dominada por el desarrollo de cuerpos siliciclásticos, cuyas facies aluviales con cantos y areniscas groseras sugieren un largo intervalo de emersión y de fuerte erosión del margen continental occidental ibérico.

Capítulo 3

Las rocas carbonatadas y sus microfósiles

3.1. El microscopio petrográfico

Mediante el microscopio petrográfico o polarizador⁹, se pueden determinar las características mineralógicas y microtexturales de una roca en una lámina delgada (fig. 12). El microscopio aumenta la imagen del objeto de estudio mediante un sistema de objetivo y lentes, por los cuales podemos conseguir una imagen ampliada y nítida de nuestra roca.

Estos microscopios se caracterizan por tener los mismos dispositivos ópticos que cualquier otro microscopio, pero con una particularidad: el uso de luz polarizada. Esta luz se distingue de la luz blanca porque vibra en un solo plano y la luz ordinaria vibra en todas las direcciones. La luz polarizada se obtiene mediante dos nikols de calcita; el polarizador (se coloca por debajo de la muestra a estudiar) y el analizador (por encima), entre ellos dos los planos de vibración son perpendiculares, de esta forma es posible identificar los minerales transparentes y translúcidos y la textura de las rocas en las láminas examinadas (Folk, 1974; Scholle & Ulmer-Scholle, 2003 y Raith, 2012).

Su funcionamiento se procesa de la siguiente manera: la luz pasa directamente a través del polarizador (nikol inferior), donde esta luz se difracta y sale un único haz de rayos que vibra en un solo plano y pasa a través de la lámina delgada, dividiéndose en

⁹ En nuestro caso un Olympus modelo BX51.

dos series de rayos que vibran perpendiculares el uno con el otro, pero con velocidades diferentes dependiendo del mineral en cuestión (Franco & Gonzalo, 2000).

Al usar los nikols paralelos (uso del polarizador, NP o LPP) se puede determinar características de cada mineral como su color, relieve, pleocroísmo... Si usamos los nikols cruzados (uso del analizador, NC o LPX) se pueden ver los colores de interferencia debido al desfase de la velocidad de los dos rayos de luz. (Franco & Gonzalo, 2000: 40-41).



Figura 12. – Visualización de láminas delgadas mediante el microscopio petrográfico. (Fotos de la autora)

Las láminas delgadas son secciones pulidas de roca que tienen un espesor de 30 µm y unas dimensiones aproximadas de 5 cm de largo por 3 cm de ancho. Se colocan en un portaobjetos de vidrio pegadas mediante resina epoxy y se cubren con otra lámina de vidrio.

La elaboración de una lámina delgada consiste en un proceso en el cual se seleccionan las rocas, y se preparan para el plano de corte. Para ello se utiliza una cortadora de disco de diamante que se refrigera mediante agua; tras cortar la pierda en forma de prisma rectangular y desbastarlo con carburo de silicio, esta cara se pega en el portaobjetos mediante epoxy, se prensa y se deja unos minutos en la plancha caliente. Una vez pasado todo este tratamiento, nuestro pedazo de roca ya está preparada para cortarse con la cortadora, rectificadora y desbastadora para llegar a un espesor de 30 µm, que podemos controlar mediante el microscopio petrográfico a través de los colores

de interferencia de los minerales observados. Si es necesario, las láminas se pueden pasar por la pulidora.

3.2. Mineralogía y génesis de los sedimentos carbonatados

Debido a que nuestro trabajo se centra en el estudio de los microfósiles en las rocas carbonatadas hemos decidido hacer un inciso para explicar lo básico sobre las características de estas para su mejor compresión dado que después describiremos sus componentes bajo el microscopio petrográfico. En el siguiente apartado seguiremos los desarrollos sobretodo de Boggs (2006 y 2009), Folk (1959 y 1965) y Flügel (2010).

Clasificación de las rocas sedimentarias

En función de sus componentes, las rocas sedimentarias se clasifican en¹⁰:

- rocas detríticas o clásticas (más del 50% de terrígenos). Conglomerados o ruditas, areniscas y lutitas (rocas arcillosas).
- no detríticas (menos del 50% de terrígenos), que a su vez pueden subdividirse en:
 - de precipitación química o biogeoquímica. Calizas, dolomías, evaporitas, rocas silíceas (sílex, chert). Dentro de este grupo se incluyen las rocas residuales (rocas aluminosas o bauxitas y rocas ferruginosas o lateritas).
 - organogenias (depósito de fragmentos orgánicos de animales y/o vegetales). Carbón, petróleo.

Como ya sabemos, las rocas carbonatadas tienen una gran presencia en el registro estratigráfico de las rocas sedimentarias. Además de ser importantes por su amplia presencia, también lo son por otras cosas, como su valor económico (*reservoir rocks* y como materiales de construcción) y por el que más nos importa en este trabajo, por su valor intrínseco como indicadores de la Historia de la Tierra. "Ellas contienen gran parte del registro fósil de las formas de vida pasadas, y están repletas de estructuras y texturas que proporcionan una valiosa información sobre las condiciones ambientales del pasado." (Boggs, *op. cit.*: 313)

¹⁰ https://www.ugr.es/~agcasco/msecgeol/secciones/petro/pet_sed.htm Consultada el 17/01/2018.

Los minerales con calcio que constituyen las rocas carbonatadas se dividen en tres grandes grupos: calcita (CaCO₃), dolomita [CaMg(CO₃)₂] y aragonita (CaCO₃). Los dos primeros conciernen a un grupo conjunto perteneciente al sistema cristalino romboédrico o trigonal y el último pertenece al sistema cristalino ortorrómbico. Las rocas carbonatadas contienen un catión mayor Ca²⁺, y un catión menor, Mg²⁺. Gran cantidad de otros cationes pueden estar presentes en rocas carbonatadas en cantidades rastreables, los más abundantes de estos serían el sílice, aluminio, hierro, potasio, manganeso, estroncio, sodio, fósforo, titanio y boro. El mayor anión en las rocas carbonatadas es el CO₃²⁻, pero existen cantidades significativas que también pueden estar presentes de SO₄²⁻, OH⁻, F⁻, y Cl⁻ (Boggs, *op. cit.* y Bathurst, 1975).

Debemos tener en cuenta que el material de composición de los organismos calcáreos puede cambiar tras la diagénesis del enterramiento. La calcita es el mineral dominante de las rocas carbonatadas, especialmente en rocas anteriores al Cenozoico; la aragonita es el polimorfo menos estable y se acaba trasformando con el tiempo a caliza, por ello es importante solo en sedimentos carbonatados del Neógeno o posteriores, y los granos esqueléticos con alto contenido en Mg podrían perder parte de este y convertirse en caliza baja en magnesio, o ganar Mg²⁺ para formar dolomita. (Tucker, 1982 y 2003)

Algo que comentaremos después es la existencia de otros constituyentes no carbonatados que puede tener nuestra muestra, que suelen ser menos del 5% como minerales compuestos de sílice (ej. cuarzos), arcillas u otros minerales como pirita, fluorita, óxidos de hierro, además de fósiles (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

Los restos esqueléticos de organismos que secretan carbonato de calcio son componentes importantes en muchas rocas carbonatadas. Estos pueden estar formados por aragonita, calcita o calcita altamente magnesiana (dolomita). Por ejemplo, los equinodermos están compuestos por caliza alta en magnesio y los foraminíferos por caliza baja/alta en magnesio, la mayoría de los moluscos de aragonita y algunos grupos de organismos pueden construir su esqueleto en ambos (caliza o aragonita) (Boggs, 2006 y 2009).

3.3. Componentes de las rocas carbonatadas

3.3.1. Ortoquímicos

La matriz es el material depositado mecánicamente que se encuentra entre los granos o partículas más grandes. Decimos esto puesto que la matriz se compone también de granos o cristales, solo que estos son mucho menores en cuanto a su tamaño (micrita <4 μ m, y microesparita 5-30 μ m). Es necesario destacar la diferencia entre matriz y cemento precipitado, este último se genera cuando se litifica el sedimento y se pierde la porosidad ya que crecen cristales a partir de la precipitación de soluciones acuosas iónicas o coloidales (posteriormente trataremos el tema del cemento más en profundidad). La matriz da cohesión al sedimento y el cemento lo consolida. (Flügel, 2010)

La matriz se divide en dos categorías:

- Micrita, o lodo carbonatado (*mud*), está compuesta por cristales de un tamaño <4 μm (Folk, 1959) que en el microscopio petrográfico no es reconocible en cuanto a cristales, puesto que se distingue como una masa homogénea (cuando se trata de una micrita muy fina) o informe (cuando los cristales son mayores) criptocristalina y oscura, normalmente de tonos pardos. Se genera en ambientes marinos y no marinos. Tiene varios posibles orígenes: por la desintegración de algas calcáreas *post mortem*, por la abrasión física o biológica de partes duras carbonatadas (esqueléticas), por la acumulación de plancton pelágico calcáreo, por la precipitación directa formando *in situ* carbonato de grano fino que sería provocado por factores bioquímicos y fisicoquímicos (*allomicrite*) o como resultado de procesos diagenéticos como la recristalización y la cementación (*automicrite*). Según Folk (*op. cit.*), la micrita se produce dentro de la cuenca de deposición, muestra poca o ninguna evidencia de transporte significativo e indica un ambiente deposicional de baja energía.
- Microesparita, matriz calcítica de grano fino (5-30 µm de diámetro) (Flügel, *op. cit.*) que se caracteriza cristales de calcita de formas euhédricas y subhédricas que tienen un tamaño bastante uniforme. Su origen puede ser debido a recristalización o procesos de crecimiento neomórfico de cementación y calcitización. La microesparita puede ser considerada como evidencia de

diagénesis meteórica, por la influencia de fluidos de baja salinidad o exposición subaérea.

El cemento está compuesto por:

Esparita, que es un agregado de cristales de calcita de tamaño mayor a 30 µm, los cuales son visibles nítidamente al microscopio petrográfico (se ven de color blanco o claros bajo la luz plana del microscopio). Se generan mediante una precipitación de los fluidos que circulan en los poros, es decir, que su cementación ocurre dentro de los poros, cavidades y fracturas, tanto inter- como intragranulares. Suele ser común en calizas ricas en granos como los oolitos, que se depositaron en aguas agitadas que impedían que la micrita rellenara los espacios de los poros (Boggs, 2009), lo que conlleva a la interpretación de un ambiente deposicional de alta energía. Pero esto hay que tratarlo con cuidado, puesto que la cementación pudo rellenar poros secundarios y, de esta forma, no podríamos relacionarlo con las condiciones de deposición, puesto que es posterior a ella, es decir, que depende de la diagénesis consecutiva.

Flügel (2010), considera que genéticamente la esparita es un cemento carbonatado o un producto de la recristalización de la micrita o granos carbonatados. Debido a que es un resultado de la diagénesis, lo comentaremos en el apartado relativo a la diagénesis, porosidad y dolomitización que abarcaremos más tarde. Hemos decidido nombrar aquí a la esparita debido a que se acostumbra a integrar en los componentes ortoquímicos de las rocas carbonatadas para la enseñanza en las aulas y en manuales antiguos.

3.3.2. Aloquímicos

Los componentes aloquímicos son agregados depositados mecánicamente que se han sometido a transporte en la mayoría de los casos o formado dentro de la cuenca de depósito. Deben ser diferenciados de los granos esqueléticos que serán tratados más adelante. Estos agregados o granos incluyen ooides, oncoides, pisoides, peloides, bioclastos, intraclastos, restos esqueléticos y algunos granos no carbonatados (figs. 13 y 14). La importancia del estudio de éstos radica en la información que nos proporciona para poder caracterizar y diferenciar ambientes deposicionales específicos y fluctuaciones del nivel del mar, con lo cual podemos conocer el paleoclima y las zonas paleolatitudinales (Flügel, 2010). Se consideran:



Figura 13. – Principales componentes aloquímicos. La presencia y composición de estos granos son indicativos de tipos de subfacies que reflejan condiciones ambientales específicas y configuraciones en una plataforma de carbonatada mareal a submareal. Dependen del tamaño, forma y estructura interna (según Flügel, 2010: 100, 102).

a) Granos recubiertos

Ooides u oolitos, que son granos carbonatados esféricos o elipsoidales, de diámetro menor de 2 mm, que se caracterizan por tener un núcleo que se encuentra rodeado por láminas concéntricas regulares que se forma por la precipitación química de la calcita; pueden tener una disposición radial o concéntrica de los cristales de los que se compone (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Este núcleo tiene un origen variado, desde granos terrígenos detríticos, fragmentos esqueléticos o peloides. Tanto la microfabricación, como la mineralogía, la abundancia y tamaño de estos reflejan las características físicas y

químicas del ambiente deposicional, además de darnos información sobre la temperatura del agua, energía, salinidad y profundidad (Flügel, 2010).

- Pisoides o pisolitos, que son granos esferoidales (diámetro mayor a 2 mm) que tienen una estructura interna concéntrica laminada, de origen inorgánico (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Son similares a los ooides, pero de tamaño mayor y se forman en ambientes no marinos o en intervalos margino-marinos (Flügel, 2010).
- Oncoides u oncolitos, que son granos de mayor tamaño que los anteriores (de dimensión milimétrica a centimétrica), de forma redondeada o irregular que se caracterizan por tener una corteza micrítica en capas laminadas, creadas por las partes duras o esqueléticas de organismos sésiles (algas, briozoos, serpulídeos, etc.). Estos organismos intensifican e inician la precipitación del carbonato cálcico, atrapando el material micrítico en suspensión y fijándolo sobre ellos. Su forma, estructura interna y composición biótica determinan factores paleoambientales (Flügel, *op. cit.*).
- Pellets o peloides, que abarcan todos los granos que están construidos de un agregado de carbonato de calcio criptocristalino o microcristalino, independientemente de su origen y tamaño (McKee & Gutschick, 1969). Tienen forma redondeada y están compuestos de micrita, sin estructura interna, a diferencia de otros agregados. Es necesario tener cuidado con este término porque el origen de estos agregados a menudo es dudoso, sin embargo, debe ser posible referirse a ellos sin implicar ningún modo particular de acción, es decir que se usa como término de ignorancia (Bathurst, 1994). Uno de los posibles orígenes de los peloides puede que sean los restos fecales de animales comedores de fango (vasívoros), de esta forma algunos autores pasan a denominar a este tipo de peloides como pellets o fecal pellets.

b) Clastos

 Intraclastos, que son fragmentos de sedimento de carbonato penecontemporáneo, comúnmente débilmente consolidado, que ha sido erosionado y redepositado, generalmente cerca de la misma secuencia deposicional en la que se formó (Folk, 1959 y 1962). Estos fragmentos retrabajados pueden estar compuestos de aloquímicos y ortoquímicos indiferentemente. Ya que son penecontemporáneos, debe poseer asociaciones de fósiles compatibles.

- Extraclastos, que corresponden con los granos detríticos de sedimento de carbonato litificado derivado del exterior del área deposicional de la sedimentación presente (Folk, 1959).
- Bioclastos, que son restos de esqueletos completos o fragmentados de los organismos que secretan carbonatos. Estos residuos son de aragonito o calcita y pertenecen a una gran variedad de organismos como foraminíferos, moluscos, equinodermos, artrópodos, etc.

c) Agregados de granos

- Grapestone, que son agregados de granos esféricos (a menudo ooides micríticos) cuya forma se asemeja a racimos microscópicos de uvas. Los grapestones típicos suelen tener muy poco carbonato microcristalino, pero a menudo contienen cemento carbonatado entre sus partículas. La micritacion de estos cementos puede transformar un grapestone en un lump (Flügel, 2010).
- *Lumps*, que son agregados con un contorno más suave que los grapestones, comúnmente tienen huecos interiores y a menudo están fuertemente micritizados (Flügel, 2010).

3.4. Clasificaciones de las rocas carbonatadas

Tras haber comentado y descrito los componentes de las rocas carbonatadas ya se puede pasar a una clasificación sabiendo los tipos de matriz, cemento y las categorías de los granos. Una vez que tenemos claro todo esto, es necesario saber que nuestra muestra puede ser clasificada gracias a varios autores que consiguieron establecer determinadas agrupaciones en cuanto a:

- los granos (fragmentos esqueléticos, ooides, peloides, pellets, intraclastos y detritus no carbonatados)

- matriz o lodo carbonatado (mud)

- poros o porosidad primaria entre partículas rellenas de esparita.

Micrita- G2

Microsparita- IP3 1K



Esparita - IP3-3 L-M3





Peloides - IP3-3M

Intraclastos - IP3-3M (base)



Figura 14. – Microfacies pertenecientes a nuestros yacimientos donde podemos ver ejemplos de los componentes de las rocas carbonatadas explicadas anteriormente. Junto al nombre se detalla el nivel al que pertenecen (fotos de la autora). Escala:

Las dos clasificaciones más comunes son las de Dunham (1962) y Folk (1959, 1962), pero existen algunas más que comentaremos al final de este apartado. Las diferencias entre estas clasificaciones son principalmente que Folk usa los porcentajes relativos de granos y matriz, Dunham y Embry y Klovan usan textura, matriz- *versus* grano-soportada. También Wright (1992) usa una división más genética en tejido biológico, diagenético y deposicional.

3.4.1. Folk (1959, 1962)

Esta clasificación se aplica sobre todo en laboratorio, puesto que es necesario el uso del microscopio petrográfico para poder identificar la tipología de granos y su porcentaje. El esquema de Folk (1962) se basa en la idea de que la clasificación de las rocas carbonatadas es similar a la de las rocas siliciclásticas debido a sus semejanzas en el modo de deposición, ya que esta está controlada por la energía del agua. (Flügel, 2010).

Folk (1962) usa para su clasificación tres categorías: el tipo de granos y su abundancia (aloquímicos), la matriz y el poro (relleno de esparita en ocasiones), siendo que dependiendo de la proporción de todos ellos son generados once términos. En ellos aparecen las rocas con matriz micrítica (*mud*), las dismicritas (matriz micrítica con algunos parches esparíticos) y los biolitos que están generados orgánicamente (fig. 15). Esta división se puede subdividir a su vez debido al tipo y dimensión de los granos (> 0 < 10%). (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).



Figura 15. – Clasificación de las rocas carbonatadas según tipo de matriz, granos y poros, según Folk (1959)¹¹.

En su clasificación textural (fig. 16), las categorías que se encuentran más hacia la izquierda del diagrama representarían las que fueron formadas en ambientes de baja energía y cuanto más hacia la derecha representaría su deposición en ambientes de mayor energía.

¹¹ Imagen sacada de: http://www.sepmstrata.org/page.aspx?pageid=89, consultada en 05/12/2017



Figura 16.- Clasificación textural de los sedimentos carbonatados según Folk (1959).¹²

Según Folk (1962) los lodos carbonatados se acumulan en ambientes de muy baja energía; en ambientes de energía intermedia, se forman lodos con mayores concentraciones o acumulaciones de granos y lodo; en entornos de alta energía se pierde la matriz de lodo y aparece una clasificación y redondeo de los granos. Las inversiones de textura ocurren cuando eventos inusuales o episódicos (tsunamis o huracanes) mezclan sedimentos de diferentes ambientes o introducen condiciones de alta energía a corto plazo en un área normalmente de baja energía (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

3.4.2. Dunham (1962)

A diferencia de la anterior, esta clasificación puede ser aplicada tanto en campo como en laboratorio. La clasificación original de 1962 (fig. 17), consta de dos grandes grupos para los carbonatos con textura deposicional reconocible:

Carbonatos cuyos componentes originales no han estado ligados orgánicamente, es decir, que no son el resultado de la acción de organismos bioconstructores.
El primer grupo se divide en textura matriz-soportada (*mudstone y wackestone*) y textura grano-soportada (*packstone y grainstone*). En el caso cuando la textura deposicional no es reconocible, Dunham lo metería en un grupo distinto llamado *carbonatos cristalinos*.

- *Mudstone*, <10% granos, textura matriz-soportada.
- *Wackestone*, >10% granos, textura matriz-soportada.
- *Packstone*, con matriz micrítica, textura grano-soportada.
- *Grainstone*, sin matriz micrítica, textura grano-soportada.
- Carbonatos que sus componentes sí que han sido ligados orgánicamente juntos durante la deposición (*boundstones*).



C. G. St. C. Kendall, 2005 (after Dunham, 1962, AAPG Memoir 1)

Figura 17.- Clasificación de las rocas carbonatadas según Dunham (1962).¹³

Una cosa a tener en cuenta es que los nombres de esta clasificación sugieren fuertemente un carácter "deposicional" de las texturas, pero esto no tiene por qué ser así en realidad, ya que los carbonatos podrían haber sido producto de procesos diagenéticos que hayan cambiado la naturaleza textural original de la muestra, como micritización, neomorfismo o cementación criptocristalina de la calcita. (Flügel, 2010).

3.4.3. Clasificaciones posteriores derivadas de Dunham

La clasificación de Embry y Klovan (1971) modificó el esquema de Dunham al subdividir aún más los depósitos esqueléticos de grano grueso y las rocas carbonatadas orgánicamente formadas o unidas orgánicamente. Aparecen así cinco nuevos términos clasificatorios (fig. 18) que se unen a los de Dunham, los cuales son específicos para

depósitos de biogénicos (arrecifes, biohermes, etc.) (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). También aparecen los nuevos términos de componentes alóctonos, *floatstone* (matrizsoportada, >10% granos de dimensiones mayores a 2 mm) y *rudstone* (grano-soportada, >10% granos de dimensiones mayores a 2 mm); y como autóctonos, *bafflestone*, *bindstone* y *framestone*, que se distinguen debido a los organismos que lo originan.

Allochthonous		Autochthonous		
Original components not bound organically at deposition		Original components bound organically at deposition		
>10%grains>2mm				
Matrix supported	Supported by >2mm component	By organisms that act as baffles	By organisms that encrust and bind	By organisms that build a rigid framework
Floatstone	Rudstone	Bafflestone	Bindstone	Framestone

Figura 18.- Clasificación textural de calizas arrecifales según Embry y Klovan (1971).¹⁴

La clasificación de Wright (1992) es una modificación posterior de las terminologías de Dunham y Embry & Klovan. Se basa en el supuesto de que las texturas de la caliza son el resultado de una interacción entre tres factores: el régimen de deposición, la actividad biológica y la diagénesis; enfatizando de esta manera los componentes de deposición (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). De esta forma se amplía la terminología de los componentes diagenéticos de Embry y Klovan, y se desarrollan nuevas categorías en esta clasificación como podemos observar en la imagen siguiente (fig. 19).

3.5. Diagénesis, porosidad y dolomitización

Tras haber hablado de los criterios para determinar lo relacionado con la deposición de los sedimentos, pasamos ahora a referirnos a los cambios durante la litificación de estos, para ello expondremos brevemente los términos diagénesis, porosidad y dolomitización, los cuales aportan gran información sobre los procesos sufridos por nuestras microfacies, desde su génesis hasta que son estudiadas por nosotros.



Figura 19.- Clasificación de Wright (1992) (según Scholle & Ulmer-Scholle, 2003: 287).

3.5.1. Diagénesis

Los mayores procesos diagenéticos que afectan a las rocas carbonatadas son la micritación, disolución y cementación, compactación, neomorfismo, dolomitización y el reemplazo de granos carbonatados y matriz por minerales no carbonatados. (Flügel, 1978, 2010)

La diagénesis abarca cualquier cambio físico o químico en los sedimentos o las rocas sedimentarias que ocurren después de la deposición. Por lo tanto, puede comenzar en el fondo del mar (alteración singenética o eogenética), continuar a través de un enterramiento profundo (alteración mesogenética) y extenderse hasta el levantamiento subsiguiente (alteración telogénica) (Choquette & Pray, 1970 y Hallsworth, 1999). Ésta puede enturbiar la información sobre las características principales, pero también puede dejar información sustancial sobre la historia de las configuraciones post-deposicionales, las composiciones del agua intersticial y las temperaturas. También puede reducir o ampliar la porosidad y la permeabilidad. En general, sin embargo, la tendencia es hacia una pérdida progresiva de porosidad y permeabilidad con un aumento del tiempo y la profundidad del entierro, y ese cambio es comúnmente bastante sustancial. (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003; Boggs, 2009 y Hallsworth, 1999)

La diagénesis propiamente implica una variedad de procesos físicos y químicos que actúan en simultáneo o secuencialmente, en que los más comunes son (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003):

- 1. Cementación (el relleno del espacio abierto de poro, de origen primario o secundario, con materiales recién precipitados);
- 2. Disolución (la lixiviación de minerales inestables que forman poros secundarios, cavidades o cavernas),
- 3. Reemplazo de un mineral por otro;
- 4. Inversión polimórfica de dos minerales con la misma composición química;
- Recristalización (cambios en el tamaño del cristal, el estado de deformación o la geometría sin cambios en la mineralogía);
- Compactación física o mecánica (incluyendo deformación o reorientación de los granos);
- Compactación química (disolución principalmente a lo largo de superficies tales como estilolitos);
- 8. Fracturación.

Folk (1965) proporcionó esta terminología más concisa para tan vasta gama de procesos y productos diagenéticos, pero resulta inconcluyente debido a la complejidad del tema y a su amplitud. Sin embargo, debido a que el propósito de la mayoría de los estudios diagenéticos es interpretar el origen y el momento de la alteración, los detalles de la diagénesis serán presentados por el medio ambiente: procesos marinos sinesensibles, alteración subaérea (meteórica y freática superficial) y diagénesis del enterramiento. Esto mezcla diferentes procesos (disolución, precipitación, recristalización) juntos, pero permite la presentación de una imagen más unificada que es indicativa de las diferentes etapas y entornos de alteración; ya que la mayoría de las calizas "antiguas" contienen una combinación de características generadas en diferentes entornos. A menudo, la parte más útil de los estudios petrográficos es la determinación de la secuenciación (denominada paragénesis) de los eventos diagenéticos relativos entre sí y a los eventos marcadores externos (elevación, generación de hidrocarburos y otros) (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003).

Otro caso es el del cemento. Este puede tener un origen muy variado y estar compuesto de calcita (rica en Mg) o aragonita. Su formación se hace a partir de aguas marinas que rellenan los poros del sedimento, muy cerca de la interfaz agua-sedimento, con posterioridad al depósito de los clastos y la matriz, que resulta de procesos de precipitación a partir de soluciones acuosas iónicas o coloidales que circulan e interaccionan con las rocas. (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003)

Si su formación es casi contemporánea de la del sedimento, los cristales del cemento presentarían formas fibrosas o aciculares, irradiando de las paredes de los poros sobre las que cristalizan (Adams, 1984). En cambio, si la formación es posterior, cuando los poros del sedimento ya no se encuentran rellenos de agua, pero sí de otros materiales, se forman agregados de calcita esparítica de tamaño variable, generalmente grandes. En estos casos, los poros pueden quedar rellenos totalmente, debido a la precipitación continuada a partir de las aguas que circulan por los sedimentos. Si bien el cemento suele ser esparítico, en algunos casos también puede ser micrítico, también pueden tener un tamaño de grano variable, mayor o menor que el de los clastos y/o matriz, según sea su naturaleza y el proceso genético que los formó (Adams, 1984 y Tucker, 1982 y 2003).

Los cementos ejercen una función de consolidante natural, en que los más abundantes son carbonáticos (compuestos por calcita), silíceos o ferruginosos. El cemento puede rellenar poros, envolver los distintos granos uniéndolos entre ellos y si ocupa grandes volúmenes en la matriz, lo más común es que sea debido a algún cambio diagenético postdeposicional. Por otra parte, la cementación es uno de los principales procesos que producen reducción de la porosidad (e indirectamente de la permeabilidad) en las rocas sedimentarias. Los cementos de relleno de poros se describen en función de su modo de formación (precipitación pasiva o desplazada), morfología y tamaño del cristal y relación con la base (crecimiento excesivo, corteza o crecimiento esferolítico sin núcleo obvio). [Para más información revisar: Bathurst (1975), Tucker (1982, 2003), Adams (1984), Flügel (1978, 2010) Arche (1989, 2010), Hallsworth (1999), Selley (2000), Scholle & Ulmer-Scholle (2003), Boggs (2009), y Nichols (2009)].

3.5.2. Porosidad y permeabilidad

La porosidad es el porcentaje del volumen de una roca que se encuentra ocupada por intersticios, estando aislados o conectados. Muchas rocas carbonatadas no presentan poros abiertos, pero forman intersticios que han sido fijados con cemento. Para su mejor visión, cuando se hace la lámina, se impregna de resina teñida de azul para facilitar el reconocimiento y distribución de los poros. (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003 y Flügel, 2010)

Cualquier descripción petrográfica de rocas carbonatadas (y en general de rocas sedimentarias) debe incluir una evaluación del tipo morfológico de porosidad y del grado de interconexión de los espacios vacíos, al menos de forma cualitativa.

La porosidad de las rocas carbonatadas puede ser de origen primario, formada en la roca desde su depósito, o secundario, formada con posterioridad durante los procesos de diagénesis, y/o alteración de la misma. La secundaria se puede dividir en tres etapas, eogenético, mesogenético y telogenético (Choquette & Pray, 1970). Los procesos que generan este tipo de porosidad son la disolución, dolomitización/dedolomitización, y la formación de fracturas y brechas. (Flügel, *op. cit.*)

En las rocas carbonatadas los tipos de porosidad y la interconexión de espacios vacíos son muy variados (fig. 20). Para la clasificación de la porosidad ha sido ampliamente aceptada la de Choquette & Pray (*op. cit.*), que distingue dos tipos de porosidad, la fabricada selectivamente y la que no; estas se subdividen en varias categorías: en la fabricada selectivamente podríamos destacar, intergranulares (localizada entre los granos aloquímicos, en la matriz), intragranulares (localizada dentro de granos particulares, como bioclastos), móldica (producto de disolución de los bioclastos); y en la no fabricada selectivamente, las fracturas (a lo largo de fracturas discretas), canalizada (dispuesta según sistemas canales variados), vacuolar (en espacios discretos más o menos esféricos), por brechificación (irregularmente distribuida por rotura extensiva) y debida a organismos excavadores y comedores de fango (irregular,

siguiendo canales por los que los organismos se han desplazado; estas morfologías se suelen denominar "burrows", término inglés que significa madrigueras).



Figura 20.- Clasificación de los tipos de porosidad según Choquette & Pray, 1970 (sacado de Scholle & Ulmer-Scholle, 2003: 294, 295).

La permeabilidad es otra característica importante que va de la mano de la porosidad, la cual se relaciona en gran medida con el tamaño y la forma de los espacios porosos conductores, la forma y el tamaño de las gargantas de los poros y el área de superficie específica dentro de un espacio poroso. (Etris *et al.*, 1988 *in* Flügel, 2010)

3.5.3. Dolomitización y dedolomitización

La dolomita es un mineral romboédrico compuesto por $CaMg(CO_3)_2$. La mejor forma de identificarla es mediante tinción y por su hábito rombal, a menudo por zonas. (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Como a dolomita en las láminas delgadas, nos referimos a la forma de los cristales, las relaciones mutuas entre éstos y la distribución de su tamaño comprobando si es uniforme o no. En cuanto a dolomitización, definimos a una caliza que se ha convertido en parte o enteramente en una caliza dolomítica o en una dolomía. Se clasifican según su composición textural, textura, fabricación, tamaño, y forma de sus cristales. (Flügel, 2010)

Las texturas de dolomitas que observamos en lámina delgada pueden darnos un indicio del origen de estas, pero debemos contrastarlas con otros datos geológicos y geoquímicos para acercarnos a comprenderlas mejor, debido a que han podido sufrir cambios a partir de disolución, precipitación, recristalización, sufriendo varias de estas e incluso en varias ocasiones (Scholle & Ulmer-Scholle, 2003). Debido a que las dolomitas se pueden formar en distintos ambientes deposicionales y condiciones, de
esta forma se dividen en primarias (cuando precipitan directamente) y secundarias (cuando son producto de procesos de reemplazamiento, los más comunes). Los modelos más utilizados para la explicación de la creación de las dolomitas secundarias son debido a procesos evaporíticos, procesos de enterramiento a gran profundidad y por distintas zonas que se mezclan o por el agua del mar. (Flügel, 2010) No vamos a profundizar mucho en este tema puesto que no tenemos muchos casos en nuestro trabajo, pero para más información, la nomenclatura mayormente utilizada es la de Randazzo & Zachos (1983) o Sibley & Gregg (1987), (fig. 21). (Flügel, 2010)



Figura 21.- Las tres principales texturas fabricadas por la dolomita según Sibley y Gregg (1987) (sacado de Scholle & Ulmer-Scholle, 2003: 373).

Dedolomitación es el reemplazo diagenético de dolomita por calcita, particularmente bajo la influencia de agua meteórica y poros de diferentes composiciones, que a menudo resulta como la formación de porosidad secundaria. Este proceso afecta a carbonatos lacustrinos, marinos y terrestres y ocurre en ambientes diagenéticos meteóricos y de enterramiento (Flügel, 2010). Puede ser temprano o tardío. El origen puede ser por una reacción de la dolomita con soluciones de sulfato de calcio o por la alteración de dolomita rica en hierro por agua meteórica oxigenada. (Flügel, 2010)

Capítulo 4

Perfiles estratigráficos y estructura sedimentar

4.1. Afloramientos estudiados

En el área de estudio se han observado en detalle los cuatro de los cinco principales afloramientos locales de la Formación de Costa d'Arnes (*sensu* Rocha *et al.*, 1981), designados respectivamente como Cantera de Salmanha, Cantera de Casal dos Touros, Taludes de la autopista A14 y Fontela – Recheio, y se han analizado las contribuciones de sus secciones respetivas, para el conocimiento de la sucesión estratigráfica del Cenomaniense superior y Turoniense inferior de Figueira da Foz (fig. 43). Las láminas delgadas estudiadas en el "Capítulo 6" han sido también preparadas a partir de muestreos de rocas carbonatadas provenientes de los diferentes niveles de estos locales. Por fin, el restante afloramiento mayor no estudiado, localizado en la carretera nacional hacia Aveiro (EN-109), junto a la salida norte del puente sobre el rio Mondego, muestra niveles más antiguos de la misma unidad carbonatada, con edades comprendidas dentro del Cenomaniense medio y, por consiguiente, fuera del ámbito inmediato del presente proyecto de investigación de campo y micropaleontológico.

A continuación, describiremos cada una de estas cuatro secciones, siguiendo el orden correspondiente a la paleoposición dentro de la cuenca durante el intervalo temporal analizado; para ello comenzaremos por la sección que contiene los niveles más antiguos y proseguiremos hacia los más modernos ordenadamente.

Descripción	Areniscas micáceas y calizas areníticas rosadas.	Caliza rosada.	Calcarenita de color crema, con corales hermatípicos, nudistas (<i>Radiolites</i>) y gastrópodos (<i>Actaeonella</i>).	Calizas de laminación fina de color ocre oscuro amarillento, noduloso en su cima. Con incorramideos da género <i>Mytiloidas y</i> concentraciones de gasteropodos (<i>Turritella</i>) con reorientación biostratinómica.	Calizas y margas dolomíticas de color amarillento oscuro. Con inoceramideos del género <i>Myriloides</i> .	Calizas ocre amarillentas divididas en sub-unidades por partes margosas. disolución en la superficie con cavidades (paleokarst). Evento anoxico (OAE2). Con Cal <i>lucina, Trigonarca</i> y Vascoceras.	Caliza margosa gris. Con Vascoceras y Hemiaster.		Caliza blanca dividida en tres sub-unidades separadas por dos sub-estratos nodulares. Con Corales estiliformes, <i>Hemiaster y Thalassinoides</i> .	Caliza azul grisácea en sus zonas expuestas pero en su interior es grisáceo blanquecina Con corales estiliformes, Ty/ostoma y Hemiaster.	Caliza margosa blanquecina. Con Rhynchostreon, Tylostoma y Vascoceras.	Caliza grisácea margosa con Rhynchostreon, Tylostoma y Vascoceras.	Caliza bioclástica de color crema. Con <i>Rhynchostreon, Neithe</i> a, Corales y Nerinaeideos	Caliza margosa "apinhoada" con tres sub-estratos: gris, beige amarillento y gris-cemento (este último de carácter nodular), su base se caracteriza por ser dolomítica. Con <i>Pycnodon</i> te y Equinideos.	
Fósiles	0	00	000	କ୍ଷ୍ ଜୁନ୍	8 9	କ୍ଷାପ୍ର କଣ୍ଡିକ୍ତିତ	8.80	808 	8000 8000 8000 8000	වේ ව ම ම ර	000	80	800	9 8 8	
Bioestratigrafia	zona de Mammites nodosoides (?)			zona de Thomasites rollandi		zona de Neocardioceras juddiï				zona de Metoicoceras geslinianum			zona de Calycoceras guerangueri		
Litologia	- 1- 1-1-1- - T T-1- - T T				<u>+</u>										
Nivel	0	z	Σ	L	¥	₁₃ 12 11	1 12	H3	H H2	U	щ	ш	۵	0 2 2 2 2 2 2	
Escala	41 m 40-		35	30	Ľ	0 N	20-	1 1	15	, , , , , , , , , , , , , , , , , , ,	2	r 1	2 2	0	
Formación		Calcários apinhoados de Costa d'Arnes													
Yacimiento	Taludes de la Detrás del Cantera de Casal dos Touros Taludes de la Detrás del Recheio									ntera de	вЭ				
Epoca	-	Cenomaniense superior Turoniense inferior													
oboineq		Cretácico Superior													
		Email Limestone Dolomitic limestone Image: Construction of the standard of the st													

Figura 22.- Corte estratigráfico de la sucesión carbonatada de Figueira da Foz (Cenomaniense superior y Turoniense inferior) representativa de la Formación de Costa d'Arnes. Tabla elaborada por la autora (adaptado de Callapez, 2003:56).

4.2. Cantera de Salmanha

Esta antigua cantera de donde se han extraído bloques para las infraestructuras portuarias y regularización del curso final del rio Mondego (fig. 45), tiene por su punto medio las coordenadas: Lat. 40°09'09" N; Long. 008°49'50" O; la estratificación presenta una pendiente muy baja, de poco más de 4° S, en dirección al canal norte del estuario. Es el principal local de observación para la Formación de Costa d'Arnes y posibilita el acceso a una frente muy amplia de afloramiento que empieza por el tope del Cenomaniense medio (nivel B), siguiendo los niveles representativos del superior (niveles C hasta el G). Considerando sus tipos de facies y espesor, los estratos observados tienen las características siguientes:

Nivel B (tope): Este nivel se encuentra en la base de nuestra cantera y por tanto no conociendo su espesor y las microfacies de dicho estrato, y al estar el Cenomaniense medio terminal fuera del ámbito del estudio, decidimos hacer una descripción de una veta que fuimos capaces de encontrar en una pequeña zona más profunda, con el objetivo de contextualizar la base de la sucesión de los niveles siguientes, con los que se inicia la parte superior del piso estratigráfico.

Se trata de una caliza margosa cenizo-azulada bastante fosilífera (fig. 44), pero donde no conseguimos extraer ni encontrar macrofósiles, en cambio, sí que nos fue posible ver muestras con *Simplalveolina simplex*. En cuanto a la litología es una roca bastante compacta, en algunas zonas se vuelve una caliza margosa dolomítica de color beige-amarillento que contiene cristales de yeso (es menos fosilífera por lo cual a simple vista no conseguimos encontrar fósil ninguno y contiene además pequeñas manchas rojizas que pueden ser debidas a algún tipo de oxidación), es también mucho más compacta que la parte gris-azulada dominante, debido a la diagénesis. Es bastante rica en microfósiles, necesitando de un estudio micropaleontológico en una etapa siguiente a este trabajo.



Figura 23.- (A) Afloramiento del nivel "B" (Cenomaniense medio) en la base de la cantera de Salmanha (Figueira da Foz, Portugal). (B) Detalle del cambio de color y litología en el mismo nivel (Fotos de la autora)

Nivel C: Se advierte un gran cambio en este estrato; en cuanto a la litología nos hemos movido para un nivel más calcáreo, menos compacto que el anterior, que hacia su cima se va volviendo más margoso y *apinhoado* (Soares, 1966, 1972), es decir que adquiere un carácter más nodular. Hemos dividido esta sucesión en tres sub-estratos; su base se inicia con una caliza margosa grisácea dolomítica, que pasa a una caliza margosa (*mudstone*) de color beige amarillento y finaliza con una caliza gris-cemento nodular, siendo el cambio para el siguiente estrato ("D") bastante brusco.

Se caracteriza por ser muy fosilífero a plena vista y también con ayuda de nuestra lupa, con gran abundancia de macrofósiles como bivalvos (*Pycnodonte vesiculare, Neithea hispanica*), gasterópodos (*Tylostoma ovatum*) y numerosos equinídeos (*Heterodiadema ouremense, Hemiaster lusitanicus* y otros espatangoídeos), ammonites y alveolinídeos. Espesor del nivel: 4,2 m.

Nivel D: Se trata de una caliza bioclástica de color crema, muy compacta (*packstone* a *grainstone*), con textura calcarenítica a calcirudítica y con abundantes bioclastos (Callapez, 1998: 231), que aparenta ser la menos alterada de todas las camadas de esta cantera, ya que no tiene una pátina que la recubra, ni está tan erosionada o bioturbada como otras.

Es muy fosilífera en cuanto a macro como a microfósiles. Destacan bivalvos desarticulados y fragmentados de *Neithea hispanica* y *Rhynchostreon suborbiculatum* que forman algunas concentraciones de fragmentos recristalizados de conchas; también hay alguna abundancia local de pequeños corales y nerineídeos que desgraciadamente no hemos podido encontrar en láminas delgadas.

Este nivel es de gran importancia dado a su gran contenido y diversidad de fósiles y porque aparece con gran constancia de facies en toda la unidad carbonatada (Choffat, 1900; Soares, 1980; Callapez, 1998) y es posible su uso como nivel guía para establecer equivalencias entre los diversos sectores pertenecientes a nuestra edad de estudio.

La transición para el siguiente nivel (Nivel "E") no es gradual, hecho que será comentado en el siguiente apartado de secuencias y discontinuidades (Capítulo 7 - Articulación secuencial y asociaciones de facies).

En cuanto a los fósiles que pudimos ver y recoger en el campo destacan sobre todo los de bivalvos (*Neithea hispanica*), equinodermos (*Heterodiadema ouremense*) y ostreídeos (*Pycnodonte vesiculare*). Espesor del estrato: 2,6 m.

"C" y "D" son correlativos de la biozona standard de *Calycoceras guerangeri* (*sensu* Kennedy, 1984; *e.g.* Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011).

Nivel E: Es una caliza grisácea, margosa, muy semejante a los nódulos de la cima del nivel "C", pero más compacta, de carácter granular (*apinhoada*).

Contiene numerosos gastrópodos y bivalvos, de los cuales tenemos ejemplares de: *Pycnodonte vesiculare*, *Rhynchostreon suborbiculatum*, *Tylostoma ovatum*, *Turritella* sp. y algunos equinodermos, incluso hemiasterídeos. Es también este nivel el que ha proporcionado los primeros especímenes del ammonites *Vascoceras gamai* en la sucesión estratigráfica. Espesor del estrato: 1,0 m.

Nivel F: Caliza margosa blanquecina, compacta, muy alterada, también nodular con muchísimos macrofósiles: sobretodo ostreídeos y bivalvos recristalizados. Tanto la "E" como la "F" son muy semejantes a nivel fosilífero y son muy ricas en cuanto a microfósiles.

En este caso nos encontramos con los mismos fósiles de la camada anterior, pero con una diferencia: se han encontrado muchos *Rhynchostreon suborbiculatum* con vestigios de su color original, diferentes estadios de crecimiento y bioerosión. Espesor del estrato: 2,0 m.

Nivel G: Caliza bastante compacta, semeja ser gris-azulada oscura, debido a una fuerte pátina que tienen en sus zonas expuestas, pero debajo de ésta comprobamos que su color es grisáceo-blanquecino, que acaba con una discontinuidad asociada a una

superficie de *hardground*, con pocos macrofósiles visibles por comparación a los niveles anteriores.

Contiene intercalaciones de caliza margosa nodular ricas en *Thalassinoides*. Se hayan fragmentos de corales dendroides, *Turritella* sp., *Tylostoma ovatum*, *Hemiaster scutiger*, serpulídeos y muy raros ammonoides. En el paso de "G" a "H" se encuentran moldes de vascoceratídeos. Se advierte un paso a la siguiente camada con discontinuidad. Espesor del estrato: 4,1 m.

Los niveles "E", "F" y "G" son correlativos de la biozona standard de *Metoicoceras geslinianum* (Kennedy, 1984), pero la asociación de ammonites es típicamente tétisiana, con raros *Euomphaloceras septemseriatum* y numerosos *Vascoceras gamai* recogidos en las canteras de la región (*e.g.* Callapez, 1998; Callapez & Soares, 2001; Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011; Segura *et al.*, 2013).



Figura 24.- Vista del perfil de la cantera de Salmanha (Figueira da Foz) con los niveles del Cenomaniense superior (C-G) (Foto de la autora).

4.3. Cantera de Casal dos Touros

Las coordenadas de esta antigua cantera, activa hasta los años 70-80 del siglo pasado y utilizada para producción de piedra triturada a partir de los niveles carbonatados (fig. 46), son Lat. 40°09'6.85" N; Long. 008°49'28.33" O. La estratificación presenta coordenadas análogas a las del afloramiento anterior. Los

niveles expuestos en el afloramiento están en continuidad estratigráfica con los de la sección anterior y permiten observar en continuidad toda la parte más alta del Cenomaniense superior (niveles "H", "I", "J"). Cuanto a sus facies y espesor, los estratos observados presentan las características siguientes:

Nivel H: Se trata de una camada de caliza maciza a nodular, compacta a muy compacta, de color blancuzco amarillento. Tiene intercalados tres subniveles nodulares con discontinuidades sedimentarias entre sí, designados respectivamente como "H1", "H2" y "H3" (Choffat, 1900). El cambio "H"-"I" es muy brusco. No se advierte una rotura laminar comparado con otros niveles y se hace muy complicado sacar muestras con el martillo de geólogo debido a su compactación. Se trata de una de las camadas con mayor espesor, con intercalaciones de caliza margosa nodular ricas en *Thalassinoides* y se caracteriza también por un incremento del contenido de ammonites de "H1" hacia "H3" (Callapez, 2003:57).

Es muy fosilífera (tanto micro como macrofósiles, muchos de ellos recristalizados). Nos encontramos con pequeños fragmentos de corales escleractínios arborescentes, *Turritella* sp., *Tylostoma ovatum*, *Pycnodonte vesiculare* y *Hemiaster scutiger*, serpulídeos y muy raros ammonoides. Espesor del estrato: 5,0 m.

Nivel I: Caliza gris-azulada muy margosa, nodular; en la cual se advierte un aumento gradual de la fracción arcillosa, de la base para la cima, que se inicia a 50 cm de la base como una caliza margosa dolomítica de color beige, para después pasar a ser una caliza margosa color ceniza y, finalmente, a caliza margosa nodular y a marga calcárea en los últimos 30 cm del tope.

Posiblemente sea una camada bastante fosilífera, pero poseemos cierta dificultad para encontrar fósiles a plena vista, al igual que en la camada anterior. Existen abundantes tecas recristalizadas de hemiasterídeos y frecuentes moldes de *Tylostoma ovatum*. Los ammonoides son más raros e incluyen vascoceratídeos globosos de las especies *Vascoceras kossmati* y *V. douvillei*. También con discontinuidad, cambio brusco al nivel "J". Espesor del estrato: 1 m.

Nivel J: Estrato calcáreo muy compacto, de color ocre amarillento, fosilífero, con su base disuelta en algunas zonas, que sufre también disolución en la superficie con cavidades que resultan del desarrollo de un paleokarst intracretácico (Callapez, 1998,

2008); se encuentra muy deshecho y con bloques caídos. Con discordancias en base y superficie, el cambio es brusco puesto que encima de este estrato se encuentra un nivel pleistoceno de terraza fluvial. Posible evento anóxico marcado¹⁵.

Se han encontrado bastantes fósiles recristalizados, con algunos pequeños corales, abundante macrofauna dominada por moluscos bivalvos, tylostomídeos, serpulídeos y frecuentes ammonoides (vascoceratídeos y acanthoceratídeos); casi desaparecimiento de los pectinídeos. Espesor del estrato: 5,0 m.

Los niveles "H", "I" y "J" son correlativos de la biozona standard de *Neocardioceras juddii* (Kennedy, 1984), pero sus asociaciones son típicamente del Tetis, con afinidades norteafricanas y comprenden *Vascoceras*, *Spathites* y *Pseudaspidoceras* (Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011).





Figura 25.- (A) Vista en detalle del perfil de la cantera de Casal dos Touros (Figueira da Foz) de sus niveles del Cenomaniense superior ("H"," I", "J") y de su transición para el Turoniense inferior ("K"). (B) Panorámica de la misma. (Fotos de la autora).

¹⁵ Tenemos un bloque de J2 que contiene un cambio litológico muy marcado con una pequeña capa de color verde "óxido".

4.4. Taludes da Autopista A14

El tercer afloramiento (fig. 47) estudiado está localizado en las coordenadas geográficas Lat. 40°09'0.22" N; Long. 008°49'36.68" O y constituye un complemento al anterior, permitiendo observar la transición en el Cenomaniense y el Turoniense (niveles "J", "K" y "L"), caracterizada por la presencia de una importante discontinuidad estratigráfica y de un paleokarst intracretácico (*e.g.* Callapez, 1998, 1999, 2004).

Nivel J: La facies es muy similar al de Casal dos Touros, pero solo podemos observar la cima de este nivel, que se encuentra muy alterado y con mayor desarrollo de la karsificación. Aparecen abundantes estructuras de disolución de pequeño tamaño, con aspecto reniforme, así como vénulas y cavidades revestidas por cristales de calcita. A simple vista resulta muy complicado encontrar macrofósiles, excepto tubos de *Serpula* (*s.l.*) y fragmentos indeterminables de bivalvos. Espesor observable del estrato: ~2 m.

Nivel K: Corresponde a una parte muy característica de la sucesión, en la que las litofacies carbonatadas se organizan en estratos espesos y de geometría a veces algo irregular. Consisten en alternancias de margas y margas calcáreas laminadas, con calcáreos margosos de color amarillento oscuro, muy compactos y con aspecto cavernoso, sugiriendo la existencia de dolomitización. El cambio entre estos niveles es difícil de ver localmente. También sufre disolución, al igual que el nivel "J", pero no de una forma tan intensa. La macrofauna es bastante escasa y aparecen algunos ejemplares de *Mytiloides mytiloides*. Espesor del estrato: 2,4 m.

Nivel L: Caliza-caliza margosa de color ocre oscuro-amarillento, con una estructuración laminar semejante a las "facies en plaquettes" de los autores franceses. Se observa una transición gradual entre este nivel y el anterior. Existe gran dificultad para ver macrofósiles en superficie, debido a que el perfil se encuentra también deteriorado por el paso de motos de KTM (motocross y quads) en esa zona. No obstante, los estratos son en general muy fosilíferos, especialmente en concentraciones de especímenes reorientados de *Turritella* sp. Se recogen, también, frecuentes moldes del gasterópodo *Tylostoma ovatum*, los bivalvos *Pycnodonte vesiculare*, *Mytiloides mytiloides*, *M. subhercynicus*, pequeños *Hemiaster scutiger*, briozoarios y frecuentes

ammonoides. La icnofauna es también abundante con una densa red de *Thalassinoides* en los 70 cm de la cima de este nivel. (Callapez, 1998: 245). Espesor del estrato: 4 m.

Los niveles "K" y "L" pertenecen a la biozona de *Thomasites rollandi*, pero la asociación de ammonites se encuentra esencialmente en el nivel "L", donde hay grandes *Vascoceras* globulares y representantes de los géneros *Choffaticeras*, *Fagesia*, *Neoptychites* y *Puzosia* (Callapez, *op. cit.*)



Figura 26.- Vista del perfil de Taludes da Autopista IP3 (Figueira da Foz), con los niveles basales del Turoniense (K, L) (Foto de la autora).

4.5. Sección de Recheio

Este último afloramiento (fig. 48) está localizado por detrás del supermercado abastecedor de Figueira da Foz, cerca de la entrada para la autopista A14 y de la víaférrea, en las coordenadas Lat. 40°08'54.87" N; Long. 008°49'53.76" O. Aquí se observa una parte significativa de los niveles carbonatados correspondientes a la parte superior de la Formación de Costa d'Arnes (tope de "L" y nivel "M"). De los últimos metros de la sucesión (los cuales se encuentran actualmente cubiertos y su observación se reduce a bloques aislados), están formados por calcarenitos de color rosado con estructura interna entrecruzada y raros macrofósiles (nivel "N") y por areniscas gruesas micáceas (nivel "O"); en el pasado había sido posible su observación en los taludes de la vía del tren (Choffat, 1900). Los niveles expuestos en afloramiento son los siguientes:

Nivel L: Solo se puede ver la parte superior del estrato, que se pierde por la inclinación de las camadas (10-15°), de color ocre oscuro-amarillento, nodular en *plaquettes*. En cuanto a fósiles destacan las turritellas y comparte similitudes con el nivel del mismo nombre de Taludes da Autopista IP3. El metro superior corresponde a un nivel más calcáreo y endurecido, fuertemente bioturbado por una red muy densa de *Thalassinoides*, con características de *hardground* en su término superior, en que las perforaciones están rellenas con la calcarenita blanca del nivel siguiente (nivel "M"), muestran un cambio brusco de facies y respetiva discontinuidad sedimentar intra-turoniense. Espesor observable del estrato: 1,5 m.

Nivel M: Es una caliza compacta de color crema, calcarenítica, con intercalaciones calicirrudíticas ricas en bioclastos que se subdivide en estratos con estructura interna oblicua, entrecruzada planar. La macrofauna consiste esencialmente en corales, bivalvos y gasterópodos fragmentados y desarticulados, incluyendo rudistas radiolitídeos (*Radiolites peroni*) y acteonelídeos (*Actaeonella caucasica grossouvrei*) característicos da la parte alta del Turoniense inferior. Es también posible la visualización de icnofósiles, esencialmente perforaciones cilíndricas aisladas.

Este nivel no se conserva especialmente, bien ya que tiene abundantes disoluciones que forman *buracas*, las cuales se van llenando con un sedimento pleistoceno ferruginoso que acaba por embarrarlo todo. Espesor del estrato: 4 m.

El nivel "M" y los siguientes son interpretados como correlativos de la biozona standard de *Mammites nodosoides* (Kennedy, 1984), pero sus facies someras no son propicias a la ocurrencia de ammonites (*e.g.* Callapez, 1998, 1999, 2004).



Figura 27.- Vista del perfil de detrás del hipermercado Recheio, junto a la entrada de la autopista A14 (Figueira da Foz). Se observa la discontinuidad entre la parte media y superior del Turoniense inferior (L) y los estratos calcareníticos pararecifales del nivel M (Foto de la autora).

Capítulo 5

Composición taxonómica

5.1. Composición taxonómica de la macrofauna

Soares (1966), hace un estudio en detalle de los macrofósiles cretácicos de la región del Baixo Mondego, que sirvió como base para estudios posteriores como los de Callapez (1992, 1998) y Callapez & Soares (1991, 1993) y por supuesto, como base para nuestro trabajo, aunque este mismo esté centrado en mayoritariamente en microfósiles; los macrofósiles son un tema a comentar puesto que nos ayudan a orientarnos en cuanto a nuestras investigaciones y a complementar nuestros datos para llegar a unas conclusiones más certeras.

La mayor parte de estos invertebrados fósiles están comprendidos por bivalvos, gastrópodos y equinoideos, los cuales iremos nombrando a continuación. En cuanto a los ammonites, ya que no ha sido posible su estudio debido a su imposible identificación en lámina delgada, dejamos como obra de referencia para su consulta la de Choffat (1897) que estudió a este género en detalle y las obras de Callapez (1998) Callapez & Soares (2001). Nosotros nombraremos algunas de las especies más relevantes de las asociaciones faunísticas más comunes en los afloramientos.

Para cada especie determinaremos si el ejemplar ha sido encontrado en el campo (macro) o en lámina delgada (micro), el nivel en los que ha sido posible su observación y la frecuencia con la que aparece (poco, más o menos o frecuente).

5.1.1. Filo Porífera

Se trata de espongiarios y estromatoporideos; las esponjas son organismos bentónicos sésiles que se alimentan filtrando el agua. Tienen una estructura similar a la de un saco abierto, donde podemos ver una cavidad central (cavidad atrial), la cual se abre a partir del ósculo. Las paredes de las esponjas están agujereadas (ostiolos) y se comunican mediante canales con cámaras vibrátiles tapizadas por coanocitos (células responsables de la alimentación de la esponja). Además de las partes blandas contienen espículas calcáreas o silíceas (fig. 22). (Clarkson, 1986)

Las esponjas son en la gran mayoría marinas, y su morfología se adapta bien a las condiciones ambientales; dependiendo de si se hayan en aguas someras o profundas su ósculo se encontraría posicionado de una forma u otra. (Clarkson, *op. cit.*)



Figura 28.- Elementos morfológicos tipo: (a) *Ascon* y (b) *Sycon*; y distintos tipos de espículas de espongiarios. (Imágenes sacadas de Clarkson, 1986: 65 y 68)

Destacamos tres clases:

• Clase Demospongea, se conocen por sus espículas, las cuales pueden tener solo un radio (monaxon) o cuatro (tetraxon).

Clase Demospongea Sollas, 1875

Subclase Lithistida Schmidt, 1870

Familia Siphoniidae d'Orbigny, 1851

Género Siphonia Goldfuss, 1826

Siphonia sp.

Orden Chaetetida Okulitch, 1936

Familia Solenoporaceae Pia, 1927

Solenopora Dybowski, 1877

Marinella Pfender, 1939 (solo nivel E)

Micro y macro, niveles D-F, H, I, L-N; raras a frecuentes.

Las Solenoporaceas vivieron principalmente en ambientes arrecifales o en plataformas caracterizadas por aguas turbulentas. Estos organismos son nodulares o incrustantes y están formados por hilos estrechamente agrupados de células verticalmente divergentes. Al principio, estos organismos se clasificaron como animales como Tabulatae, Bryozoa, Hydrozoa y Stromatoporoidae y posteriormente como algas debido a su parecido con las Corallinaceae. (Poignant, *in* Riding, 1991 y Riding, 2004)

Siempre han sido difíciles de clasificar, por lo que durante más de cien años se les ha considerado como un alga roja calcificada. La especie tipo, *Solenopora spongioides*, se caracteriza por tener una micromorfología interna establecida en tubos con paredes longitudinalmente flexuosas, secciones transversales lobuladas-petaloides de 30-170 µm a lo ancho con proyecciones septales, y divisiones cruzadas esporádicas; Riding (2004) determina que estas características son claves para determinar esta familia como perteneciente a las esponjas, ya que las algas no estarían compuestas de una micromorfología interna de este tipo.

La propia *Solenopora* Dybowski fue descrita originalmente como un chaetetideo (Dybowski, 1877), pero su reinterpretación como un alga roja (Brown, 1894) fue ampliamente aceptada. Pia (1927) creó la familia Solenoporaceae, y desde entonces se ha asumido generalmente que en el curso de su longevidad los solenopóraceos dieron origen a coralinos (algas rojas). Steneck (1983) sugirió que estos eran menos resistentes a la herbivoría que los coralinos, y que el declive y la extinción del Cenozoico de los solenoporáceos coincidió con la diversificación coralina. (Riding, *op. cit.*)

• Clase Calcárea (Calcispongea)

Clase asociada a los arrecifes de coral y con espículas en forma de ancla.

• Clase Hexactinellida

Son las esponjas con una forma más "normal", aunque varían bastante entre ellas mismas. Su esqueleto está compuesto de sílice y sus espículas pueden ser grandes o diminutas. Fueron importantes en el Cretácico, donde poblaban las plataformas carbonatadas. (Clarkson, 1986)

5.1.2. Filo Cnidaria

Los comúnmente denominados corales, son organismos que tienen un grado evolutivo mayor que las esponjas, ya que sus células sí que forman tejidos dispuestos de forma radial. En nuestro caso tenemos corales del Orden Scleractinia, los cuales segregan un exoesqueleto aragonítico. Este se origina como una fina placa basal desde la que se levantan los septos verticalmente, los cuales aparecen siempre en múltiplos de seis, cíclicamente; de esta forma, crecen con la forma de un cono, con una estructura ligera y porosa. (Flügel, 1978, 2010 y Clarkson, 1986)

Los escleractínios (fig. 23) pueden ser solitarios o coloniales, hermatípicos o ahermatípicos. En nuestro caso son hermatípicos y coloniales, es decir, que sus células endotermales tienen asociadas simbióticamente algas unicelulares, los cuales le proporcionan al pólipo nutrientes y oxígeno, lo cual significa que no pueden encontrarse a una profundidad mayor de 50 m. Las aguas deben ser cálidas, someras y poco turbias, con gran nivel de oxigenación y un substrato duro para su mejor fijación (Clarkson, 1986). Estos factos implican muchos datos paleoecológicos, que serán abordados en el último capítulo.

Clase Anthozoa Ehrenberg, 1834

Subclase Zoantharia de Blainville, 1830

Orden Scleractinia Bourne, 1900

Familia Faviidae Gregory, 1900

Dactylosmilia d'Orbigny, 1849 Micro y macro, niveles D, G, H, M, N, poco frecuente.



Figura 29.- Diferentes morfologías de corales escleractínios. (Imagen sacada de Clarkson, 1986: 100)

5.1.3. Filo Briozoa

Son unos pequeños animales, bastante frágiles, que viven en colonias, mayoritariamente marinos; cada individuo de la colonia, llamado zooide (figs. 24 y 25), segrega unos tubos calcáreos para envolver las partes blandas y así estar más protegidos mediante este exoesqueleto. (Clarkson, 1986 y Haq *et al.*, 1998)

Son euritermales, es decir que no admiten grandes variaciones de temperatura, necesitan un substrato duro al que asentarse, tienen preferencia por arrecifes y plataformas; son también estenohalinos, que no admiten grandes variaciones de la salinidad del agua. (Clarkson, 1986). Además de participar en la construcción de arrecifes, son útiles para la reconstrucción paleoambiental y como marcadores bioestratigráficos. (Alegret, *in* Molina, 2004)

No ha sido posible determinar las especies de briozoos, pero si podemos decir que se trata de formas incrustantes (sobre la forma de epizoarios) o erectas con tecas calcáreas (en pequeños fragmentos) que son abundantes en el nivel L. (Callapez, 1998).

Micro y macro, niveles D, F, H, J, L-N; frecuentes a abundantes localmente.



Figuras 30 y 31.- Diferentes secciones de un zooide y estructura de un cheilostomado. (Imágenes sacadas de Clarkson, 1986: 115-116)

5.1.4. Filo Mollusca Linnaeus, 1758

5.1.4.1. Clase Bivalvia Linnaeus, 1758

Pertenecientes al Filo Mollusca, al igual que los gastrópodos que serán tratados a continuación. Se caracterizan por no tener una cabeza definida y encontrarse sus partes blandas encerradas entre dos conchas simétricas (Flügel, 1978, 2010). Estas conchas no poseen un plano de simetría, son calcáreas (fig. 27) y se articulan mediante una charnela dentada, la cual nos permite diferenciar distintos géneros dentro de este gran grupo (figs. 26 y 28). Mediante los músculos internos y el ligamento cercano a la charnela, las valvas se abren y cierran. La cavidad paleal se encuentra conectada con el exterior

mediante sifones y las branquias son anchas para poder filtrar mejor el alimento. (Clarkson, 1986)



Figuras 32 y 33.- Diferentes vistas de la concha y partes de un bivalvo; y estructura de las capas que forman su concha: (a) prismática simple, (b) prismática compuesta, (c) nacarada, (d) foliar, (e) cruzado-laminar y (f) homogénea. (Imágenes sacadas de Clarkson, 1986: 167 y 169)

Subclase Pteriomorphia Beurlen, 1944

Orden Arcoida Stoliczka, 1871

Familia Glycimeridae Newton, 1922

Trigonarca matheroniana (d'Orbigny, 1844): Macro, niveles, E, J, M, N.; rara a común.

Las características principales del Orden Arcoida son que son isomiarios (sus dos músculos abductores tienen un tamaño semejante), filibranquios, con estructura de la concha cruzado-laminar, y dentición taxodonta. (Clarkson, 1986)

Orden Pterioda Newel, 1965

Suborden Pteriina Newel, 1965

Superfamilia Pectinacea Rafinesque, 1815

Familia Pectinidae Rafinesque, 1815

Neithea hispanica (d'Orbigny, 1850): Macro, niveles C, D, E, F; frecuente a común.

Suborden Ostreina Férussac, 1822

Familia Gryphaeidae Vyalov, 1936

Pycnodonte (Phygraea) vesiculare (Lamarck, 1806): Macro, niveles C-E, H-L, frecuente.

Exogyra (Costagyra) olisiponensis Sharpe, 1849: Macro, nivel C; raro.

Rhynchostreon suborbiculatum (Lamarck, 1801): Macro, niveles D-F; frecuente a abundante.

Familia Ostreidae Rafinesque, 1815

Gyrostrea ouremensis (Choffat, 1886): Macro, niveles B, C; abundante (B) a poco frecuente (C).

Los pertenecientes al orden Pterioida, son anisomiarios o monomiarios (con dos músculos abductores de tamaño muy distinto entre sí, o con un solo músculo), filibranquios o eulamelibranquios; la concha tiene estructura variable y pueden tener biso o cementarse al substrato. (Clarkson, 1986)

Subclase Heterodonta Neumayr, 1884

Orden Veneroida Adams et Adams, 1856

Superfamilia Lucinacea Fleming, 1928

Familia Lucinidae Fleming, 1928

Callucina (Callucina) sp.: Macro, nivel J; frecuente.

Orden Hippuritoida Newell, 1965

Superfamilia Hippuritacea Gray, 1848

Familia Radiolitidae Gray, 1848

Radiolites peroni (Bayle, 1857): Macro, niveles M-N; frecuente.

La subclase Heterodonta se caracteriza por individuos que son eulamelibranquios heterodontos. Casi todos tienen una concha aragonítica de microestructura cruzado-laminar, están adaptados a diversos modos de vida y especialmente al hábitat endobentónico para el cual han desarrollado sifones mediante los que se alimentan. Las estructuras de la charnela pueden degenerar a una condición desmodonta. (Clarkson, 1986) Los órdenes Veneroida e Hippuritoida se diferencian sobre todo por la dentición, los primeros tienen una dentición heterodonta y los segundos, paquidonta, estando adaptados a la vida en medio recifal.



Figura 34.- Diferentes charnelas de bivalvos: (a-c) taxodonta, (d) disodonta, (e) isodonta, (f) esquizodonta y (g) desmodonta. (Imagen sacada de Clarkson, 1986: 171)

5.1.4.2. Clase Gastropoda Cuvier, 1797

Pertenecen a ella todos los caracoles (tanto marinos como terrestres) que se arrastran por un pie achatado, tienen una cabeza con órganos sensores diferenciados (como ojos) y se encuentran protegidos por una concha univalva y enrollada con formas muy variadas (figs. 29 y 30), desde planoespiral a helicoidal. (Clarkson, 1986 y Flügel, 1978, 2010)



Figura 35.- Morfología de los gastrópodos. (Imagen sacada de Clarkson, 1986: 183)

Clase Gastropoda Cuvier, 1797

Subclase Prosobranchia Milne Edwards, 1848

Orden Archaeogastropoda Thiele, 1925

Suborden Trochina Cox et Knight, 1960

Superfamilia Trochacea Rafinesque, 1815

Familia Trochidae Rafinesque, 1815

Discotectus choffati (Soares, 1968): Macro, niveles C-D, J, M-N; frecuente.



Figura 36.- Diferentes formas de las conchas de los gasterópodos. (Imagen sacada de Clarkson, 1986: 185)

En el orden Archaeogastropoda son casi todos marinos, la estructura de la concha es variable, pero la gran mayoría tienen su concha enrollada de forma espiral. Son aspidobranquios, es decir, pueden tener una o dos branquias. (Clarkson, 1986)

Orden Mesogastropoda Thiele, 1925

Superfamilia Cerithiacea Fleming, 1822

[73]

Familia Turritellidae Woodward, 1851

Turritella (Haustator) sp.: Micro y macro, niveles E, G-H, J, L; frecuente.

Superfamilia Naticacea Forbes, 1838

Familia Tylostomidae Pchelintzev, 1953

Tylostoma ovatum Sharpe, 1849: Macro, niveles C, E, G-L; frecuente.

En el orden Mesogastropoda la característica que los distingue es que son pectinibranquios (sus branquias están formadas de dos hojuelas desiguales o a veces de una sola). (Clarkson, 1986)

5.1.4.3. Clase Cephalopoda Leach, 1817

Se trata de los moluscos más evolucionados (Clarkson, 1986). Al igual que los gasterópodos poseen una cabeza bien definida con órganos muy desarrollados. En cuanto a su forma de desplazamiento, estos lo hacen mediante la expulsión violenta del agua de la cavidad paleal. Tienen una concha tabicada, que puede ser interna o externa, de esta forma tiene varias cámaras unidas por un sifón que es el responsable de controlar la flotabilidad (fig. 31).

Destacan sobre todo los ammonoideos que a nivel estratigráfico son de gran importancia debido a su rápida evolución, gran abundancia y distribución cosmopolita que los hace unos grandes indicadores de zonas bioestratigráficas muy concretas. (Clarkson, 1986)

Macro, niveles C-F, H-J, L: poco frecuentes

Clase **Cephalopoda** Leach, 1817 Orden **Ammonoidea** Zittel, 1884 Suborden **Ammonitina** Hyatt, 1889 Superfamilia **Desmocerataceae** Zittel, 1895 Familia **Desmoceratidae** Zittel, 1895

[74]

Puzosia sp.

Superfamilia Hoplitaceae Douvillé, 1890



Figura 37.- Estructura típica de un ammonoideo. (Imagen sacada de Clarkson, 1986: 198)

Familia Engonoceratidae Hyatt, 1900

Neolobites vibrayeanus (d'Orbigny, 1841)

Superfamilia Acanthocerataceae Grossouvre, 1894

Familia Acanthoceratidae Grossouvre, 1894

Subfamilia Acanthoceratinae Grossouvre, 1894

Calycoceras (Calycoceras) naviculare (Mantell, 1822)

Subfamilia Euomphaloceratinae Cooper, 1978

Euomphaloceras septemseriatum (Cragin, 1893)

Pseudaspidoceras pseudonosoides (Choffat, 1898)

Subfamilia Mammitinae Hyatt, 1900

Spathites (J.) subconciliatus (Choffat, 1898)

Familia Vascoceratidae Douvillé, 1912

Subfamilia Vascoceratinae Douvillé, 1912

Vascoceras gamai Choffat, 1898

Familia Pseudotissotiidae Hyatt, 1903

Subfamilia Pseudotissotiinae Hyatt, 1903

Thomasites rollandi (Thomas & Peron, 1889)

5.1.5. Filo Echinodermata

Se trata de un grupo bastante extenso de invertebrados marinos estenohalinos, que se caracterizan por tener un esqueleto interno, formado por placas de calcita porosas, que en algunos casos son espinosas, y por lo general presentan una simetría radial y pentámera. Poseen un sistema ambulacral que desempeña funciones de alimentación, respiración y locomoción gracias a los pies ambulacrales. Debido a su esqueleto calcáreo son importantes contribuidores de la formación de rocas carbonatadas y son muy abundantes en el registro fósil por su facilidad o capacidad para fosilizar. (Smith, 1984 y Clarkson, 1986)

Tenemos dos clases, Echinoidea y Crinoidea, representadas en nuestro yacimiento, las cuales son muy diferentes en su morfología. Los equinoideos tienen una teca globosa ligeramente aplanada en los polos y revestida con pequeñas espinas o espículas (fig. 32). Dentro del caparazón se encuentran la mayoría de las partes blandas del individuo (fig. 33). Al contrario, los crinoides son equinodermos articulados provistos de un pedúnculo y largos brazos (fig. 34). Su teca suele tener forma de capsula globular cubierta de placas. Los crinoides con pedúnculo (como en nuestro caso) se suelen encontrar por lo general a profundidades superiores a 100 m, es decir, que no son frecuentes en aguas someras. (Clarkson, 1986)



Figuras 38 y 39.- Estructura externa e interna de un equinodermo actual. (Imágenes sacadas de Clarkson, 1986: 216-217)

3.6.5.1. Clase Echinoidea

Subclase Euechinoidea Bronn, 1860

Familia Pseudodiadematidae Pomel, 1883

Pseudodiadema guerangeri Cotteau & Triger, 1859: Macro, niveles C-F; muy raro.

Familia Pseudodiadematidae Pomel, 1883

Heterodiadema ouremensis Loriol, 1888: Macro, niveles C-F; raro.

Orden Spatangoida Agassiz, 1840

Familia Hemiasteridae Clark, 1917

Hemiaster lusitanicus Loriol, 1888: Macro, nivel C; frecuente.

Hemiaster scutiger (Forbes, in Sharpe, 1849c): Macro, niveles G-H, L: frecuente a abundante localmente.

Orden Holectypoida Duncan, 1889

Familia Anorthopygidae Wagner & Durham, 1966

Anorthopygus michelini Cotteau & Triger, 1860: Macro, nivel D; raro.

En cuanto a microrestos, los equinídeos ocurren en los niveles C-J, L, N y pueden ser frecuentes.

3.6.5.2. Clase Crinoidea Miller, 1821

Orden Cladida Moore and Laudon, 1943

Familia Roveacrinidae Peck, 1943

Los Roveacrínidos (fig. 35) han sido poco comentados en la literatura científica (Ferré *et al.*, 2017) aunque en la última década debido a la importancia de estos para la industria petrolífera, se está prestando mayor atención a estos restos ya que se trata de individuos oportunistas que prosperan en ambientes hipóxicos (es decir, pobres en oxígeno) y los cuales son responsables de las poro-necrosis en las calizas propensas a acumular petróleo, pertenecientes al "Cretácico Medio". Son también importantes

debido a que proporcionan gran cantidad de "osículos" procedentes de un solo individuo, lo que proporciona una notable contribución sedimentaria a las calizas mesozoicas. Fueron formalmente reinterpretados como roveacrínidos genéricos por Ferré y Berthou (1994). (Ferré *et al.*, 2017).

En cuanto a su morfología, se caracterizan por ser pequeños crinoides articulados, pelágicos sin ningún tallo, ni cirro (por lo tanto, distinto de los comatúlidos) y ninguna pieza centro-dorsal en el lado aboral (que difiere de los sacocompuestos). El cáliz puede alcanzar una longitud de 3 mm. Este cáliz, o teca, comúnmente frágil de naturaleza porosa y de simetría pentámera, con la base de forma estelar, está constituida por cinco placas basales que pueden cubrirse, más tarde durante el crecimiento, mediante cinco placas radiales. En etapas adultas, las basales están en posición interna, y las radiales se fusionan en un extremo polar. El cáliz está dividido de manera incompleta en dos cavidades: dorsal y braquial (la del cuerpo). Las radiales están adornadas con crestas, espinas y / o expansiones lineales lisas o reticuladas. Cinco brazos dicotómicos se unen a las radiales por medio de los primordiales y secundarios. En las piezas braquiales existe una ornamentación (tipo radial, pero generalmente más débil) (primitibiales y pínnulas) y presentan diez braquiolas bifurcadas bien desarrolladas. (Ferré y Berthou, 1994)

Esta clase de crinoides fueron organismos posiblemente planctónicos, si se comparan con los saccocómidos cretácicos (Souza-Lima & Manso, 2000). Aunque existen argumentos de que pudieron ser bento-pelágicos. (Ferré & Bengtson, 1997)

Los roveacrínidos comprenden formas oportunistas que se desarrollaron durante cambios del nivel del mar (Ferré et al., 2005). Este grupo vivió únicamente en el Mesozoico y la aparición del orden Roveacrinida ocurrió en el Triásico Medio y su extinción en el Cretácico Superior (Rasmussen, 1978). Éstos son excelentes indicadores paleoambientales de sedimentos de plataforma externa o de talud y también índices estratigráficos. (Buitrón & Omaña, 2014)

Roveacrinus geinitzi Schneider, 1989: Micro, niveles E, F, J; frecuente.

Roveacrinus cf. alatus Douglas, 1908: Micro, niveles E, F; frecuente.

Roveacrinus communis Douglas, 1908: Micro, nivel E; frecuente.

Roveacrinus spp. Douglas, 1908: Micro, niveles E, F, G, J; frecuente.

Estas especies son citadas por primera vez, en la presente Tesis, para el Cenomaniense de Portugal.



Figuras 40 y 41.- Morfología de un crinoide y de un roveacrínido. (Imágenes sacadas de Clarkson, 1986: 242, y Ferré & Granier, 1997)

5.2. Composición de la microfauna de invertebrados

5.2.1. Filos Chlorophyta y Filo Rhodophyta

Las algas calcáreas son un conjunto de grupos de protoctistas, bentónicas y fotosintéticas, afines a las plantas que pueden calcificarse; de esta forma podemos tener un registro fósil de ellas. Destaca su interés como bioconstructores de arrecifes y por ser uno de los mayores componentes bioclásticos de las rocas carbonatadas. Se diferencian por sus colores (pigmentos) y distintas estructuras características que se usan para su clasificación. (Canudo, *in* Molina, 2004)

Las algas marinas bentónicas calcáreas están representadas principalmente por los filos Cyanophyta (de los cuales no tenemos ejemplares), Rodophyta y Chlorophyta (fig. 38). (Riding, 1991, 2004)





Figuras 42, 43 y 44.- Crecimiento y estructura interna de las algas dasycladales, incluyendo distintos filos con sus principales representantes a lo largo del tiempo geológico. (Imágenes sacadas de Wray, 1998: 180-181 y 185)

Algas rojas (Gymnocodiacean)

Las algas rojas tienen una distribución estratigráfica y geográfica más amplia, vivieron en entornos de plataforma asociados con caulerpales y dasycladales. Las gimnocodiáceas se caracterizan por un tallo erguido, ramificado o no ramificado, segmentado o no segmentado, compuesto por zonas medulares y corticales con órganos reproductores localizados en la parte periférica. La forma de crecimiento de éstas es erecta, ramificada (dicotómicamente o tricotómicamente) o no, segmentada o no segmentada. La forma de los segmentos es cilíndrica, oval, esférica con forma piriforme (Mu, *in* Riding, 1991).

El tallo se compone de filamentos dispuestos en zonas centrales (medulares) y periféricas (corticales). Los filamentos medulares raramente se pueden ver debido a la pobre calcificación en esta parte del tallo (figs. 36 y 37). Pueden ser rectos, hinchados y constreñidos. Corren longitudinalmente a lo largo del eje, al tiempo que se bifurcan y dan lugar a filamentos laterales en ángulo recto o agudo. Los filamentos laterales son generalmente similares a los medulares en forma, y se ramifican varias veces para alcanzar la superficie del tallo donde forman estructuras poligonales. Los diámetros de los filamentos laterales pueden ser más delgados que los de los medulares, pero en algunas formas terminan en forma de un embudo o recipiente con diámetros que pueden exceder los de la médula. Los filamentos generalmente se conservan en piedra caliza en forma de canales o poros que perforan las paredes calcáreas, que normalmente están llenos de matriz oscura (micrita) (Barattolo, 1991).

No es posible ver las partes blandas (por ejemplo, la pared de la celda) y, de esta forma, no se han encontrado divisiones cruzadas. Las gimnocodiáceas están diseminadas en el Tetis y son indicativas de aguas marinas cálidas y poco profundas con energía baja a moderada. Como todas las algas calcáreas, estas son importantes productoras de carbonato. (Mu, *in* Riding, 1991 y Barattolo, 1991)

Permocalculus sp.: Micro, niveles D-F, J, L, M, N; frecuente.

Algas verdes (Dasycladacean)

Los Dasycladales (figs. 36 y 37) son las algas fósiles mesozoicas más numerosas en comparación con otros grupos. El Mesozoico es para ellas una era de grandes diversificaciones, donde experimentan variaciones notables tanto en las partes vegetativas como en los órganos reproductivos. En el Cretácico Superior presenciamos una disminución rápida del número de géneros y especies de éstas; el número de géneros disminuye de 44 que había en el Cretácico Inferior a 23 en el Cretácico Superior, en cuanto al número de especies conocidas se rebaja de 131 a 45. Los géneros más comunes son *Cymopolia* Lamouroux, *Neomeris* Lamouroux, *Salpingoporella* Pia, *Clypeina* Michelin y *Heteroporella* Praturlon. Parecen haber estado relacionadas en su mayoría con facies de aguas claras y cálidas marinas poco profundas, tal como se interpreta en comparación con los hábitats de los supervivientes vivos. Sin embargo, son lo suficientemente comunes en muchos niveles para ser microfósiles útiles con fines estratigráficos. Las algas verdes han dejado la mayor evidencia de su existencia a través del tiempo geológico en los ambientes litorales. (Elliott, *in* Riding, 1991)

Las algas verdes son los fósiles de algas más importantes en el análisis de microfacies, debido a su importancia como constructores de rocas. Debido a su valor como proxies paleoecológicos y para zonificaciones estratigráficas, las algas verdes son elementos clave en la interpretación de antiguos carbonatos de plataforma marina poco profunda, como ya habíamos comentado. El tallo consiste en un tallo central largo que lleva uno o más verticilos de ramas laterales. Estas ramas primarias pueden subdividirse distalmente formando uno de tres o más órdenes laterales. Los órganos reproductivos se encuentran en o entre las ramas, o dentro del tallo central. La aragonita se precipita alrededor del tallo y entre las ramas. Como consecuencia, las dasycladales fósiles se representan como moldes en los que el área de la célula madre aparece como una cavidad llena de esparrita o de sedimentos, rodeada por una zona calcificada que exhibe las ramas como poros. Siempre aparecen fragmentadas en las láminas delgadas. (Barattolo, 1991 y Flügel, 2010)

Clypeina sp.: Micro, niveles D, E, L, M; frecuente.

Neomeris cretacea: Micro, niveles D-F, M: más o menos frecuente.

Salpingoporella dinarica: Micro, niveles D, E: más o menos frecuente.

Acicularia endoi: Micro, niveles D, E: más o menos frecuente.

Linoporella sp.: Micro, nivel D, poco frecuente.

Cymopolia sp.: Micro, nivel D; poco frecuente.

5.2.2. Filo Foraminifera

Se trata de protistas unicelulares fundamentalmente marinos y muy abundantes, que tienen seudópodos de forma delgada y filamentosa, la mayoría de las veces ramificadas. Su concha originariamente es orgánica pero luego se enriquece con sustancias minerales, que pueden ser secretadas por ellos mismos o aglutinarse. Su nombre proviene de foramen, que es el orificio principal de comunicación entre las cámaras de las que se componen, estas están abiertas al exterior para permitir el paso de los seudópodos. Se trata de uno de los grupos de microfósiles de mayor interés, puesto que son excelentes indicadores bioestratigráficos (planctónicos) y paleoambientales (bentónicos). (Arenillas, *in* Molina, 2004)

Dependiendo de la forma de la concha, composición, cámaras, aberturas, ornamentación y demás, es como se clasifican. El rasgo principal diferenciador de los foraminíferos es su caparazón o concha (figs. 39-41), la cual es de gran importancia en la clasificación a nivel de especie (Arenillas, *in* Molina, *op. cit.*). Estas pueden ser orgánicas, cuando están formadas por una substancia secretada por el propio individuo y que puede ser quitinoide o queratinosa; calcíticas, cuando secretadas también por el individuo (microgranulares, hialinas, aporcelanadas), o haber sido formadas por detritos recogidos del medio que el mismo organismo selecciona y que, mediante la secreción del cemento quitinoso o calcítico, quedarían añadidos a la concha (aglutinados). Los caparazones hialinos se caracterizan por ser transparentes bajo la luz del microscopio petrográfico; en cambio los aporcelanados se ven opacos con luz normal, y blancos y brillantes con nikols cruzados. (Bignot, 1988)

Las cámaras son otra característica destacable, pues debido a la forma de estas y de su distribución, la forma final del foraminífero es de una manera u otra; lo que nos da también información sobre su hábitat y a que necesidades ecológicas tiene que adaptarse dicho organismo y su historia evolutiva. (Arenillas, *in* Molina, 2004)
La cámara inicial se denomina prolóculo y se separa junto con las demás cámaras, si es el caso, por tabiques o septos entre los cuales se encuentran los forámenes, que son las partes que comunican estas cámaras entre sí. Estas pueden presentar una o varias aberturas hacia el exterior de distintas formas que en algunos casos están cubiertas por secreciones calcáreas en forma de dientes, valvas o trematóforos. (Bignot, *op. cit.* y Bathurst, 1975)

Las conchas se dividen en dos tipos (fig. 41), siguiendo la clasificación de (Arenillas, *in* Molina, *op. cit.*):

- Conchas uniloculares, que se consideran como formas más "primitivas" y solo tienen una cámara que pueden tener formas ovoides o enrolladas (ej. planiespiraladas);
- Conchas multiloculares o pluriloculares, que se componen por una cámara principal o prolóculo y una serie de cámaras que se comunican con esta. Se subdividen en:
 - Formas seriadas, cuando las cámaras se sitúan por series alineadas (uniseriadas, biseriadas o triseriadas).
 - Formas planiespiraladas o enrolladas, que pueden enrollarse de forma planiespiralada (evolutas o involutas), troncoespiralada y estreptoespiralada.
 - Formas mixtas, que combinan las formas anteriormente nombradas.
 - Formas de crecimiento miliolínido, cuando las cámaras se enrollan espiraladamente, pero la posición se determina por distintos ejes.
 - Formas de crecimiento polimorfínido, las cámaras se disponen de una forma intermedia entre trocoespiralada y miliolínida.
 - Formas de crecimiento cíclico-anular, cuando las cámaras se disponen en anillos concéntricos, formando una concha discoidal plana.
 - Formas de crecimiento orbitoídido, similares a las anteriores, pero añadiendo dos espesamientos laterales con camarillas.



Figuras 45 y 46.- Distintas microestructuras de las conchas de los foraminíferos: (8) caparazón aglutinado de pared compacta, (9) caparazón aglutinado con pared alveolar, (10) caparazón aporcelanado, (11) caparazón hialino fibroso-radiado, (12) caparazón hialino granular; e imágenes de caparazón granular (izq.) y laminar (drcha.). (Imágenes sacadas de Bignot, 1988: 45-46)

Las conchas pueden presentar diferencias en cuanto a la superficie (lisa, estriada, con costillas, tubérculos, poros, etc.); ornamentaciones como espinas, carenas o surcos; presentar suturas y la forma del ombligo (lisa u ornamentada). (Loeblich & Tappan, 1988 y Bignot, 1988)

En cuanto a su ecología, los foraminíferos son planctónicos o bentónicos; estos últimos pueden ser vágiles o sésiles. La mayoría son marinos y estenohalinos (algunos como *Alveolinella* puede ocupar un medio hiperhalino; *Trochammina* puede soportar variaciones importantes de salinidad). En cuanto a la profundidad, este no es un parámetro muy significativo, puesto que depende de otras, como la oxigenación, la luz... Las especies con caparazón aporcelanada se encuentran en zonas de superficie, los hialinos a distintas profundidades, las aglutinadas son ubicuas y las únicas que están en las zonas abisales. Algunas especies son planctónicas y estenohalinas... (Haq, 1998; Loeblich & Tappan, 1988; Hemleben & Kaminski, 1990; Bignot, 1988)



Figura 47.- Diferentes secciones a través de las conchas de foraminíferos de distintas formas. (Imagen sacada de Flügel, 2010: 456)

5.2.2.1. Foraminíferos planctónicos

Superfamilia Heterohelicoidea

Concha biseriada o triseriada, al menos en el estadio inicial, que puede reducirse a uniseriada o más frecuentemente presentar una proliferación de cámaras en un plano o en todas direcciones. La abertura es arqueada y suele situarse en la sutura entre la última y la penúltima cámara. (Molina, 2004)

Guembelitria cretacea: Micro, niveles C-J, L, M; frecuente.

Heterohelix sp.: Micro, niveles D, E, G, H, L, M; frecuente.

Superfamilia Rotaliporoidea

Concha trocoespiralada, abertura umbilical-extraumbilical bordeada por un labio, taxones más evolucionados con aberturas secundarias suturales en el ombligo. (Molina, 2004)

Hedbergella delrioensis: Micro, niveles C-H, L, frecuente.

Whiteinella spp.: Micro, niveles E, F; más o menos frecuente.

Rotalipora cushmani: Micro, niveles E, F, H, L; poco frecuente.

Praeglobotruncana delrioensis: Micro, nivel L; poco frecuente.

Helvetoglobotruncana praehelvetica: Micro, niveles G, I-J; poco frecuente.

Superfamilia Globotruncanoidea

Concha troncoespiralada, cámaras globulosas a angulares que pueden tener una banda periférica imperforada con dos carenas, abertura primaria de umbilicalextraumbilical, tejilla. (Molina, 2004)

Dicarinella sp.: Micro, nivel C; poco frecuente.

5.2.2.2. Foraminiferos bentónicos

Superfamilia Lituoloidea

Concha alargada, inicialmente con un enrollamiento muy cerrado, después sin enrollar y rectilínea, sección redondeada; abertura terminal, redondeada. (Ortiz en Molina, 2004)

Ammobaculites spp.: Micro, niveles E, H, M; frecuente.

Placopsilina cenomana: Micro, niveles D-J, L, M; muy frecuente.

Superfamilia Eggerelloidea

Concha troncoespiral o triserial en la etapa inicial, después se puede reducir a triserial, biserial o uniserial; pared canaliculada, aglutinada, por lo general contiene partículas calcáreas sobre una capa orgánica gruesa; abertura interiomarginal de abertura a regional, de individual a múltiple. (Loeblich & Tappan, 1988)

Dorothia sp.: Micro, niveles C-F, H-I, L, M; frecuente.

Marssonella oxycona: Micro, niveles C-H, J, L,M; muy frecuente.

Superfamilia Milioloidea

La abertura está dotada de un diente simple en las formas más primitivas que puede evolucionar hacia bífido o complicarse hasta formar una estructura apertural llamada trematóporo. (Arenillas, *in* Molina, 2004)

Quinqueloculina sp.: Micro, niveles D-E, J, L-N; frecuente.

Nummuloculina sp.: Micro, niveles C, D, L; poco frecuente.

Superfamilia Chilostomelloidea

Concha enrollada, troncoespiral, las cámaras pueden ser algo envolventes, y las formas adjuntas pueden desenrollarse en el adulto; pared de calcita hialina oblicua perforada, que aparece bajo el microscopio como granular; apertura interior-marginal, que se extiende desde la periferia cerca del ombligo en el lado umbilical o puede extenderse en el lado de la abertura como una hendidura, llegando a ser terminal y redondeada en las formas desenrolladas. (Loeblich & Tappan, *op. cit.*)

Gavelinella sp.: Micro, niveles C-D, J, L, M; más o menos frecuente.

Superfamilia Loftusioidea

Concha planiespiralada, involuta, muchas cámaras anchas; la abertura es una ranura interior marginal ecuatorial y con series de poros con anillos elevados, dispersos en la cara apertural. (Ortiz en Molina, 2004)

Hemicyclammina sigali: Micro, niveles C-F, L, M; frecuente.

Superfamilia Textularioidea

Concha biseriada; abertura en forma de arco bajo o ranura en la base de la cara apertural; puede presentar perforaciones en la pared. (Ortiz en Molina, 2004)

Thomasinella punica: Micro, niveles E, H, L; más o menos frecuente.

Textularia sp.: Micro, niveles D, J; poco frecuente.

Superfamilia Orbitolinoidea

Concha cónica, con numerosas cámaras, parcialmente subdividida por septos radiales o transversales o con pilares. Concha grande, cónica baja a discoidal, cámaras rectilíneas y discoidales que se extienden por toda la superficie inferior; las últimas pueden ser sólo anulares. (Ortiz, *in* Molina, 2004)

Orbitolina cuvillieri: Micro, nivel D; poco frecuente.

Superfamilia Pfenderinoidea

Concha troncoespiral, la etapa final puede reducir el número de cámaras por espira, el interior de la cámara de los taxones más avanzados puede subdividirse mediante particiones exoesqueléticas verticales u horizontales o ambas, dando como resultado una capa subepidérmica reticulada; pared de calcita microgranular imperforada con algún material aglutinado. (Loeblich & Tappan, 1988)

Pseudocyclammina sp.: Micro, niveles D, E; poco frecuente.

Superfamilia Coskinolinoidea

Concha cónica, en etapa inicial troncoespiral, luego se vuelve uniserial y rectilínea con cámaras anchas y bajas, interior subdividido por pilares o particiones irregulares; pared aglutinada, de calcita granular, de una sola capa; apertura basal, cribada. (Loeblich & Tappan, *op. cit.*)

Pseudolituonella reicheli: Micro, nivel D; poco frecuente.

Superfamilia Trochamminoidea

Concha troncoespiralada; con suturas radiales; abertura en un arco interiormarginal, umbilical-extraumbilical. (Ortiz, *in* Molina, 2004)

Trochammina kugitangensis: Micro, niveles D-G; más o menos frecuente.

Superfamilia Soritoidea

Concha inicialmente planiespiralada y finalmente desenrollada (uniseriada o cíclico-anular), con una estructura interna compleja (séptulos y camarillas) y una abertura generalmente múltiple. Con un estadio final uniseriado. (Arenillas, *in* Molina, 2004)

Pseudorhipidionina casertana: Micro, nivel D; poco frecuente.

Superfamilia Nezzazatoidea

Concha troncoespiral que puede convertirse en planiespiral; pared calcárea, probablemente aglutinada, sin perforar; apertura interiomarginal, simple o múltiple. (Loeblich & Tappan, 1988)

Trochospira avnimelechi: Micro, niveles C, D; poco frecuente.

Nezzazata simplex: Micro, niveles D, H, L, M; poco frecuente.

Merlingina cretacea: Micro, nivel E; poco frecuente.

Nautiloculina sp.: Micro, niveles D-G, L-M; más o menos frecuente.

Superfamilia Nodosarioidea

Tienen una pared con laminación primaria y secundaria, debido a su crecimiento continuado. Algunas con repliegues o costillas longitudinales. La concha en algunos casos es planiespirada involuta, biumbonada y lenticular. La abertura se sitúa en el ángulo periférico. (Alegret, *in* Molina, 2004)

Lenticulina sp.: Micro, niveles C-F, H, J, M; más o menos frecuente.

Pyramidulina sp.: Micro, niveles D, H; poco frecuente.

3.7.3. Filo Miozoa

Las calciesferas son fósiles uniloculares, que mayoritariamente tienen forma esférica y su composición es calcárea. Algunos géneros como *Calcisphaerula* y *Globochaete* se encuentran asociados a otros microfósiles planctónicos y se atribuyen a foraminíferos primitivos, quistes de dasicladáceas y de dinoflagelados. Los géneros como *Cadosina* y *Pithonella* (que contienen nuestras láminas), parecen tener mayores afinidades con los calpeonelídeos, aunque la microestructura de la concha sea distinta. (Molina, 2004)

Se trata como ya dijimos, de pequeñas esferas de calcita, de hasta 500 Zm de diámetro, que se encuentran comúnmente en las calizas paleozoicas y mesozoicas y se cree que son de origen algal. Consisten en una pared de micrita que encierra un interior hueco o relleno de esparita. (Allaby & Allaby, 1990). Brasier (1980) también registra estas pequeñas esferas calcáreas dentro de las algas (Clase Chlorophyceae). Si bien es cierto que los cuerpos esféricos y calcáreos de origen algal ocurren en las calizas arrecifales-lagunas, también se encuentran con frecuencia en los sedimentos pelágicos, especialmente los de la edad mesozoica. Estos cuerpos calcáreos y esféricos fueron descritos por primera vez como *Lagena ovalis* y *Lagena sphaerica* por Kauffman (*in* Heer, 1865) y estos, junto con muchas formas relacionadas, se han agrupado taxonómicamente como *Pithonella* Lorenz (1902). (Hart, 1991)

Pithonella Lorenz, emend. Masters & Scott, 1978 Micro, niveles H-J, L, frecuentes Pithonella ovalis Kaufmann, 1865 Pithonella sphaerica Kaufmann, 1865

5.2.3. Filo Arthropoda, Clase Ostracoda

Los ostrácodos son pequeños crustáceos mayoritariamente marinos, que cubren sus partes blandas con dos valvas (fig. 42), dependiendo del medio donde se encuentren sus conchas son de menor o mayor grosor, de gran interés micropaleontológico. Los ostrácodos son escasos en los fondos anóxicos, debido a que son sensibles a los cambios ambientales. Son excelentes para determinar la salinidad, si hubo cambios eustáticos (buenos indicadores batimétricos) (Canudo, *in* Molina, 2004). Son grandes indicadores paleoambientales, como ya comentaremos en el capítulo dedicado a ello y muchas veces usados como fósil índice. En el presente estudio las secciones en lámina delgada no han permitido una identificación taxonómica más precisa.

Micro, niveles C, D, F-H, L-M; poco frecuentes.



Figura 48.- Diferentes vistas y secciones de un ostrácodo. (Imagen sacada de Bignot, 1988: 68)

5.2.4. Filo Annelida, Clase Polychaeta

Los agujeros de gusanos calcáreos son tubos sin uniones, curvos o enrollados en espiral, con una longitud que puede ir desde algunos milímetros de diámetro máximo y hasta varios centímetros. La mineralogía esquelética está relacionada con la temperatura media del agua (los tubos pueden ser de calcita magnesiana, de aragonito o de ambos). Los tubos pueden formar asociaciones gregarias de construcción de rocas, así como colonias sepulcrales que se atribuyen en la construcción de estructuras de arrecife. Muchos serpulídeos se caracterizan por una microestructura que consta de dos capas, las cuales aparecen como anillos concéntricos en sección. (Flügel, 2010)

Serpula sp.: Micro, niveles D-H, J, L; frecuentes.

Sarcinella sp.: Micro, niveles D-H, J, L; frecuentes.

Capítulo 6

Análisis de láminas delgadas y de microfacies del cuerpo carbonatado

6.1 Material estudiado

En este capítulo tenemos como objetivo ampliar la descripción hecha en el capítulo anterior sobre la litología de las facies y sus fósiles a simple vista y profundizar un poco más en las microfacies ya estudiadas por Hart *et al.* (2005).

Han sido estudiadas un total de 61 láminas delgadas de los niveles del Cenomaniense superior y 24 láminas delgadas de los niveles del Turoniense inferior de la sección estratigráfica de Salmanha (Figueira da Foz), repartidas en los cuatro afloramientos estudiados en capítulos anteriores. Los muestreos han sido preparados y las superficies confeccionadas en el antiguo laboratorio de láminas delgadas del Departamento de Ciências da Terra de la Universidade de Coimbra, institución científica en la cual serán conservadas como testigo después de la conclusión del presente trabajo.

6.2 Descripción de las láminas delgadas

Decidimos dividir en dos bloques distintos las láminas delgadas, para respetar el siglado que le fue dado en el laboratorio donde fueron creadas y que coincide también con el lugar de su ubicación y cronología; el primero, usando "Salmanha" para la

localización con el mismo nombre y también para Casal dos Touros, de esta forma correspondería a los niveles "C"-"J" y coincidiría con la primera mesosecuencia definida por Callapez (1998). El segundo bloque correspondería a la segunda mesosecuencia, "IP3" que conciernen a los Taludes de la Autopista IP3 y al perfil localizado de detrás del supermercado Recheio, en que sus niveles irían de la "J"-"N".

Por una cuestión de sistematización y de uniformización, en la descripción inicial de cada lámina son mencionadas su referencia y su clasificación basada en los términos propuestos por Dunham (1962) y Folk (1959, 1962) respectivamente. Se siguen las descripciones de los componentes que caracterizan la microfacies, en particular la matriz, el cemento, los elementos figurados carbonatados, la fracción no carbonatada, así como detalles de la textura y estructuras sedimentarias. Los bioclastos componentes de la biofacies son descritos lo más detallado posible, destacando su morfología y posición taxonómica. En el Anexo II se encuentran las láminas relativas a las microfacies más representativas según el género o especies tratadas en profundidad y de mayor trascendencia en este trabajo.

6.2.1. Salmanha

<u>Nivel C:</u> la microfacies se caracteriza por la presencia una micrita muy fosilífera que hacia el tope del nivel se va convirtiendo en un cemento compuesto principalmente por cristales de dolomita anhedricos con forma de rombo y por algunos granos de cuarzo. Ambos niveles se encuentran bastante llenos de grietas y poros.

SAL C2: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita muy fosilífera donde se observan grandes fragmentos de bivalvos muy bien conservados y es posible ver su microestructura (en la mayoría de los casos foliar). Aparecen también fragmentos de ostreídeos (fig. 49), y en algunos casos enteros, algunos gasterópodos (Turritella sp.), espículas de equinodermos y en cuanto a foraminíferos, los que más abundan son: *Hedbergella delrioensis, Dorothia* sp., y *Trochospira* sp. Se hace difícil determinar algunos foraminíferos debido a su pequeño tamaño. Pocas espículas de equinodermos y pocos fragmentos de algas también muy difíciles de determinar.

Se pueden distinguir varios clastos de cuarzo un poco redondeados, algunos de gran tamaño, pero con poca presencia; es interesante mencionar también la existencia de abundantes finas grietas y pequeños poros. Todo se encuentra muy fragmentado y es común el enanismo de los fósiles.



Figura 49.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL C2 en luz natural y polarizada; se observan varios fragmentos de bivalvo, posiblemente una sección de valva de ostreído, donde es posible ver su microestructura con camadas lamelares cruzadas (flecha blanca) y prismáticas (flecha negra).

SAL C3: *Packstone, fossiliferous unsorted biosparite.* Microesparita con mayor abundancia de intraclastos de calcita y cuarzo que el anterior estrato (debido a una posible sedimentación siliciclástica), y que se compone por cristales de dolomita anhédricos con forma de rombo, debido a su carácter nodular.

Los foraminíferos ya tienen un tamaño mayor, pero son menos abundantes (*Dorothia* sp. (fig. 50) y *Marssonella oxycona*), con menos bivalvos (algún pequeño ostreído indeterminado) y gasterópodos; las algas están muy fragmentadas y es difícil esclarecer su género. Encontramos algún fragmento grande de bivalvo donde se puede ver la estructuración interna de su concha. Aparecen grietas y poros en abundancia.



Figura 50.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL C3 en luz natural y polarizada; se observa el foraminífero bentónico biseriado *Dorothia* sp.

<u>Nivel D</u>: se caracteriza por ser un nivel muy fosilífero, en la que la microfacies presenta una matriz micrítica, que en algunas zonas contiene intrusiones esparíticas o algún intraclasto. Por lo general alberga gran cantidad de foraminíferos y algas; también nos encontramos con fragmentos de bivalvos (moluscos pterioides, incluyendo pectinídeos y posibles inoceramídeos), gasterópodos, equinodermos y ostrácodos.

SAL D1 (1,20 m topo): *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita con algunas intrusiones esparíticas (posible reelaboración); los intraclastos son más pequeños que en el nivel anterior ("C") y aparecen menor cantidad. Contiene un bajo número de fósiles y se encuentran en menor medida fragmentados. Destacan sobretodo pedazos de espículas de equinodermos, pocas algas (fig. 51), pero con ejemplares muy claros para conocer su especie (*Acicularia endoi, Linoporella* sp. y *Salpingoporella dinarica*); y muy poquitos bivalvos. En cuanto a los foraminíferos cabe mencionar *Hedbergella delrioensis, Dorothia pseudoturris, Heterohelix* sp., *Pyramidulina* sp. y *Marssonella oxycona*. Sigue teniendo grietas y poros, pero muchos menos que C2 y C3.



Figura 51.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D1 (1,20 m topo) en luz natural y polarizada; se observan las algas calcáreas *Acicularia endoi* (flecha blanca) y *Linoporella* sp (flecha negra).

SAL D1 (40 cm topo): Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite. Contiene muchos clastos e intraclastos rellenos de micrita, algunos de ellos de gran tamaño, posiblemente reelaborados, que sufrieron transporte y es posible verlo debido a su forma redondeada. Volvemos a encontrarnos todo más fragmentado, con ejemplares de gasterópodos de gran tamaño, bastantes fragmentos de bivalvos, incluyendo posibles pectinídeos o inoceramídeos y algún que otro ostreídeo. Aparecen más especies de foraminíferos como *Marssonella oxycona, Quinqueloculina* sp., *Pseudorhipidiodina casertana, Lentiloculina* sp., *Dorothia pseudoturris* (fig. 52), *Guembelitria cretacea, Nezzazzata* sp. y orbitolinas. Lo más interesante son la gran cantidad de grandes fragmentos de algas que nos posibilitan su identificación más fiable como *Neomeris cretacea, Acicularia endoi, Permocalculus* sp., *Linoporella* sp, solenoporaceas... Tenemos también algún briozoo, espículas y de lo que no aparecen restos son de bivalvos. Contamos con pequeñas grietas y poros.



Figura 52.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D1 (40 cm topo) en luz natural y polarizada; se observa una *foraminiferal packstone* con *Dorothia* sp. (flecha blanca), clastos (CL), fragmentos de algas (AL) y poríferos (flecha negra).

SAL D2: Wackestone-*packstone, fossiliferous biomicrite.* Intercala zonas más micríticas con algunas microesparíticas. Se siguen apreciando muchos fragmentos e intraclastos (pisoides) o agregados y también grandes fósiles, sobretodo de gastrópodos y algas; de hecho, algunos se pueden ver a simple vista tras la lámina delgada sin tener que verla por el microscopio. Aparecen gran número de foraminíferos (*Hedbergella delrioensis, Heterohelix* sp., *Quinqueloculina* sp., *Hemicyclammina sigali, Pseudocyclamina* sp., *Lenticulina* sp., *Placopsilina cenomana, Pyramidulina* sp., *Nezzazzata* sp., *Marssonella oxycona* (fig. 53), *Nautiloculina* sp. y *Textularia* sp.) y numerosas algas (*Cymopolia* sp., *Permocalculus* sp. y *Acicularia endoi*). Seguimos teniendo bastantes fragmentos de gran tamaño de bivalvos pectinídeos o inoceramídeos, algún que otro briozoo, tubos de anélidos poliquetas (*Serpula*) y un posible *Roveacrinus* sp. Abundan también espículas y placas de equinodermos. Es interesante destacar también la presencia de recristalizaciones del cemento con maclas de calcita.



Figura 53.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D2 en luz natural y polarizada; se observan *Marssonella oxycona* (flecha negra) y espícula de equinodermo (flecha blanca).

SAL D3: *Packstone, packed biomicrite.* Micrita fosilífera con algo de microesparita muy parecida a "D2", pero contiene pisoides y agregados. En cuanto a los fósiles seguimos teniendo los mismos que en todo "D": contiene gran número de foraminíferos, en que abundan sobretodo: *Dorothia* sp., *Textularia* sp., *Nautiloculina* sp., *Gavelinella* sp., *Trochospira avnimelechi, Hemicyclammina sigali* y *Lenticulina* sp. Todo se encuentra bastante fragmentado, así que no resulta fácil determinar los fósiles, pero si podemos

apreciar placas de equinodermos (alguna entera (fig. 54), pero la mayoría están fragmentadas), hay raras algas (*Permocalculus* sp.), algunas asociaciones de tubos de anélidos poliquetas (*Serpula*), briozoos, gastrópodos y bivalvos pteriomorfos (pectinídeos e inoceramídeos). Algo relevante de este nivel es que gran parte de los fósiles encontrados en ella se encuentran rellenos de micrita, es decir, micritizados, lo que en el último capítulo nos servirá para explicar el paleoambiente debido a las pistas de ecosistema, hidrodinámica y composición química del agua donde vivían estos organismos.



Figura 54.- Detalle de láminas pertenecientes al nivel SAL D3 en luz natural y polarizada; se observan en (A) placa de equinodermo (flecha blanca), sección micritizada de bivalvo (flecha negra) y (B) posible fragmento de sección de valva de inoceramídeo.

SAL D4: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita con algún resto de microesparita, pisoides, peloides y grietas rellenas con esparita. Se encuentra todo menos fragmentado que "D3". Volvemos a encontrar ejemplos de fragmentos de bivalvos en los cuales es posible ver su estructura interna. No aparecen pteriomorfos, excepto ostreídeos, además de abundantes fragmentos de algas (*Salpingoporella dinarica, Acicularia endoi, Neomeris cretacea, Permocalculus* sp. y se repiten las de camadas anteriores), grandes mesogastrópodos de difícil identificación, briozoos (fig. 55), posibles

cefalópodos (¿protoconchas de ammonites?), espículas de equinodermos y pequeños foraminíferos (se repiten también los de los niveles anteriores y abundan *Pseudolituonella reicheli*). Siguen habiendo tubos de anélido poliqueta (*Serpula*).



Figura 55.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D4 en luz natural y polarizada; se observa una sección oblicua de un gasterópodo (GR), fragmentos de briozoo (flecha negra) y el alga calcárea *Neomeris cretacea* (flecha blanca).

SAL D (topo): *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita muy fosilífera con algunos pequeños clastos arredondeados de cuarzo. En cuanto a la matriz se pueden ver como "manchas", el cemento tiene distintos tonos más claros u oscuros que puede significar algún tipo de diagénesis que comentaremos más adelante. Por lo general los fósiles se encuentran muy fragmentados y mal preservados. Aparecen sobre todo fragmentos de algas (*Neomeris cretacea* (fig. 56) y *Clypeina* sp.), espículas de equinodermos, algún ostreídeo y muy pocos otros bivalvos y gasterópodos. En los foraminíferos ha sido posible determinar los taxa *Dorothia* sp., *Marssonella oxycona y Lenticulina* sp.



Figura 56.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL D (topo) en luz natural y polarizada; se observa una sección longitudinal (LG) y otras transversales (TR) del alga calcárea *Neomeris cretacea*.

<u>Nivel E:</u> la microfacies de este estrato consiste en una *wackestone*, *fossiliferous biomicrite* en todo el nivel, que se caracteriza por tener unas zonas más micríticas (la gran mayoría) y otras más microesparíticas (debido a su carácter nodular). Es un nivel muy fosilífero donde podemos encontrar ejemplos de todos los grupos taxonómicos estudiados.

SAL E1 (base): *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* La micrita es más "lodosa" en unas zonas que en otras, con abundantes poros y alguna que otra fina grieta; posee partes más alteradas con tonalidades más oscurecidas. No contiene gran densidad de bioclastos; se destacan sobre todo las espículas y fragmentos de equinodermos y algunas algas, las cuales es muy complicado determinar su especie debido a su mal estado de conservación. No aparecen tantos foraminíferos (mayor diversidad de foraminíferos, pero mucha menor cantidad); es como un nivel de paso de "D" a "E", por eso está todo tan removido y alterado, en que algunos fósiles están mal preservados con señales de compactación y distorsión diagenética. Los moluscos tampoco son abundantes, pero aparece algún que otro fragmento de gran tamaño en el cual podemos ver su microestructura. Tenemos también algún briozoo. Es muy destacable la aparición de un posible ejemplo de *Roveacrinus alatus* (fig. 57).



Figura 57.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E1 (base) en luz natural y polarizada; se observan (A) una sección transversal ligeramente oblicua de media teca de *Roveacrinus alatus* y (B) una sección transpecial (TG) y otra transversal (TR) de una placa de equinoideo.

SAL E1: Wackestone, fossiliferous biomicrite. Micrita mucho más fosilífera que el nivel anterior, en el que seguimos teniendo bastantes poros y grietas, pero a según nos vamos acercando hacia el tope del nivel nos encontramos menos. También aparecen estas dos zonas diferenciadas más o menos margosas, que en algunas partes se encuentran alteradas. En las zonas "más lodosas" que tienen un color en el cemento más oscuro nos encontramos todo más fragmentado, con evidencias de bioturbación del sedimento. Se encuentran abundantes fósiles de todo tipo (fig. 58), pero en fragmentos muy pequeños (algas, bivalvos, gasterópodos, briozoos y equinodermos); en la parte "menos lodosa", que es la que más alterada se encuentra, lo que más hay son foraminíferos de gran tamaño, que coinciden con los de la camada "D" (Hedbergella delrioensis, Heterohelix sp., Quinqueloculina sp., Hemicyclammina sigali, Pseudocyclamina sp., Lenticulina sp., Placopsilina cenomana y Marssonella oxycona). Son abundantes los fragmentos de algas y espículas, aparecen algún que otro tubo de anélido poliqueta (Serpula sp.), y lo que menos abundan son los gastrópodos. Es importante decir también que existen muchas grietas rellenas con caliza recristalizada y también clastos de este mismo mineral.



Figura 58.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E1 en luz natural y polarizada; se observa una sección longitudinal de un ostreídeo (fecha blanca), fragmentos de equinodermos (flecha negra) y poros (PR).

SAL E1 (b): *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Es muy análogo a la lámina anterior, solo que esta todo un poco más fragmentado y alterado; sigue teniendo las dos zonas diferenciadas; posible caso de diagénesis. Hay mucha recristalización con cristales bien visibles de esparrita. En cuanto a fósiles coincide con la anterior y aparece un taxón más de algas, *Clypeina* sp.

SAL E1 (topo): *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Conserva las mismas características que los niveles anteriores (fig. 59). Aparecen varios fragmentos de *Roveacrinus* sp. y grandes fragmentos de bivalvos donde se puede ver su microestructura de la concha, hay algún ostreídeo bien conservado y muchos fragmentos de equinodermos. Los foraminíferos son muy raros.



Figura 59.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E1 (topo) en luz natural y polarizada; se observa sección transversal de una espira de gastrópodo.

SAL E2 (base): *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita con matriz más oscura, aparecen zonas con microesparita que casi no contienen fósiles (posiblemente sean las zonas más nodulares de la camada), con grietas más finas y largas casi todas rellenas, aparecen también granos de cuarzo. En las zonas micríticas abundan los foraminíferos (mismos ejemplos que en "E1"), fragmentos de equinodermos y algas. También son apreciables gran número de bivalvos y algunos ejemplares de gasterópodos, pocos briozoos y algún que otro tubo de anélido poliqueta (*Serpula*). Es importante resaltar la presencia de un ejemplar de *Cadosina spinosa* (fig. 60).



Figura 60.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E2 (base) en luz natural y polarizada; se observa un posible ejemplar de *Cadosina spinosa* (flecha blanca).

SAL E2: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita igual que el nivel anterior, en que la textura sugiere que esté todo retrabajado, debido a la presencia de fragmentos de todo tipo, con gran número de agregados e intraclastos (clastos de calcita redondeados y *pellets*). Abundan las algas (sobre todo *Salpingoporella dinarica* y *Acicularia endoi*), muchísimas placas de equinodermos, algún que otro posible inoceramídeo, pocos gasterópodos, pero de gran tamaño (fig. 61). Los foraminíferos son de tamaño pequeño y sobresalen: *Quinqueloculina* sp. y *Nautiloculina* sp, aparecen algún ejemplo también de *Cadosina spinosa* y del crinoide *Roveacrinus* sp.



Figura 61.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL E2 en luz natural y polarizada; se observa una sección oblicua de gasterópodo (GR) y abundantes fragmentos de algas calcáreas (flecha blanca).

<u>Nivel F:</u> Se trata de un nivel en que la microfacies presenta una matriz micrítica con granos de *peloidal packstone*, en la cual destaca su gran cantidad de foraminíferos

en las zonas más microesparíticas y, en las zonas más micríticas, está todo más fragmentado y con menor número de bioclastos.

SAL F: *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*. Encontramos secciones de grandes ejemplares de gasterópodos y bivalvos que algunos de ellos se ven a simple vista sin el empleo del microscopio. Bastante parecido a "E" en relación con los fósiles, aunque contiene mayor cantidad de foraminíferos (*Guembelitria cretacea*, *Lenticulina* sp. y *Placopsilina cenomana*) sobretodo en la zona microesparítica ya que la zona micrítica no tiene tantos fósiles; casi todos se encuentran muy fragmentados, como en el caso de las algas y briozoos. Encontramos también posibles fragmentos de gasterópodos y bastantes espículas de equinodermos. Lo más importante de este nivel es la presencia de un ejemplar de *Roveacrinus* cf. *alatus* (fig. 62) que, como ya comentaremos posteriormente es inédito para el Cenomaniense de Portugal. Cabe destacar la presencia de abundantes tubos de anélidos poliquetas (*Serpula* sp.), agregados de clastos cuarcíticos, poros y alguna que otra grieta.



Figura 62.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL F en luz natural y polarizada; se observan *Roveacrinus* cf. *alatus* (RC), fragmentos de equinodermos: espícula (flecha negra) y placas (flechas blancas).

<u>Nivel G</u>: Al igual que el nivel "E", la microfacies se trata de una *wackestone*, *fossiliferous biomicrite*. Consiste en un nivel micrítico donde es posible ver dos zonas, una más lodosa con un tono más oscuro y otra más microesparítica con pequeños cristales de dolomita anhédricos con forma de rombo, debido a una posible sedimentación siliciclástica y a su carácter nodular. Gran abundancia de bioclastos e intraclastos.

SAL G1: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Es micrítico, pero un poco menos lodoso; algunas secciones son más microesparíticas y son visibles grietas rellenas de calcita. Los foraminíferos son menos abundantes, pero coinciden con los de los niveles de "E" y "F" (sobre todo los de formas globulares), con grandes y pequeños fragmentos de bivalvos, muchos fragmentos de algas y espículas de equinodermos, tubos de anélidos poliquetas (*Serpula* sp.) de gran tamaño, pequeños ostreídeos, muchísimos otros bivalvos y espículas de esponjas (fig. 63).



Figura 63.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL G1 en luz natural y polarizada; se observan (A) grietas (GR), sección transversal de serpulídeo (flecha blanca) y (B) fragmentos de algas, fragmentos de equinodermos (flecha negra) y de bivalvo en la cual se puede ver su dentición (BV).

SAL G2: *Wackestone, fossiliferous biomicrite*. Lámina muy análoga a G1, pero la micrita es más lodosa, abundan las placas de equinodermos y las algas calcáreas (fig. 64).



Figura 64.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL G2 en luz natural y polarizada; se observan un posible fragmento de alga calcárea.

SAL G3: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Es más microesparítico en determinadas partes, con micrita más fina cuanto más se acerca al techo del estrato, pero con brechas esparíticas e intraclastos calcíticos (fig. 65),. Contiene también muchos fragmentos de algas calcáreas, igual que los anteriores, aunque sí que parece que hay menos gastrópodos.



Figura 65.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL G3 en luz natural y polarizada; se observan (A) sección longitudinal de briozoo arborescente y (B) sección transversal de tubo de *Serpula* sp.

<u>Nivel H:</u> La microfacies de este nivel estratigráfico, uno de los más espesos de la sucesión, es una *wackestone*, *sparse biomicrite*, donde seguimos encontrándonos en todas las superficies estudiadas intrusiones esparíticas que, en este caso, tienen más forma de agujeros rellenos que de franjas como en los anteriores niveles. En el caso de los bioclastos contiene pocos foraminíferos y lo que abundan son las algas calcáreas, equinodermos y calciesferas.

SAL H1 y H1': *Wackestone, sparse biomicrite*. Micrita con grietas rellenas de otros materiales. Las zonas microesparíticas no contienen fósiles y las micríticas destacan por su abundancia de fragmentos de algas y espículas de equinodermos (fig. 66), grandes fragmentos de gastrópodos y de bivalvos, pero con poca abundancia de foraminíferos. Destaca que es la camada donde encontramos la primera aparición de calciesferas en nuestra sucesión.



Figura 66.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL H1 en luz natural y polarizada; se observa espícula de tipo monaxon de esponja (flecha blanca) y fragmentos de equinodermos.

SAL H2 y H2': *Wackestone, sparse biomicrite*. Micrita, muy parecido al subestrato anterior, también con dos franjas, donde abundan los fragmentos de algas y equinodermos, sobre todo, las calciesferas, pero decae el número de bivalvos representados en ella. En cuanto a los foraminíferos seguimos teniendo pocos ejemplos de ellos (*Ammobaculites* sp., *Dorothia* sp., *Marssonella oxycona, Hedbergella delrioensis, Heterohelix* sp., *Thomasinella punica, Placopsilina cenomana, Guembelitria cretacea* y el más abundante, *Lenticulina* sp.). También se observan un pequeño fragmento de *Roveacrinus communis*. y una gran sección de coral escleractíneo (fig. 67).



Figura 67.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL H2 en luz natural y polarizada; se observan una sección transversal de cáliz de coral escleractíneo dendroide o arborescente.

<u>Nivel I:</u> presenta una microfacies de *mudstone-wackestone*, *sparse biomicrite*, con una matriz micrítica que cambia de cemento en determinadas zonas, pasando de más micrita a micrita con algunos cristales pequeños de cuarzo (litoclastos). Muy poca ocurrencia de bioclastos.

SAL 2 I: *Mudstone-wackestone, sparse biomicrite*; como ya comentamos, se trata de un cemento micrítico que contiene escaso número de fósiles entre los que podemos encontrar algún fragmento de algas, equinodermos (fig. 68), algún que otro foraminífero (muy grandes pero muy poca variedad y ejemplares, se destacando Dorothia sp., *Placopsilina cenomana* y *Globotruncana* sp.; el resto son de difícil identificación) y pequeños restos de bivalvos (sobretodo ostreídeos). Es interesante añadir la existencia de grietas y algunos cambios internos en la litología.



Figura 68.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL 2 I en luz natural y polarizada; se observan fragmentos y espícula de equinodermos (flechas negras) y clasto (flecha blanca).

<u>Nivel J:</u> la microfacies dominante es de *wackestone*, *fossiliferous biomicrite*, con una matriz micrítica que a según vamos acercándonos al techo del estrato vamos viendo más intrusiones microesparíticas con carácter nodular. Es un nivel bastante fosilífero donde aparecen pocas algas calcáreas y foraminíferos, pero si predominan bivalvos y gasterópodos, aunque no tantos ejemplares.

SAL 2 J: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita con muchas intrusiones de calcita e intraclastos (pisoides); todo se encuentra muy fragmentado, lo que puede significar que hayan sufrido transporte. Contiene dos zonas diferenciadas, la micrítica que tiene pocos fósiles y la microesparítica que es la más fosilífera (fig. 69), En cuanto a fósiles, los foraminíferos que hay son bastante grandes de tamaño (abundan lenticulinas y quinqueloculinas), hay muchas espículas de equinodermos, gran cantidad de algas y pocos bivalvos y gasterópodos, y siguen apareciendo tubos de anélidos poliquetas (*Serpula* sp.).



Figura 69.- Detalle de lámina perteneciente al nivel SAL 2 J en luz natural y polarizada; se observan (A) gasterópodo (posiblemente *Turritella* sp.) y (B) cambio de cemento.

6.2.2 Taludes da Autopista IP3 - Casal dos Touros - Fontela

IP3/4 J2: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita con muchos fragmentos de bioclastos en muy mal estado de preservación y abundantes intraclastos. Los fósiles identificables no son muy comunes, pero existen diferencias entre los varios bioclastos presentes cuanto a su grado de abrasión y recristalización, como si unos sufrieran más transformaciones que otros (diagénesis y transporte). Nos encontramos con los mismos tipos de bioclastos que en mismo nivel de Salmanha: fragmentos de algas (fig. 70), equinodermos (espículas, fragmentos y placas), calciesferas y pocos gastrópodos, pero de gran tamaño.



Figura 70.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/4 J2 en luz natural y polarizada; se observan sección transversal del alga calcárea *Permocalculus* sp. (flecha blanca) y burbujas de la preparación de la lámina.

IP3/4 J3: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Igual que el subestrato anterior, con la matriz micrítica también muy fragmentada y la presencia de peloides entre los elementos figurados carbonatados, sugiriendo una posible bioturbación. Aparecen grandes fragmentos de algas que se ven a simple vista en las láminas sin necesidad de usar el microscopio, y que dificultan la visión del resto de fósiles. Seguimos teniendo calciesferas y pequeños fragmentos de bivalvos. En cuanto a foraminíferos abundan gavelinellas y lenticulinas. Las algas se encuentran recristalizadas y no son muy abundantes.

IP3/4 J4: *Packstone, fossiliferous unsorted biosparite.* Microesparita, que se compone al igual que la parte superior del nivel "C" por cristales de dolomita anhédricos con forma de rombo debido a su carácter nodular (fig. 71), también contiene granos de cuarzo y calcita que van cambiando de tamaño según la zona.

Se encuentra todo muy erosionado, solo es posible ver fragmentos en mal estado de algas, bivalvos y equinodermos de casi imposible identificación; no nos topamos con otros tipos de fósiles.



Figura 71.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/4 J4 en luz natural y polarizada; se observan cristales de dolomita anhédricos con forma de rombo y espículas de equinodermos (flecha blanca).

IP3 J5: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Volvemos al mismo cemento y tipos de fósiles que en los primeros subniveles de "J". Sigue habiendo grandes clastos de calcita, grietas y poros. Abundan los fragmentos de algas, equinodermos, grandes moluscos bivalvos y gasterópodos, Roveacrinus sp. y *Roveacrinus* cf. *geinitzi* (fig. 72), valvas de ostrácodos y tubos de anélidos poliquetas (*Serpula* sp.). En cuanto a foraminíferos destacan las formas globulares y alargadas (*Textularia* sp. y *Quinqueloculina* sp.)



Figura 72.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3 J5 en luz natural y polarizada; se observa una sección transversal de *Roveacrinus* cf. *geinitzi*.

Nivel K: La microfacies es esparítica, de una caliza margosa con características dolomíticas que se encuentra muy alterada; se trata de un cemento neomorfizado que reemplazó al cemento original, en el cual podemos ver que tiene una estructura radial fibrosa calcítica (fig. 73).

IP3 K1: cómo podemos comprobar en la foto de la lámina el cemento es esparítico y tiene zonas con un cemento radial fibroso compuesto de calcita. No es posible encontrar fósiles debido a lo alterado que se encuentra este nivel.



Figura 73.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3 K1 en luz natural y polarizada; se observa un cemento de calcita fibrosa con disposición radial.

Nivel L: Se trata de conjunto de estratos con microfacies micríticas que contienen alguna intrusión esparítica hacia el tope y en algunas zonas tiene muchísimos poros de pequeño tamaño. Es un nivel muy fosilífero que en los primeros estratos constituyentes contiene pocos foraminíferos, pero su número aumenta exponencialmente según vamos acercándonos al techo.

IP3/1 L1: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita, se caracteriza por la presencia de grandes gastrópodos (*Turritella* sp.) que se pueden ver a simple vista en la lámina delgada todos muy juntos, lo que sugiere la presencia de concentraciones con reorientación bioestratonómica. En cuanto a algas no aparecen casi fragmentos reconocibles y los foraminíferos son muy escasos. Destaca el gran número de fragmentos de equinodermos y gasterópodos (fig. 74). Otro dato interesante es que vuelven a haber briozoos que no aparecían desde la camada "H". Se reduce el número de calfiesferas.



Figura 74.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 L1 en luz natural y polarizada; se observan sección transversal de gasterópodos (GR) (*Turritella* sp.) y sección tangencial de bivalvo (BV).

IP3/1 L2: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Nos encontramos con una micrita muy rica en gastrópodos (*Turritella* sp.) (fig. 75) igual que el subnivel anterior, y que contiene además bivalvos de gran tamaño. Vuelven a aparecer tubos de anélidos poliquetas (*Serpula* sp.).



Figura 75.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 L2 en luz natural y polarizada; se observa una sección transversal de gasterópodo (*Turritella* sp.) relleno con una espina de esponja (monaxon) (flecha blanca) y una placa de equinodermo (flecha negra).

IP3/1 L3: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Micrita en que todos los elementos figurados carbonatados se encuentran más fragmentados y son de pequeño tamaño. Hay analogía con "L2" en cuanto a forma y fósiles (fragmentos de algas dasycladales (fig. 76), bivalvos y gasterópodos grandes (Turritella sp.) y comienzan a aparecer foraminíferos siendo abundantes, como *Guembelitria* sp.).



Figura 76.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 L3 en luz natural y polarizada; se observa un fragmento de *Clypeina* sp.

IP3/1 L4: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Se divide en dos partes:

- La parte micrítica tiene pocos foraminíferos, fragmentos de algas (*Permocalculus* sp. y *Clypeina* sp.), secciones escasas de bivalvos y gasterópodos; la generalidad de los bioclastos se encuentran muy fragmentados.

- La parte más microesparítica (fig. 77) tiene bastantes foraminíferos (*Rotalipora cushmani*, *Gavelinella* sp., *Placopsilina cenomana*, *Dorothia* sp., *Marssonella oxycona*, *Quinqueloculina* sp., y abundantes *Heterohelix* sp.), algunos fragmentos de conchas bastante redondeados, briozoos y placas de equinodermos; contiene también algunos intraclastos, ooides y tubos de anélidos poliquetas (*Serpula*).



Figura 77.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 L4 en luz natural y polarizada; se observa una intrusión esparítica con numerosos bioclastos en su interior, asociada a bioturbación.

IP3/3 M-L: *Packstone-grainstone, fossiliferous biomicrite.* Esparita poco fosilífera, pero con una zona microesparítica donde encontramos mayor número

de fósiles. Seguimos con los fósiles de siempre: briozoos, gastrópodos, bivalvos, espículas y fragmentos de equinodermos, ostrácodos, pequeños fragmentos de algas y muchos foraminíferos (*Hedbergella delrioensis*, *Lenticulina* sp., *Thomasinella punica* (fig. 78), *Nummuloculina* sp., *Nautiloculina* sp. y *Hemyciclamina sigali*). También destaca la presencia de intraclastos de gran tamaño rellenos de micrita fosilífera, calciesferas, tubos de anélidos poliquetas (*Serpula* sp.), óxidos debido a la diagénesis y peloides.



Figura 78.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/3 M-L en luz natural y polarizada se observa el foraminífero bentónico *Thomasinella punica* (flecha blanca) y fragmento de briozoo (flecha negra).

IP3/3 M-L1: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Mantiene las características de "M/L", todo muy fragmentado y con gran cantidad de secciones de moluscos. Todos los fósiles se caracterizan por su enanismo (tanto bivalvos, como equinodermos, esponjas e incluso las calciesferas son de pequeño tamaño) (fig. 79).



Figura 79.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/3 M-L1 en luz natural y polarizada; se observa un fragmento de esponja (flecha blanca) y una sección de ostrácodo articulado (flecha negra).

IP3/3 M-L2: *Wackestone, fossiliferous biomicrite*, micrita que contiene muchos fragmentos de algas calcáreas (abundan *Clypeina* sp.) y serpulídeos; por el resto no hay más que algún ejemplo de bivalvos indeterminables), equinodermos y Nautiloculinas.

IP3/3 M-L3: *Wackestone, fossiliferous biomicrite.* Esta lámina vuelve a tener dos franjas; por el resto es completamente igual a las anteriores (fig. 80).



Figura 80.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/3 M-L3 en luz natural y polarizada; se observa una espícula de equinodermo (flecha blanca) y pequeños fragmentos de bivalvos (flecha negra).

Nivel M: se caracteriza por una microfacies de *packstone, unsorted biosparite* en que la microfacies presenta una matriz esparítica que contiene bastantes intraclastos de gran tamaño y peloides. En los bioclastos se destaca una gran cantidad de foraminíferos (*Placopsilina cenomana, Lenticulina* sp., *Marssonella oxycona, Quinqueloculina* sp., *Nautiloculina* sp., *Heterohelix* sp., *Dorothia* sp. y *Guembelitria cretacea*) y algas dasycladales (*Permocalculus* sp. y *Neomeris cretacea* son las más abundantes). Se enfatiza, también, por la gran cantidad de serpulídeos encontrados, gasterópodos y bivalvos pteriomorfos (ostreídeos e inoceramídeos).

IP3/1 M: *Packstone, unsorted biosparite.* Contiene los fósiles nombrados anteriormente, pero se diferencia del resto de subestratos por la existencia de *graspestone*, zonas de intrusión más esparíticas y algas recristalizadas (fig. 81).



Figura 81.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3/1 M en luz natural y polarizada; se observan fragmentos de algas (flechas blancas) y bivalvo pteriomorfo (flecha negra).

IP3 3M: *Packstone, unsorted biosparite.* Estas láminas en cuestión siguen teniendo las características generales del nivel, pero encontramos algunos cambios (fig. 82), como la presencia de fragmentos de esponjas, grietas rellenas de calcita y muchos peloides de pequeño tamaño.



Figura 82.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3 3M en luz natural y polarizada; se observa el foraminífero bentónico *Ammobaculites* sp. (flecha negra) y gran número de *pellets* e intraclastos (CL) sobre un cemento esparítico.

IP3 3M (base): *Packstone, unsorted biosparite*. En esta lámina conservamos las características de los subniveles anteriores (fig. 83). Es posible ver más especies de foraminíferos (*Thomasinella punica, Hemicyclammina sigali, Ammobaculites* sp. y *Nezzazzata* sp.), ooides y gran cantidad de fragmentos de briozoos.


Figura 83.- Detalle de lámina perteneciente al nivel IP3 3M (base) en luz natural y polarizada; se observa un intraclasto micrítico (IN) con fragmentos de algas (flecha negra) y de equinodermos (flechas blancas).

Nivel N: el tope de la sucesión carbonatada Turoniense se caracteriza por la dominancia de microfacies de *grainstone, unsorted oosparite*, en que abunda cemento esparítico con gran número de ooides que contienen en su núcleo foraminíferos, fragmentos de algas y otros bioclastos y, en menor cantidad, de minerales como el cuarzo.

Fontela N: *Grainstone, unsorted oosparite*. Contiene gran número de ooides y su cemento es esparítico. En cuanto a los fósiles abundan los fragmentos de algas, bivalvos y foraminíferos (sobre todo *Quinqueloculina* sp. y *Nautiloculina* sp.), todos ellos oolitizados. Aparecen también fragmentos de *Permocalculus* sp., esponjas, gasterópodos y briozoos sin oolitizar (fig. 84).



Figura 84.- Detalle de lámina perteneciente al nivel Fontela N en luz natural y polarizada; se observa un fragmento del alga calcárea *Permocalculus* sp. (flecha blanca) y ooides sobre un cemento esparítico (OI).

Capítulo 7

Articulación secuencial y asociaciones de facies

7.1. Fundamentación estratigráfica

A continuación, hablaremos de la articulación secuencial de nuestra sucesión estratigráfica junto con sus discontinuidades; pero para ello, antes de nada, es necesario explicar en qué consiste una secuencia de facies.

Las secuencias de facies consisten en un módulo formado por la superposición vertical de dos o más facies genéticamente relacionadas que se repite periódicamente. Deben cumplir dos condiciones, que se trate de facies que se encuentren juntas y que estén ambientalmente relacionadas entre sí. Las secuencias pueden ser positivas o negativas; las secuencias positivas son aquellas en las que hacia el techo se disponen las facies de energía cada vez menor y las secuencias negativas las que pasan hacia el techo a facies de mayor energía. (Vera Torres, 1994: 170)

En cuanto a la discontinuidad, esta consistiría en una relación genética entre dos unidades litoestratigráficas superpuestas que tienen una interrupción sedimentaria medible entre el depósito de ambas (Aubouin *et al.*, 1981). Para medir la interrupción el criterio más fiable es el bioestratigráfico, cuando entre los dos estratos falte al menos una unidad bioestratigráfica. Otros criterios para medir la interrupción sería reconocer distintos rasgos que permitan detectar cambios en la posición estratigráfica como rasgos texturales, geométricos, químicos, etc. En los materiales marinos resulta más fácil porque los restos fosilíferos son más abundantes y permiten hacer dataciones bioestratigráficas. (Aubouin *et al.*, 1981)

A esta interrupción le llamamos laguna estratigráfica, paraconformidad o hiato, que se basa en una ruptura o interrupción de la continuidad del registro geológico debido a la ausencia de materiales estratificados que en condiciones normales deberían estar presentes, pero que faltan por no haberse depositado o por haberse erosionado antes del depósito de la unidad suprayacente (Vera Torres, 1994). La laguna o paraconformidad, tiene una amplitud semejante en diferentes secciones estratigráficas y mayoritariamente corresponde a un hiato no deposicional (en una sucesión como la nuestra es probable que la causa fuera el eustatismo), con un escaso hiato erosivo, cuya magnitud es uniforme. (Flügel, 1978, 2010)

Algunos factores genéticos que pueden influir en el origen de las discontinuidades en medios marinos serían: cambios en el nivel del mar (descensoerosión, ascenso-recubrimiento), cambios en la actividad tectónica, factores paleogeográficos, cambios climáticos y cambios en las condiciones oceanográficas, entre otros. (Aubouin *et al.*, 1981)

Distintos tipos de paraconformidades que encontramos en nuestro caso: (Vera Torres, 1994)

- <u>Superficies de corrosión</u>, se trata de superficies que muestran irregularidades erosivas de orden menor, su génesis está ligada a etapas de interrupción sedimentaria durante la que tuvo lugar una erosión submarina ligera, de los materiales infrayacentes, que se encontraban parcialmente litificados.
- <u>Superficies de omisión</u>, son superficies de interrupción sedimentaria submarinas. Donde existe un dominio de la actividad orgánica (bioturbación y perforaciones) y también se constatan los efectos de una litificación, con cementación y/o nodulización, que provoca el paso de un fondo blando (*softground*) a un fondo firme (*firmground*). También se constatan los efectos de erosión y disolución submarinas, pero en menor escala.
- <u>Fondos endurecidos</u>, o *hardgrounds*, son superficies de estratificación en rocas carbonatadas que correspondieron a fondos marinos, en los que hubo una apreciable interrupción sedimentaria, acompañada de litificación, actividad orgánica, erosión, disolución y sobretodo mineralización (habiendo distintas

reacciones químicas que facilitaron la precipitación, las más usuales son las de óxidos de hierro y manganeso, que forman costras y endurecen el fondo).

<u>Paleokarst¹⁶</u>, facies diagenética sobreimpuesta a cuerpos carbonatados en contacto con la atmosfera, producida y controlada por la disolución y migración del carbonato cálcico en aguas meteóricas, que tiene lugar en diferentes contextos climáticos y tectónicos y que genera morfologías reconocibles (Esteban & Kappla, 1983, *in* Vera Torres, 1994: 260)

7.2. Secuencias, macro y microfacies

La articulación secuencial de nuestra sucesión estratigráfica se puede subdividir en dos mesosecuencias distintas (fig. 85), para ello seguiremos las secuencias deposicionales estipuladas por Barroso-Barcenilla *et al.* (2011), quien determina para el Cenomaniense tardío y el Turoniense inferior de la Península Ibérica (tanto España como Portugal, pues hasta ahora se habían hecho por separado) dos niveles distintos "A" y "B". Existe una relación obvia entre estas dos principales secuencias deposicionales y los nueve conjuntos de cefalópodos descritos por estos autores; cada una de estas secuencias deposicionales incluye diferentes géneros de cefalópodos y coincide con ciclos eustáticos específicos de tercer orden en todo el mundo observados por Haq *et al.* (1988) como UZA-2.4 y UZA-2.5, respectivamente (Barroso-Barcenilla et al., 2011).

Anteriormente se habían dividido en dos mesosecuencias (Callapez, 1998) por la cual se distinguían los niveles de B-J y los niveles de K-O teniendo estos últimos una inversión del sentido, que han podido ser correlacionadas con las anteriores. Para una descripción más clara haremos las subdivisiones pertinentes teniendo en cuenta la articulación de los estratos y sus discontinuidades más importantes.

En la <u>secuencia A</u> se integrarían los niveles B-D, es decir, del que pertenece al Cenomaniense medio (nivel B) y Cenomaniense superior (niveles C-D). Esta secuencia muestra un extenso registro que va desde la base del Cenomaniense superior a la cima de la zona de *Metoicoceras geslinianum* (conjuntos de cefalópodos del 1-3, según

¹⁶ En nuestro caso se trata de material marino que debido a un momento de emersión temporal del mismo sufre este tipo de diagénesis.



Figura 85.- Cronoestratigrafía y bioestratigrafía de nuestra sucesión donde es posible ver las discontinuidades (según Callapez, 1998: 214).

Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011) aparece una interrupción del registro de Acanthoceratidae que es relevada por Vascoceratidae; es visible también un marcado cambio litológico causado por una caída eustática rápida (García *et al.*, 1989).

Como la unidad B ya ha sido descrita en el capítulo anterior, nos centraremos en la descripción de las facies que sí que hemos podido observar en profundidad en Salmanha y sus canteras colindantes. Aparentemente está relacionado con la secuencia deposicional de 3er orden UZA-2.4 de Haq et al. (1988) y las secuencias DC-5 de Floquet (1998), UC-4/5 de Gräfe (1999), DS-5 de Alonso et al. (1993) y S-3 de Segura et al. (1999).

Los **niveles C-D**, son un conjunto de facies de carácter carbonatado con una abundante y diversificada fauna. Son las unidades basales del Cenomaniense superior y tras los cuales aparece nuestra primera discontinuidad, la D/E.

- a) <u>Calizas margosas "apinhoadas" con Pycnodonte y Equinoideos</u>, pertenecen al nivel "C", que comienza con una caliza más margosa (*mudstone*) de color beige amarillento, a los que le siguen una caliza margosa gris-cemento nodular con intercalaciones de marga y marga calcárea laminada. Contiene gran cantidad de macrofósiles de bivalvos desarticulados (*Neithea hispanica, Pycnodonte vesiculare, Pinna* sp.), moldes de gasterópodos y equinídeos (*Heterodiadema ouremense* y *Hemiaster lusitanicus*). Tien alveolinídeos que son posibles de ver a simple vista. La microfauna es abundante: algas (*Neomeris cretacea, Heteroporella* sp.), foraminíferos planctónicos con evidencias de enanismo y especies como *Simplalveolina simplex, Preaelveolina iberica, Ovalveolina ovum, Dicyclina y Pseudedomia drorimensis* (Hart, 2005).
- b) <u>Calizas bioclásticas con Rhynchostreon, Neithea, Corales y Nerineídeos,</u> corresponde al nivel "D"; es una caliza compacta de color crema, packstone a grainstone, con textura calcarenítica a calcirudítica, que contiene abundantes bioclastos; los icnitos endógenos y las estructuras nidiformes también son frecuentes (Callapez, 1998: 231). Este nivel, tiene gran importancia pues es un nivel guía en los yacimientos portugueses del Cenomaniense-Turoniense, ya que está presente en todos ellos. Como fósiles más importantes destacan bivalvos (Chlamys guerangeri, Neithea hispanica y Rhynchostreon suborbiculatum), gasterópodos (Discotectus choffati), equinodermos (Anorthopygus michelini y A. orbicularis), corales

hermatipicos y nerineídeos; todos estos aparecen en la mayoría de las veces desarticulados y en algunos casos los fragmentos están recristalizados.

 Discontinuidad D/E: existen grandes variaciones litológicas, donde se pasa de caliza margosa "apinhoada" a marga gresosa, la variación también es posible verla en cuanto a la fauna, sobresaliendo la aparición de Vascoceratídeos.

La <u>secuencia B</u> se articula en B1 y B2, su registro, notablemente más ampliado y rico que el de la secuencia A, varía desde la base de la subzona *Vascoceras gamai* a la parte superior del Turoniense inferior, e incluye los conjuntos de cefalópodos 4-9 (Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011). Parece coincidir con la secuencia deposicional de 3er orden UZA-2.5 de Haq et al. (1988) y con las secuencias DC-6a y DC-6b de Floquet (1998), UCof 5/6 y UC-6/7 de Gräfe (1999), DS-6 de Alonso *et al.* (1993), en su intervalo inferior y medio, y de S-4 de Segura et al. (1999).

La <u>secuencia B1</u> se extiende desde la base de la subzona de *Vascoceras gamai* a la parte superior de la subzona de *Spathites (Ingridella) malladae* e incluye los conjuntos de cefalópodos 4-6 (Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011).

Los **niveles E-I**, como acabábamos de comentar, en la base de esta secuencia aparece la renovación faunística con el surgimiento de nuevos grupos como es el de los Vascoceratídeos, con varias discontinuidades de gran valor bioestratigráfico y de articulación de facies. Facies calcáreas o greso-calcáreas, margosas, ricas en exogiriníneos, tylostomídeos, ammonoides y hemiasterídeos (Callapez, 1998:231).

a) <u>Calizas margosas con Rhynchostreon, Tylostoma y Vascoceras</u>, hablamos de una caliza margosa nodular de color grisácea y blanquecina (coincide con las camadas "E" y "F"), con una macrofauna diversificada y abundante, numerosos bivalvos (*Rhynchostreon suborbiculatum*, frecuente en "E"), gasterópodos (*Tylostoma ovatum*), hemiasterídeos y ammonites (*Vascoceras gamai*, frecuente en "F"). En cuanto a la microfauna destacamos gran abundancia de algas (*Permocalculus* sp. y *Neomeris cretacea*), foraminíferos (*Simplalveolina simplex*, *Hemicyclammina sigali*, *Thomasinella punica*, *Trochammina kugitangensis*) y destaca la aparición de secciones con *Roveacrinus geinitzi* y *R. communis*.

b) <u>Caliza con corales estiliformes</u>, pertenecen a "G" y "H" y consisten en calizas compactas de color grisáceo-blanquecino y blancuzco-amarillento respectivamente, con intercalaciones de caliza margosa nodular ricas en *Thalassinoides*. No son tan ricas en macrofósiles como las camadas anteriores, pero sí que se pueden recoger ejemplares de corales dendroides, *Turritella* sp., *Tylostoma ovatum*, *Hemiaster scutiger* y pueden ser vistos algunos serpulídeos y muy pocos ammonoides.

Discontinuidad G/H: superficie de *hardground* ligada a un fuerte adensamiento de la icnofauna del tipo *Thalassinoides* y a una cierta concentración de *Vascoceras gamai* y de *Tylostoma ovatum* reelaborados (Callapez, 1998: 217). Con esta discontinuidad se marca la base de la siguiente biozonación standard, la de *Neocardiceras juddii*

- c) <u>Calizas margosas con Hemiaster y Vascoceras</u>, se advierte una tendencia negativa al final de la secuencia E-I. Se trata de una caliza gris-azulada muy margosa, nodular, correspondiente al nivel "I"; en la cual se advierte un aumento gradual de la fracción arcillosa, de la base para la cima, iniciándose como una caliza margosa dolomítica de color beige, para después pasar a ser una caliza margosa color ceniza y a caliza margosa nodular y a marga calcárea en los últimos cm finales. Con abundantes tecas recristalizadas de Hemiasterídeos, moldes de *Tylostoma*, de *Aporrhais* y de raros *Vascoceras* deformados. Son comunes también los icnitos endógenos. (Callapez, 1998:236).
 - Discontinuidad I/J: cambio brusco, volvemos a las facies de carácter calcáreo, y a resaltables modificaciones en cuanto a la composición faunística. Esta, al igual que la anterior, se sitúa dentro de la zona standard de *Neocardiceras juddii*.

El **nivel J,** es el límite del Cenomaniense superior, está marcada por una tendencia negativa generalizada donde en su parte más superior se encuentra más pronunciada y se ve también una relativa rarefacción de la fauna (Callapez, 1998: 223), existe también una paleokarsificación en la parte superior de este nivel, donde se encontraría la discontinuidad J/K.

a) <u>Calizas con *Callucina*, *Trigonarca* y *Vascoceras*, calizas compactas bastante fosilíferas de color ocre amarillento, que pertenecen al nivel "J". Los macrofósiles son abundantes: bivalvos (*Callucina* sp., *Pycnodonte vesiculare*, *Trigonarca matheroniana* y *Granocardium* sp.), gastrópodos (tylostomídeos), serpulídeos (*Sarcinella*) y frecuentes ammonites (vascoceratídeos y achantoceratídeos). Se observa un casi desaparecimiento de pectinídeos (Callapez & Soares, 1992).</u>

 Discontinuidad J/K: esta es la más importante de todas puesto que es el paso del Cenomaniense superior (zona de *Neocardioceras juddii*) al Turoniense inferior (zona *Thomasites rollandi*). Existe una importante ruptura en la evolución secuencial del cuerpo carbonatado, donde se ve que la columna de agua disminuye bruscamente, de esta forma haciendo posible una exposición subaérea con karstificación de las calizas de este nivel, expresada en ferruginizaciones, dolomitización y estructuras de disolución reniformes y digitadas (Callapez, 1998: 220). La variación de facies se hace de una manera brusca y profunda, tras esta camada se sobreponen margas y calizas en plaquetas.

La <u>secuencia B2</u> se caracteriza por ir desde la subzona de *Choffaticeras* (*Leoniceras*) *luciae* a la parte superior del Turoniense inferior, en ella se incluyen los conjuntos de cefalópodos 7-9 de Barroso-Barcenilla et al. (2011). En ella se encuentran los niveles de K-O, los cuales comprenden un registro íntegramente del Turoniense inferior y lo podemos dividir en dos secuencias delimitadas por la discontinuidad L/M.

Los **niveles K/L**, con tendencia positiva, pasan en su nivel más basal a calizas margosas ricas en macrofósiles, donde abundan ammonites e inoceramídeos.

a) <u>Calizas y margas con Mytiloides</u>, se alternan margas con calizas margosas dolomíticas nodulosas de color amarillento oscuro, que pertenecen al nivel "K". Cuanto más nos acercamos al siguiente nivel ("L") vemos cómo se va cambiando gradualmente a calizas margosas en plaquetas. Destacan los moldes de Mytiloides mytiloides, pero la macrofauna es bastante escasa, advertimos algunos ejemplos de *Hemiaster scutinger*, *Tylostoma ovatum* y *Vascoceras durandi* (Callapez, 1993 en Callapez, 1998:244).

- b) <u>Calizas en plaquetas con Turritella</u>, Caliza y caliza margosa (*wackestone* a *packstone*) de color ocre oscuro-amarillento, que corresponde al nivel "L". Existe una laminación muy fina (centimétrica) donde encontramos densos *hardgrounds* con abundantes *Turritella* sp. con posible orientación. La macrofauna no es muy diversificada y vemos ejemplos de *Tylostoma ovatum*, *Pycnodonte vesiculare*, *Crassatella* sp., *Mytiloides mytiloides*, *Hemiaster scutiger*, abundantes ammonites (Vascoceratídeos, Puzosiideos y Pseudotissotiideos) y briozoos.
 - Discontinuidad L/M: constituye una brusca variación litológica donde la caliza margosa en plaquetas pasa a calcarenitos con corales radiolitídeos y actaeonelídeos. Volvemos a una inversión de polo negativo en cuanto al desenvolvimiento secuencial debido a la reintroducción gresosa. Esta consiste en una superficie de *hardground* con incrustaciones de valvas de *Pycnodonte vesiculare* y nódulos ferruginosos, asociada a una densa red de *Thalassinoides* (Callapez, 1993).

Los **niveles M-O**, con un registro dominantemente calcarenítico, *grainstone* a *packstone* blancos y rosados que finalmente se van enriqueciendo con terrígenos y acaban con areniscas micáceas. Secuencia negativa.

a) <u>Calizas bioclásticas con Actaeonella, Radiolites y corales</u>, comprenden las unidades "M", "N" y "O", se caracteriza por ser un conjunto de calcarenitos compactos blanquecinos, con una abundante y diversificada fauna. Donde mayor cantidad de macrofósiles hay es en el nivel "M", tras él va decreciendo su número en los niveles siguientes, donde aparecen granos de cuarzo y micas y las litofacies pasan a ser más terrígenas y convertirse en gres micáceo rosado cara la cima de la secuencia. La macrofauna consiste en fragmentos desarticulados y rodados que forman concentraciones de origen secundaria (Callapez, 1998: 247), destacan los corales hermatípicos y bivalvos (*Trigonarca matheroniana y Nemocardium* sp.), gasterópodos (*Discotectus choffatti, Actaeonella caucasica grossouvrei, Otostoma* sp., *Polyptyxis* spp.); los icnofósiles son frecuentes.

Capítulo 8

Síntesis bioestragráfica y paleoecológica

En este capítulo trataremos dos apartados distintos como síntesis de los análisis realizados en los capítulos anteriores, el relativo a la bioestratigrafía y finalmente a la paleoecología. Para ello haremos una valoración de todo lo explicado anteriormente, además de complementarlo con datos respectivos a otros yacimientos fuera de nuestro lugar de estudio.

8.1. Bioestratigrafía

Dentro de este apartado se contemplan dos partes, concernientes respectivamente a: (1) el compendio de datos bioestratigráficos relevantes que han aportado las unidades litoestratigráficas y (2) la inclusión de esas unidades en las biozonaciones establecidas en cuanto a foraminíferos planctónicos, ammonoides y otros fósiles que dependiendo del nivel nos pueden aportar datos específicos que complementen información.

Además de estos índices, reuniremos los principales datos bioestratigráficos que proporcionaron las unidades litoestratigráficas estudiadas, aplicando para ello los estudios anteriores y centrándonos sobre todo en Callapez (1992, 1998) y Callapez et al. (2017) debido a su mayor grado de actualización. Mediante las asociaciones paleontológicas que han sido propuestas en estos trabajos, nos aproximaremos a la edad de los litosomas que las contienen, para precisar en mayor medida al haber añadido el estudio de sus microfacies y microfósiles y poder así reconstruir las subdivisiones

cronoestratigraficas locales del Cenomaniense superior-Turoniense inferior de nuestro objeto de estudio.

Ayudándonos de las escalas bioestratigráficas, que son las que se aplican mediante zonas de asociación, podremos seguir el principio de identidad paleontológica, el cual consiste en admitir que un conjunto de estratos del mismo contenido paleontológico es de la misma edad. Para ello también es necesario llegar a establecer unas unidades más pequeñas que se llaman biozonas, las cuales corresponden al conjunto de estratos en los que una especie fósil de valor estratigráfico se ha mantenido sin cambiar los caracteres (Aubouin, 1981; Vera Torres, 1994). De esta forma intentaremos integrar las dos clases de biozonas, relativas a macrofósiles y microfósiles, para así llegar a una mejor comprensión del intervalo geológico en el que nos posicionamos.

8.1.1. Macrofósiles

Para hablar de la bioestratigrafía de macrofósiles emplearemos las biozonaciones establecidas en cuanto a Ammonoides e Inoceramídeos (fig. 86 y 87), de las cuales contamos con cuatro asociaciones de Ammonoides y dos de Inoceramídeos (Callapez, 1992), que están compuestas cada una por varios niveles, algunos de ellos encuadrados por las discontinuidades ya mencionadas en el capítulo anterior. En nuestra sección, estas asociaciones se reparten entre los niveles "C" a "L" y han sido utilizadas para datar en conjunto ya desde Choffat (1897a, 1898), Soares (1966), Berthou y Lauverjat (1974, 1975, 1976, 1978, 1979), Berthou, Soares y Lauverjat (1979), Berthou (1984a, 84b, 84c, 84d), Callapez (1992, 1998, 2008), Callapez y Soares (2001), Hart *et al.* (2005) Callapez *et al.* (2007, 2017), Barroso-Barcenilla *et al.* (2011); éste último es de gran importancia ya que elabora una nueva articulación secuencial para la Península Ibérica (revisar capítulo 7, *op. cit.*)

En cuanto a los niveles "M" a "O" al carecer de estos fósiles guía no han podido encontrarse correspondencias directas con el cuadro biozonal europeo (Callapez, 1998, Barroso-Barcenilla *et al.*, 2011), por ello vamos a intentar correlacionarlo con los microfósiles estudiados en este trabajo que comentaremos más adelante.

a) Ammonoides

En el nivel "C" aparece con bastante frecuencia *Neolobites vibrayeanus* y algunos pocos ejemplares de *Calycoceras* (*Calycoceras*) *naviculare*; en cambio, en "D", las facies bioclásticas con Nerineídeos y Corales no son propensas a la presencia de Ammonoides. Tras las discontinuidad D/E se hacen como grupo dominante los Vascoceratídeos (*Vascoceras gamai*), en los niveles "E", "F" y "G", donde aparecen algún ejemplar de *Euomphaloceras septemseriatum* y *Pseudocalycoceras* sp.

Llegando a los primeros niveles plenamente cenomanienses, a partir de "H" se aprecia un cambio significativo en la composición de esta fauna, apareciendo *Pseudaspidoceras pseudonodosoides, Spathites subconciliatus* y más especies de Vascoceratídeos. En el nivel "I" las formas son menos variadas y siguen siendo dominadas por Vascoceratídeos más globosos. Y por último, en el nivel "J", la fauna es más diversificada y aparecen *Fagesia* y *Puzosia*; tras ella existe una renovación donde surge *Vascoceras durandi* como predominante entre los demás ammonoides. (Callapez, 1998).

Sin embargo, este intento de correlacionar internacionalmente las especies índice (o tipo) europeo mencionadas por Berthou están ausentes del conjunto del Tetis de Portugal, con la excepción de *Calycoceras naviculare* (Mantell, 1822). (Callapez, 2003: 54-55).

Western Interior of USA	Figueira da Foz, Portugal	Spain	Central Tunisia	Kallat-es- Senam, Tunisia	Southern England	Touraine, France		
Mammites nodosoides	(M/N/O)	Mammites nodosoides	Mammites nodosoides	Mammites nodosoides TrZ	Mammites nodosoides	Mammites nodosoides		
Watinoceras coloradoense	Thomasites (L) rollandi (K)		Thomasites rollandi	Choffaticeras I	Fauna with Fagesia and			
Pseudaspidoceras flexuosum		Paramammites? saenzi	Pseudaspidoceras flexuosum	Pseusdapidoce- ras flexuosum I	Pseudaspi- doceras	and the second s		
Watinoceras devonense		†			Watinoceras devonense			
Nigericeras scotti		?						
Neocardioceras judii	Pseudaspidoceras (J) pseudonodosoides (H/I)	Spathites (J.) subconciliatus	Pseudaspidoceras pseudonodosoides		Neocardioceras judii	1.2.2.2.2		
Burroceras clydense	Euomphaloceras (G)	and a state		Euomphalo- ceras	Fauna with Nigericeras			
Sciponoceras gracile	(E/F)	Metoicoceras geslinianum		septemseriatum I	Metoicoceras geslinianum	Metoicocera geslinianum		
Metoicoceras mosbydense	Calycoceras (D)	Metoicoceras muelleri	Calycoceras	Eucalycoceras	Calycoceras	Calycoceras		
Calycoceras canitaurinum	guerangeri (C)	Neolobites vibrayeanus	guerangeri	IZ	guerangeri	guerangeri		

Figura 86.- Correlación entre las sucesiones de Ammonoides del Cenomaniense superior – Turoniense inferior de Portugal (Callapez, 2003).

b) Inoceramídeos

Solo se tiene constancia de su aparición en los niveles "J"-"L", por el contrario en lo relativo a la parte de micro sí que encontramos algún fragmento en los niveles "D-M", intermitentemente. En "J" se manifiestan ejemplares de *Mytiloides sackensis* y *Mytiloides submytiloides*, en cambio para "K"-"L" aparecen solo individuos de *Mytiloides subhercynicus*. Y finalmente para "L", *Mytiloides mytiloides*. (Callapez, 1998). Hart (1997) afirma que los inoceramídeos son abundantes en *nodular chalks*. En nuestro caso, en las zonas más nodulares o margosas sí que está presente algún ejemplar pero bajo el microscopio petrográfico, como ya comentamos anteriormente; en campo no ha sido posible su visión. Hart *op. cit.*, declara que tanto este tipo de roca como los *hardgrounds* son los que marcan el comienzo y el final de periodos de la caída del nivel del mar; estos últimos, están asociados a sucesiones más marginales e indican condiciones menos profundas.

- c) Biozonación según Ammonites, que ha sido basada en los estudios de Kennedy (1984) y Callapez (1998):
- Zona de *Calycoceras guerangeri*. Se trata de una zona a la que pertenecen las camadas "C" y "D", es posible su correlación debido a la presencia de *Neolobites vibrayeanus*, especie la cual es encontrada en otras regiones del Tetis conjuntamente con Calycoceratídeos. La continuidad sedimentológica y secuencial de estos dos niveles hace que pertenezcan a esta zona hasta la discontinuidad sedimentar D/E, donde comenzaría la siguiente biozona.
- Zona de *Meitococeras geslinianum*. Abarca los niveles "E"-"G", y remataría en la discontinuidad G/H. Está dominada por Vascoceratídeos (representados sobre todo por *Vascoceras gamai*). Es atribuido a esta zona debido a la aparición de *Euomphaloceras septemseriatum*, que se asocia a *M. geslinianum*.
- Zona de Neocardioceras juddii. Comprende los niveles "H"-"J", con sus correspondientes discontinuidades. No existen ejemplares de *N. juddii*, pero sí de *Pseudaspidoceras pseudonodosoides*, el cual aparece asociado al anterior. Otro fósil que apoya esta idea es *Spathites (Jeanrogericeras) subconciliatus*. Aunque la presencia de *Fagesia catinus* hace un poco más complicada esta resolución, ya que en otras zonas como: EEUU, Francia, Inglaterra, etc, ha sido encontrada en la base del Cenomaniense (Kennedy, 1984 y Kennedy & Cobban, 1991).

- Zona de *Thomasites rollandi*. Niveles "K" y "L". Callapez (1998) lo compara con el Turoniense inferior de Túnez, definido por Chancellor *et al.* (1994), donde tienen en común Ammonites como: *Vascoceras durandi*, *Fagesia superstes* y el género *Choffaticeras* (*Leoniceras*), característico de estas asociaciones. Corresponde con el Inoceramídeo *Mytiloides subhercynicus*, también encontrado en Túnez.
- Zona de *Mammites nodosoides*. Correspondería con los niveles "M/N/O", no es posible correlacionarlo con Ammonites debido a su ausencia en el registro fósil de Figueira da Foz, pero si gracias a ejemplares del gasteropodo *Actaeonella caucasica grossouvrei*, los cuales si aparecen en el nivel "M".



Figura 87.- Repartición de las especies de Ammonites del Cenomaniense – Turoniense de la región del Baixo Mondego. Asociaciones y biozonas reconocidas en el presente trabajo (de Callapez y Soares, 2001).

8.1.2. Microfósiles

El análisis bioestratigráfico llevado a cabo sobre el Cenomaniense-Turoniense de Salmanha nos permite correlacionar con las biozonaciones establecidas (Kennedy, 1984). Esta está basada fundamentalmente en foraminíferos planctónicos (también se usa información de otros microfósiles como: foraminíferos bentónicos, algas, equinodermos y más concretamente roveacrínidos) (fig. 88 y 90). Para ello definiremos cada biozonación, mencionando sus límites, contenido paleontológico y edad. Los ammonites y foraminíferos son marcadores presentes del medio pelágico y ausentes del nerítico, por eso son importantes para la datación de plataformas carbonatadas (Groupe de travail, 1981), de esta forma, empleando la división biozonal relativa a ammonites que acaba de ser explicada y mediante su contrastación con la de foraminíferos conseguiremos establecer una datación más precisa para los niveles estudiados en Figueira da Foz.



Figura 88.- Correlación entre las sucesiones de Ammonoides y Foraminíferos planctónicos del Cenomaniense superior – Turoniense inferior de Figueira da Foz, junto con cada nivel y la zona a la que pertenecen. (Adaptado de Callapez, 2003).

a) Biozonación a según foraminíferos planctónicos para determinar la biozonación y correlacionar las zonas de ammonites y foraminíferos (fig. 88 y 89). En nuestro yacimiento, ha sido basada según los estudios de Lamolda (1982), Lauverjat (1982), Keller (2001 y 2004), Mort *et al.*, (2007) y Sari *et al.*, (2008).

Hemos llegado a la conclusión de que existen tres distintas zonas que serán explicadas en profundidad a continuación:

- Zona de Rotalipora cushmani. Zona de intervalo entre la aparición de R. cushmani y la de Whiteinella baltica, que marcan la base y el techo de la zona, respectivamente. Se relaciona con el Cenomaniense superior. Podríamos decir que se corresponde con la zona de Calycoceras guerangeri, niveles "C" y "D" hasta la discontinuidad sedimentar de D/E. Aparecen los foraminíferos planctónicos Rotalipora cushmani, Dicarinella sp., Whiteinella spp., pero los que son abundantes son: Hedbergella delrioensis y Guembelitria cretacea (Keller, 2004 la considera a esta última una oportunista ante desastres, cuyos niveles suelen disminuir significativamente coincidiendo con el aumento de los valores de δ 13C). Predominan al final de esta zona las *Whiteinella*, las cuales son especies de aguas más templadas y frías; su presencia nos indica que nos encontramos en una latitud más hacia el Norte y separada de zonas más cálidas del Tetis. Su aparición coincide con otras zonas cercanas como España, Italia y Túnez (Lamolda et al, 1997; Keller, 2001 y 2004). En cuanto a foraminíferos bentónicos destaca la presencia de Gavelinella sp., algunos Nodosariideos (abundantes Lenticulinas y algún ejemplar de Pyramidulina sp.).
- Zona de *Whiteinella baltica* = *W. archaeocretacea*. Representa el intervalo entre la desaparición de R. cushmani hasta la aparición de Helvetoglobotruncana helvetica. Atañe al Cenomaniense tardío-Turoniense inferior. (Se correspondería con parte de la Zona de Metoicoceras geslinianum y parte Neocardioceras *juddii*, que es cuando R. cushmani desaparece en Figueira de Foz). Aquí aparece Helvetoglobotruncana praehelvetica la cual desaparece en el cambio del C-T y sería substituida por *H. helvetica*, de la cual no tenemos ejemplares. La última aparición de R. cushmani coincide con una superficie de erosión e hiato corto de tiempo, como en Keller (2004), que en nuestro caso correspondería con la discontinuidad sedimentar de "H/I"; aunque tras ella vuelve a aparecer algún ejemplar que no es del todo claro, como en el nivel "L", posible efecto Lázaro. Se produce una reducción bastante grande de especies de foraminíferos planctónicos en esta zona (en el caso de Lamolda es de un 60%), ampliándose exponencialmente los ejemplares de Whiteinellas. Siguen siendo abundantes las Hedbergellas y Guembelitrias como en la zona anterior y encontramos también bastantes casos de Heterohelix sp. El cambio hacia el final de esta Zona hacia H.

helvetica coincide con un fuerte cambio litológico, pasándose de caliza a caliza margosa nodular, que correspondería con el nivel "I". En cuanto a bentónicos destacan *Placopsilina cenomana*, *Ammobaculites* spp., *Marssonella oxycona*, *Dorothia* sp. y Lenticulinas.

Zona de Helvetoglobotruncana helvetica. Se corresponde con el Turoniense aparecen foraminíferos como Dicarinella, inferior Whiteinella y V Praeglobotruncana. Se correlaciona con las zonas de Thomasites rollandi y Mammites nodosoides; hasta la siguiente zona que se correspondería a la de Marginotruncana fungicamerata. Esta zona es difícil de correlacionar debido a la poca influencia de foraminíferos planctónicos donde la mayoría de ellos sufren una desaparición y acaban apareciendo al final de esta biozonación (como es el caso de Hedbergella, Heterohelix, Guembelitria), estos datos no pueden ser autentificados debido a la falta de láminas del nivel "K", la fuerte recristalización que ha sufrido la unidad impide el reconocimiento de microfósiles (lo que puede indicar que los siguientes niveles podrían ser reelaborados). La falta de ejemplares de H. helvetica puede declarar que existe un hiato de sedimentación en los últimos niveles donde debería aparecer esta especie, la cual es un indicador del principio de Turoniense, o simplemente que nos encontramos con una litología reelaborada). En cuanto a foraminíferos bentónicos destacan: Thomasinella. *Placopsilina*, Hemicyclammina, Gavelinella, Marssonella, Dorothia y sobretodo dominan las Quinqueloculinas, Nautiloculinas y Lenticulinas en los últimos niveles ("L-N").

Los límites inferior ("B") y superior ("O") de la sucesión estratigráfica no se pueden reconocer correctamente ni comparar con otras secciones estratigráficas debido a la inexistencia de láminas delgadas, de ejemplares de las especies que nos ayudan a clasificarlas dentro de cada biozona y/o al espesor reducido o inexistente de las calizas neríticas en esta sección estratigráfica.

El tránsito del C-T se caracteriza por una serie de eventos climáticos, geológicos y biológicos globales, entre los que se incluye la sedimentación de arcillitas negras muy ricas en materia orgánica en la mayoría de los océanos del mundo, que está relacionado con el OAE2 (Sánchez-Quiñónez *et al.*, 2010). En nuestro caso no existe constancia de esas arcillitas por una posible erosión, pero sí que encontramos en el nivel "J" un

substrato muy marcado, de una litología más compacta y con tonos verdosos (ver Anexo, lámina 4). En cuanto al sedimento anterior al límite Cenomaniense-Turoniense nos encontramos con una caliza muy compacta de color ocre amarillento, fosilífera y con su base disuelta en algunas zonas, que también sufre un paleokarst intracretácico (Callapez, 2008); el sedimento posterior se caracteriza por una alternancia de margas y margas calcáreas laminadas con calcáreos margosos de color amarillento oscuro, muy compactos y con aspecto cavernoso, sugiriendo la existencia de dolomitización, el cual corresponde a una parte muy característica de la sucesión, en la que las litofacies carbonatadas se organizan en estratos espesos y de geometría a veces algo irregular. Este cambio tan brusco entre las camadas denota la alta posibilidad de que este evento de extinción menor gradual rápido del Cenomaniense-Turoniense ocurriera en este intervalo litológico/temporal.

Taxa	C	D	E	F	G	Η	Ι	J	K	L	Μ	Ν	0
Hedbergella delrioensis	•	•	•	•	•	•				•			
Heterohelix sp.		•	•		•	•				•	•		
Guembelitria cretacea	•	•	•	•	•	•	•	•		•	•		
Helvetoglobotruncana praehelvetica					•		•	•					
Rotalipora cushmani			•	•		•				•			
Whiteinella spp.			•	•									
Dicarinella sp.	•												
Praeglobotruncana delrioensis										•			

Figura 89.- Cuadro de foraminíferos planctónicos y en los niveles en los que han sido hallados.

8.1.3. Discusión

Para consolidar nuestras conclusiones sobre la bioestratigrafía (fig. 90) haremos un pequeño desglose de la importancia de cada foraminífero tanto bentónico como planctónico que han sido hallados en nuestro estudio y aportan pequeños pero importantes datos que en su conjunto permiten constatar información muy detallada a nivel bioestratigráfico y también paleoecológico y paleogeográfico, como será comentado a continuación; para ello nos apoyaremos en la literatura consultada.

Por lo general nos encontramos con mayor número de ejemplares de foraminíferos bentónicos que de planctónicos, exceptuando los últimos niveles ("L-M")

en los cuales aparecen más foraminíferos planctónicos de gran tamaño. Dominan los foraminíferos bentónicos de concha aglutinada y calcítica, típicos de las aguas salobres.

Al igual que en los casos estudiados por Sánchez-Quiñónez *et al.*, 2010 y Sari *et al.*, 2008, "la diversidad disminuye hacia el Cenomaniense terminal y cuanto nos vamos acercando más al OAE2 los foraminíferos bentónicos tienden a ser escasos o ausentes, lo que indica una baja oxigenación de las aguas del fondo marino". Esto es posible apreciarlo en el caso de las especies trocoespiraladas que son de pequeño tamaño (es el caso de Hedbergellas y Whiteinellas). Cuanto nos aproximamos más a este evento anóxico vemos que su diversidad mengua y comienzan a dominar otras especies como *Guembelitria cretacea* y Roveacrínidos, los cuales son especies oportunistas en bajos niveles de oxigenación, apuntando a que no se habían recuperado las aguas marinas aun.

Un dato importante es la poca presencia de orbitolinas, que están asociadas a faunas de moluscos (Hart *et al.*, 1979) típicas del Cenomaniense inferior. Debido a esto, no hemos encontrado ningún ejemplar en nuestras láminas y sirve para apoyar la idea cronoestratigrafía que ha sido defendida. Otro aporte a esta edad es la que dicta Hart (1997), que expone que los foraminíferos característicos del Turoniense son del tipo: *Hedbergella/Whiteinella, Praeglobotruncana* spp., *Dicarinella* spp. y *Marginotruncana* spp., y que dependiendo si son formas juveniles o no implica mayor o menor profundidad.

Otros indicadores cronoestratigráficos y fósiles guía son los Alveolinideos (*Simplalveolina simplex*) que sí que han sido encontrados por Hart *et al.*, (2005) en lámina delgada; en nuestro caso solo hemos podido verlos en campo, pero no bajo el microscopio, desgraciadamente. *S. simplex* se desarrolla desde el Cenomaniense inferior hasta el límite C-T, desenvolviéndose a lo largo del Cenomaniense medio y abarcando el primer nivel del Cenomaniense superior (niveles "B-C"). *Praealveolina tenuis* se desarrolla durante el inicio del Cenomaniense superior (Calonge, 1993).

El OAE2 es uno de los cambios más drásticos del ambiente marino. En el Cenomaniense superior, *H. praehelvetica* sustituye en importancia a las especies de *Rotalipora*, que como acabamos de comentar, sí que tenemos algún ejemplar. Ya que *Helvetoglobotruncana helvetica* es típica del Turoniense inferior y nosotros no encontramos ningún ejemplar llegamos a la conclusión ya mencionada de que nuestros últimos niveles se tratan de una reelaboración o posible efecto Lázaro (Rodríguez, 1997;

Pascual *et al.*, 2005). En este bioevento global aparecen también las calciesferas; los posibles géneros que nos encontramos son *Cadosina* y *Pithonella*, los cuales predominan en ambientes de plataforma abierta (Hart, 1991 y Rosales *et al.*, 1996) y que en el caso de Inglaterra se encuentran relacionadas con los foraminíferos *Marginotruncana*, *Whiteinella*, *Heterohelix*, *Globogerinelloides* y *Praeglobotruncana praehelvetica*, los cuales corresponden con los nuestros. Otro dato de gran interés aportado también por Hart (1991), es que donde hay calciesferas no hay algas dasycladales, lo cual también coincide; los niveles "H-J" son en los que predominan las calciesferas y donde únicamente encontramos gymnocodiaceas (*Permocalculus* sp.). Apuntando también que las calciesferas podrían ser cistas calcáreas de dinoflagelados que serían el resultado directo de condiciones anormales en la columna de agua.

Otros foraminíferos típicos del final del Cenomaniense medio-superior son *Biconcava, Biplanata, Coxites, Merlingina, Nezzazata, Pseudedomia, Trochospira, Pseudorhapydionina* (Groupe de travail, 1981, Rosales *et al.*, 1996 y De Castro, 2006) típicos de la región mediterránea y del Tetis, donde en algunos casos aparecen *Microcodium*.

De esta forma podemos corroborar que lo apuntado por Soares (1980) y Lauverjat (1982) de que el límite C-T podría posicionarse en un nivel inferior, en el seno del nivel "G" o incluso entre "I" y "J" y que es complicado de saber debido al crecimiento de la ciudad de Figueira da Foz y la consecuente remobilización de la caliza para la construcción llevaron a la destrucción de un conjunto de antiguos afloramientos; puede que no sea del todo cierto, ya que el resto de datos apuntan a lo defendido en esta tesis (Callapez, 1993).

				-	1								Crinoidea	CI III OIII CA		Chlorophyta & Rodophyta						Planktic Foraminifera										Dolmahanta	L'UIJ LII ACLA		
Stage	Armmonite zone	Planktic Foraminifera zone	Depth (m)	Level	Lithology	Porifera	Cnidaria	Briozoa	Bivalvia	Gastropoda	Echinoidea	Roveacrimus geimitzi	Roveacrimus cf. alatus	Roveacrinus communis	Roveacrimus spp	Algae indet.	Permocalculus sp	Clypeina sp	Neomeris cretacea	Salpingoporella dinarica	Acicularia endoi	Linoporella sp	Cymopolia sp	Hedberguella delrioensis	Heterohelix sp.	Guembelitria cretacea	Helvetoglobotruncana prahelvetica	Rotalipora cushmani	Whiteinella spp.	Dicarinella sp.	Praeglobotruncana delrioensis	Miozoa	Ostracoda	Serpula sp	Sarcinella sp
	es	a		0	4 1 +T - T -	T	T	T	T	T	T					T	T																T		
ian	vlammit volosoid	trumcan ica	-	N														T	T						Т	Т								1	
r Turon	Turon A	vetoglobo helvet		М																															
Lowe	nasites Indi	Helv		L																					I										
	Thom roll		1	к																															
	cardioceras judii	8		J J J J J J J I H 3		1	1																	1											
mian	Neor	hiteinella aeocretace	1 1 1	H H2																						l									
· Cenoma	num	W arch	1 1 1	G											Ī											Ī									
Upper	Meitoco		1 1	F				I					ſ				I												I						
23	ras eri	B.3	-	D			T										-	-				T	T		ŀ	•									
	Calycocer guerangu	Rotalipoi cushmar		C C3 C2 C1													1.				.1.		. I		.1					I					

Figura 90.- Repartición de los principales géneros y especies de microfósiles del Cenomaniense-Turoniense de Figueira da Foz. Asociaciones y biozonas reconocidas en el presente estudio. Tabla elaborada por la autora.

8.2 Paleoecología

La paleoecología busca reconstituir las condiciones de vida de los organismos fósiles en los medios desaparecidos. Se utiliza el principio del actualismo el cual es difícil de aplicar debido a factores como el tiempo (puesto que no se sabe en qué medida las observaciones hechas en biotopos actuales son aplicables a los conjuntos de organismos fósiles). (Aubouin, 1981).

Se emplean dos distinciones dentro de esta rama: la **paleoautoecología**, consagrada al estudio de las adaptaciones de los organismos fósiles aislados; y la **paleosinecología**, que considera a los fósiles como grupos, asociaciones o poblaciones, es decir, el estudio de estas paleocomunidades y sus interacciones entre ellas y con el medio. Para el estudio de la paleoecología es mejor restringirse a la sinecología, ya que la autoecología no es más que una paleobiología (Aubouin, 1981).

Para el estudio de estos, poseemos dos fuentes de información principales: los sedimentos y los fósiles. Mediante ellos llegaremos a la comprensión de los distintos factores (físicos, químicos y biológicos) en los que estas paleocomunidades vivían; los más importantes son el sustrato, la salinidad, la temperatura, la luz, oxigenación y cantidad de nutrientes que caracterizaban el medio en ese momento dado. El procedimiento usado es el uniformitarismo taxonómico, como ya hemos comentado en este trabajo, que consiste en la analogía con organismos actuales.

Como ya hemos tratado en el histórico de estudios, los principales estudios anteriores en términos paleoecológicos en nuestra zona han sido elaborados por Ferreira Soares, (1966, 1972, 1973 y 1980), Callapez (1992, 1998), Callapez y Soares (2001), Hart *et al.* (2005) Callapez *et al.* (2007, 2017) y en la presente tesis estamos haciendo un intento por ampliar estas informaciones y actualizarlas.

8.2.1. Autoecología y sinecología

Comenzando con la **autoecología**, ha sido elaborado un cuadro con las principales especies importantes que han sido estudiadas en el presente trabajo (fig. 90) y se han tratado en profundidad en el Capítulo 5 ("5.1. Composición taxonómica de la macrofauna" y 5.2. "Composición de la microfauna de invertebrados"). La macrofauna del área estudiada está compuesta por macroinvertebrados marinos bentónicos, y en

menor medida, por nectobentónicos o nectónicos¹⁷ (Callapez, 1998). No vamos a profundizar en la macrofauna, pero sí que nombraremos por encima lo más importante para poder entrar en contexto, ampliando lo máximo posible con la microfauna donde es posible para poder tener una visión más amplia de la paleoecología de nuestro lugar de estudio. En cuanto a la microfauna, hemos elaborado un listado de las especies encontradas en cada nivel:

<u>Nivel C:</u> Bivalvia, gastrópoda, ostracoda, equinoidea, algas indeterminadas, Hedbergella delrioensis, Guembelitria cretacea, Dicarinella sp., Dorothia sp., Marssonella oxycona, Gavelinella sp., Hemicyclammina sigali, Trochospira sp., Lenticulina sp., Nummuloculina sp. y Dicarinella sp.

<u>Nivel D:</u> Porífera, cnidaria, briozoa, bivalvia, gastrópoda, ostracoda, equinoidea, *Roveacrinus* spp., *Permocalculus* sp., *Clypeina* sp., *Neomeris cretacea*, *Salpingoporella dinarica*, *Acicularia endoi*, *Linoporella* sp., *Cymopolia* sp., *Hedbergella delrioensis*, *Heterohelix* sp., *Guembelitria cretacea*, *Dorothia* sp., *Marssonella oxycona*, *Quinqueloculina* sp., *Gavelinella* sp., *Hemicyclammina sigali*, *Placopsilina cenomana*, *Orbitolina cuvillieri*, *Pseudocyclammina* sp, *Pseudolituonella reicheli*, *Trochammina kugitangensis*, *Pseudorhipidionina casertana*, *Trochospira avnimelechi*, *Nezzazzata simplex*, *Lenticulina* sp., *Nautiloculina* sp., *Pyramidulina* sp, *Serpula* sp. y *Sarcinella* sp.

<u>Nivel E:</u> Porífera, briozoa, bivalvia, ostracoda, gastrópoda, equinoidea, *Roveacrinus geinitzi, Roveacrinus* cf. *alatus, Roveacrinus communis, Roveacrinus* spp., *Permocalculus* sp., *Clypeina* sp., *Neomeris cretacea, Salpingoporella dinarica, Acicularia endoi, Hedbergella delrioensis, Heterohelix* sp., *Guembelitria cretacea, Rotalipora cushmani, Whiteinella* spp., *Ammobaculites* spp., *Dorothia* sp., *Marssonella oxycona, Quinqueloculina* sp., *Hemicyclammina sigali, Thomasinella punica, Placopsilina cenomana, Pseudocyclammina sigali, Trochammina kugitangensis, Merlingina cretacea, Lenticulina* sp., *Nautiloculina* sp., *Nummoloculina* sp., *Pyramidulina* sp., *Serpula* sp. y *Sarcinella* sp.

<u>Nivel F:</u> Porífera, briozoa, bivalvia, ostracoda, gastrópoda, equinoidea, Roveacrinus geinitzi, Roveacrinus cf. alatus, Roveacrinus spp., Permocalculus sp.,

¹⁷ Para más información sobre los organismos marinos bentónicos, revisar títulos como Thornson (1957).

Neomeris cretacea, Hedbergella delrioensis, Guembelitria cretacea, Rotalipora cushmani, Whiteinella spp. Dorothia sp., Marssonella oxycona, Hemicyclammina sigali, Placopsilina cenomana, Trochammina kugitangensis, Lenticulina sp., Nautiloculina sp., Nummuloculina sp., Pyramidulina sp., Serpula sp. y Sarcinella sp.

<u>Nivel G:</u> Porífera, cnidaria, bivalvia, ostracoda, gastrópoda, equinoidea, *Roveacrinus* spp., algae indet., *Hedbergella delrioensis*, *Heterohelix* sp., *Guembelitria cretacea*, *Helvetoglobotruncana* praehelvetica, Marssonella oxycona, Placopsilina *cenomana*, *Trochammina kugitangensis*, *Nautiloculina* sp., *Serpula* sp. y Sarcinella sp.

<u>Nivel H:</u> Porífera, cnidaria, briozoa, bivalvia, ostracoda, gastrópoda, equinoidea, *Roveacrinus communis*, algae indet., *Hedbergella delrioensis*, *Heterohelix* sp., *Guembelitria cretacea*, *Rotalipora cushmani*, *Ammobaculites* spp., *Dorothia* sp., *Marssonella oxycona*, *Thomasinella* punica, *Placopsilina cenomana*, *Nezzazzata simplex*, *Lenticulina* sp., *Pyramidulina* sp., miozoa, *Serpula* sp. y *Sarcinella* sp.

<u>Nivel I:</u> Porífera, bivalvia, ostracoda, algae indet., *Guembelitria cretacea*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, *Dorothia* sp., *Placopsilina cenomana* y miozoa.

<u>Nivel J:</u> Briozoa, bivalvia, gastrópoda, equinoidea, *Roveacrinus geinitzi*, *Roveacrinus* spp., *Permocalculus* sp., *Guembelitria cretacea*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, *Marssonella oxycona*, *Quinqueloculina* sp., *Gavelinella* sp., *Placopsilina cenomana*, *Lenticulina* sp., *Textularia* sp., miozoa, *Serpula* sp. y *Sarcinella* sp.

<u>Nivel L:</u> Porífera, briozoa, bivalvia, ostracoda, gastrópoda, equinoidea, *Permocalculus* sp., *Clypeina* sp., *Hedbergella delrioensis*, *Heterohelix* sp., *Guembelitria cretacea*, *Rotalipora cushmani*, *Praeglobotruncana delrioensis*, *Dorothia* sp., *Marssonella oxycona*, *Quinqueloculina* sp., *Gavelinella* sp., *Hemicyclammina sigali*, *Thomasinella punica*, *Placopsilina cenomana*, *Nezzazzata simplex*, *Nautiloculina* sp., *Nummuloculina* sp., miozoa, *Serpula* sp. y *Sarcinella* sp.

<u>Nivel M:</u> Porífera, cnidaria, briozoa, bivalvia, ostracoda, gastrópoda, Permocalculus sp., Clypeina sp., Neomeris cretacea, Heterohelix sp., Guembelitria cretacea, Ammobaculites spp., Dorothia sp., Marssonella oxycona, Quinqueloculina sp., Gavelinella sp., Hemicyclammina sigali, Placopsilina cenomana, Nezzazzata simplex, Lenticulina sp., Nautiloculina sp., miozoa, Serpula sp. y Sarcinella sp. <u>Nivel N:</u> Porífera, cnidaria, briozoa, bivalvia, ostracoda, gastrópoda, equinoidea, *Permocalculus* sp., *Quinqueloculina* sp. y *Nautiloculina* sp.

La sinecología, tiene un problema, y es que debido a las distorsiones producidas por la no preservación de una parte significativa de los invertebrados componentes de esas paleocomunidades se produce una laguna en la información que no es posible resolver (Callapez, 1998).

Las asociaciones de macrofósiles han sido estudiadas por Callapez (1998), gracias a colecciones en las que fueron sistematizados los diversos taxa, contabilizados (abundancia relativa y términos cuantitativos) y analizados en cuanto a su características de naturaleza bioestratinómica más relevantes (grado de fragmentación, abrasión y bioerosión de los restos esqueléticos, posición relativa a la estratificación y tipos de empaquetamiento y de fábrica). Tras estos análisis cuantitativos y cualitativos Callapez *op cit.* pasó a una agrupación por afinidades taxonómicas y de abundancia relativa para llegar establecer estas asociaciones fósiles y las hierarquizó según los tipos ecológicos dominantes en cada una (debido a su importancia del núcleo trófico) en:

- A) Asociaciones fósiles no recifales con epifauna o semiinfauna dominante;
- B) Asociaciones fósiles con elementos bioconstructores dominantes;
- C) Asociaciones fósiles predominantemente infaunales.

De esta forma pasamos a enumerar las distintas ecozonas definidas por Callapez (1998), que se corresponden con nuestro yacimiento y sus respectivos niveles:

<u>Ecozona con *Gyrostrea ouremensis*</u> ("B"), es una asociación no recifal con elementos epifaunales o semiinfaunales dominantes, es la especie más abundante y repartida de la macrofauna del nivel "B", integrando el núcleo trófico de numerosas asociaciones y agrupamientos fósiles. Esta es una especie euritópica, capaz de soportar condiciones variables y adversas del medio en cuanto a salinidad, temperatura, tipo de sustrato, etc. (Callapez, 1998). En cuanto a micro no tenemos nada puesto que no pudimos estudiar láminas de este nivel y esperamos que en un futuro no muy lejano sea posible ampliar esta información.

Ecozona con Pycnodonte vesiculare ("C", fig. 91),

-Asociación con *Pycnodonte vesiculare* y *Pinna* sp., asociación no recifal con elementos epifaunales o semiinfaunales dominantes, se trata de una de las especies más frecuentes y repartidas de toda la macrofauna (niveles "C-L", abundando sobre todo en el nivel "C"). Desde el punto de vista ecológico constituye un ejemplo preciso de organismo adaptado a una modalidad de vida bentónica epifaunal libre, sésil en sustratos blandos. En su fase larval son natatorios, en la juvenil a veces epizoarios de otros organismos y finalmente en la adulta se establecen en el sustrato, siguiendo un modo de vida libre, con la valva convexa parcialmente enterrada; se lleva a cabo en calizas margosas "apinhoadas", relativamente ricas en macro y microfauna y en ignitos endógenos. Su existencia denota un medio poco profundo y moderadamente agitado, con salinidad normal (andar sublitoral). El sustrato blando donde se establecen sería rico en carbonatos que permitiría además de la colonización por *Pycnodonte*, el desenvolvimiento de una infauna poco profunda o superficial dominada por Hemiasterídeos. (Callapez, 1998)

-Asociación con *Pinna (Pinna* sp.) y *Rhynchostreon columbum*. (fig. 92), es una asociación con bivalvos epifaunales o semiinfaunales bisados, (vida epifaunal o semiinfaunal sésil, fijos a través de los filamentos de un biso). Hacia los últimos 30-40 cm del final del nivel "C" nos encontramos con una zona más nodular (calcáreo margoso con estructura "apinhoada", volviéndose más rico en margas en los últimos 15-20 cm) donde se vuelve muy frecuente el género *Pinna*. Pertenecen a un medio sublitoral poco agitado, situado bajo el nivel medio de la base del oleaje de tempestad y sujeto a una agitación moderada, por las corrientes de fondo. El sustrato era rico en carbonatos y arcillas, blando y suficientemente estable y oxigenado para permitir la colonización de *Pinna* y Hemiasterídeos. Las condiciones de salinidad eran normales para un ambiente abierto a las influencias marinas y capaz de soportar formas estenalinas. (Callapez, 1998)



Figuras 91 y 92.- Representaciones de los núcleos tróficos de las asociaciones con (A) Pycnodonte vesiculare y Pinna: 1. Pycnodonte vesiculare, 2. Pinna sp., 3. Rhynchostreon columbum, 4. Harpagodes incertus, 5. Tylostoma ovatum, 6. Hemiaster lusitanicus, 7. Dosinia? delettrei, 8. Aphrodina sp. (B) Pinna y Rhynchostreon columbum: 1. Pinna sp., 2. Rhynchostreon columbum, 3. Hemiaster scutiger, 4. Neithea dutrugei, 5. Pycnodonte vesiculare, 6. Serpula sp. En ambas imágenes las algas son hipotéticas. Imágenes de Callapez (1998).

Ecozona con Rhynchostreon columbum, Corales y Nerineídeos ("D", fig. 93), asociación no recifal con elementos epifaunales o semiinfaunales dominantes, el Rhynchostreon columbum es el Exogiriníneo más frecuente en el Cenomaniense del Baixo Mondego (niveles "C"-"J"), el cual muestra preferencia por las áreas más internas del cuerpo carbonatado, donde las facies son más ricas en terrígenos finos. La ecología de R. columbum tiene bastantes afinidades con la de P. vesiculare, puesto que también tienen una fase larval natatoria, juvenil fija y adulta libre y semienterrada como ya explicamos anteriormente. Se trata de una especie epifaunal y suspensívora. La asociación ocurre en estrecha ligación con litofacies de caliza packstone o grainstone, con textura calcarenítica y poca concentración de terrígenos. Las litofacies calcareniticas, a veces con estructura interna oblicua además del grado de fragmentación y desarticulación, apuntan para un medio relativamente agitado, poco profundo y sujeto a oleaje. La sedimentación era dominantemente carbonatada y el acarreo de terrígenos casi nulo. Todas estas características permitieron el desenvolvimiento de Corales ramificados o macizos, que nunca formaron cuerpos de gran extensión, pero que si permitían la proliferación de R. columbum que aunque las aguas estuvieran agitadas conseguía permanecer libre. Otras especies que también colonizaron este medio fueron los Nerineídeos y los Serpulídeos (vivían en sustratos rígidos providenciados por los Corales). Existían también formas estenalinas y/o estenotermicas que sugieren un medio marino franco, andar sublitoral superior, con valores de salinidad normales, temperaturas relativamente elevadas y baja turbidez. (Callapez, 1998)



Figura 93.- Representación del núcleo trófico de la asociación con *Rhynchostreon columbum*, Corales y Nerineídeos: 1. *Rhynchostreon columbum*, 2. Coral dendroide, 3 *Neithea hispanica*, 4. *Serpula* sp., 5. *Helicaulax costae*, 6. *Endiatrachellus? beirensis*, 7. *Discotectus choffati*, 8. *Turritella (Haustator)* sp.. Imagen de Callapez (1998).

<u>Ecozona con Rhynchostreon columbum y Tylostoma ovatum</u> ("E", fig. 94), se trata de una asociación no recifal con elementos epifaunales o semiinfaunales dominantes, muy similar al anterior. La fauna ocurre en calizas margosas nodulares o en margas con *rognons* de calcáreo. Podemos advertir una posible condición de oxigenación desfavorable en el interior del sustrato, debido a la falta de Hemiasterídeos, a una icnofauna endógena y una infauna reducida. Los gastrópodos que han sido hallados son herbívoros y algunos equinídeos sugieren un medio sublitoral menos confinado, con salinidad normal, relativamente agitado y poco profundo, dentro de la zona fótica y que posiblemente sufriera la influencia de oleaje (Callapez, 1998).



Figura 94.- Representación del núcleo trófico de la asociación con *Rhynchostreon columbum*, *Neithea hispanica* y *Tylostoma ovatum*: 1. *Rhynchostreon columbum*, 2. *Neithea hispánica*, 3. *Tylostoma ovatum*, 4. *Helicaulax costae*, 5. *Serpula* sp. Algas hipotéticas. Imagen de Callapez (1998).

<u>Ecozona con Tylostoma ovatum y Vascoceras gamai</u> ("F"), es una asociación con gastrópodos epifaunales herbívoros, *Tylostoma* fue una de las especies más abundantes de macrofósiles del C-T de Figueira da Foz, que como ya hemos comentado, aparece en los niveles "C" a "L", aunque es más común a partir de "D"; se trata de un herbívoro epifaunal euritípico con capacidad de adaptación a toda una serie de sustratos litorales o sublitorales con porcentajes de carbonatos y grados de endurecimiento variables.

-Asociación con *Tylostoma ovatum* y *Hemiaster scutiger*, se trata de una caliza margosa *apinhoada*, con algunos elementos reelaborados e ignitos endógenos frecuentes. Ambiente poco profundo, dentro de la zona fótica del andar sublitoral y sujeto a la acción de corrientes de fondo y a episodios de mayor energía del medio. Los sustratos son ricos en carbonatos, blandos y oxigenados.

<u>Ecozona con Corales dendroides (</u>"G y H", fig. 95), se trata de una asociación epifaunal recifal o perirecifal con corales escleractínios. De un modo general, los organismos bioconstructores edifican cuerpos de naturaleza biohérmica; los diversos tipos de bioconstrucciones se intercalan en un conjunto de litosomas carbonatados, predominantemente calcareníticos.

-Asociación con Dactylosmilia sp., lo ignitos endógenos son abundantes (son frecuentes los Thalassinoides, los cuales consisten en redes de pistas y perforaciones que son más densas en el tope de estos estratos). Los corales Escleractínios son designados como "polipeiros estiliformes" (Choffat, 1900 y autores posteriores); y Callapez, (1998) los considera como formas dendroides ahermatípicos adaptadas a aguas profundas con poca turbulencia. En esta área no se conocen bioconstruciones recifales, probablemente estas colonias se repartieran en forma de parches (*patch-reefs*) sin aglomerarse en biohermes. Aparece una rarefacción de la macrofauna en términos de densidad y diversidad, persisten los Thalassinoides (sobre todo en ambientes infralitorales situados bajo el nivel medio de la base de oleaje de tempestad, media 20 m) y una mayor frecuencia de Ammonoides. Se trataría de esta manera de un ambiente sublitoral relativamente profundo, dentro de la zona fótica, con sustratos blandos semiconsolidados, bien oxigenados y bastante bioturbados por *Thalassinoides*. Son frecuentes: Hemiasterídeos, Turritellideos y Serpulídeos, aunque pocos Tylostomideos. La energía del medio correspondería a moderada lo suficiente como para desarticular, fragmentar y resedimentar en sus proximidades.



Figura 95.- Representación del núcleo trófico de la asociación con *Dactylosmilia* sp: 1. Coral dendroide (*Dactylosmilia*), 2. *Serpula* sp., 3. *Hemiaster scutiger*, 4. *Pycnodonte vesiculare*, 5. *Turritella* (*Haustator*) sp. Imagen de Callapez (1998).

<u>Ecozona con Hemiaster scutiger y Tylostoma ovatum</u> ("I"), es una asociación no recifal con Hemiasterídeos, ocurre en litofacies margosas del Cenomaniense superior, ambientes deposicionales poco profundos con sustratos blandos estables y oxigenados, con una diversidad faunística baja.

-Asociación con *Hemiaster scutiger*, con frecuentes Vascoceratídeos. El desenvolvimiento generalizado de este tipo de asociación refleja una respuesta adaptativa de la macrofauna bentónica y un desplazamiento brusco de la sedimentación hacia el sentido del polo margoso. Esta variación llevo a un desaparecimiento temporal de las paleocomunidades adaptadas a substratos ricos en carbonatos, en detrimento de asociaciones dominantemente infaunales, propias de sustratos sublitorales blandos, estables y oxigenados.

<u>Ecozona con *Callucina* sp.</u> ("J", fig. 96), es una asociación no recifal, dominada por bivalvos infaunales; donde las preferencias ecológicas envuelven una adaptación a la vida en interior de sustratos, que requieren condiciones mínimas de oxigenación y la ausencia de condiciones reductoras bajo la interfaz agua-sedimento. Existe un prevalencia de una cierta estabilidad de los sustratos, envueltos cara a la actuación de los agentes hidráulicos, hacia una preferencia de fondos blandos.

-Asociación con *Callucina* sp., *Pycnodonte* (*Phygraea*) vesiculare y Trigonarca matheroniana, con Ammonoides frecuentes (*Vascoceras*, *Fagesia*, *Spathites* (*Jeanrogericeras*) y *Pseudaspidoceras*). Se trata de sustratos duros, en una interfaz

agua-sedimento algo enérgica, con formaciones predominantemente para-autóctonas. Existe una interdependencia, con sustratos sublitorales ricos en carbonatos, que se encontrarían dentro de la zona fótica, más bajo del nivel medio de base de oleaje y un ambiente abierto a las influencias marinas. Las tasas de sedimentación son moderadas; donde es causada una fragmentación y desarticulación de las conchas debido a las corrientes de fondo. Estos sustratos son blandos, ricos en terrígenos finos y con menor porcentaje relativo de carbonatos en las litofacies.



Figura 96.- Representación del núcleo trófico de la asociación con Callucina sp, Pycnodonte vesiculare y Trigonarca matheroniana: 1. Callucina sp., 2. Pycnodonte vesiculare, 3. Tylostoma ovatum, 4. Trigonarca matheroniana, 5. Turritella (Haustator) sp., 6. Coral dendroide, 7. Serpula sp., 8. Endiatrachellus? beirensis y algas hipotéticas. Imagen de Callapez (1998).

<u>Ecozona con *Turritella uchauxensis*</u> ("K y L", figs. 97 y 98), es una asociación no recifal dominada por gastrópodos infaunales, se trata de asociaciones con gastrópodos infaunales (infauna sésil o ágil), con un modo de vida en medio sublitoral poco profundo y en sustratos blandos.

-Asociación con *Turritella (Haustator)* sp., "K", en este nivel los fósiles sufren una desarticulación y fragmentación elevada, la icnofauna es abundante, con una densa red de *Thalassinoides*, responsables de una bioturbación significativa. También ocurren en estrecha ligación con las asociaciones con Corales estiliformes, Serpulídeos y *Tylostoma ovatum*, en las zonas de calcáreo margoso nodular donde aparecen Poliperos estiliformes. Se trataría de un medio sublitoral dentro de la zona fótica, más bajo del nivel medio de base de oleaje, con sustratos compactos, oxigenados y ricos en carbonatos, esta superficie se encontraría relativamente agitada por las corrientes de fondo que contribuían al transporte local y elevado grado de fragmentación de los Turritelideos.

-Asociación con Turritella (Haustator) uchauxensis, "L", igual que el caso anterior pero donde también aparecen Pycnodonte vesiculare, Hemiasterídeos, Mytiloides. Y frecuentes Vascoceratídeos. La tasa de fragmentación a veces es elevada en concentraciones bioclast-supported de Turritellideos, lo cual denota un transporte postmortem importante, cabe destacar que estos mismos se encuentran orientados debido a los procesos hidráulicos. La icnofauna es frecuente en las intercalaciones más finas. Esta asociación ocurre en calizas y calizas margosas en plaquetas, siendo de esta forma característicos los pavimentos y niveles centimétricos densos con moldes o conchas recristalizadas de Turritella. Resultaría de un medio poco profundo, correspondiente a la parte superior del andar sublitoral, abundante en nutrientes en suspensión junto a la interfaz agua-sedimento y sujeto periódicamente a episodios fuertemente enérgicos, las numerosas concentraciones responsables por orientadas, fragmentadas, granodecrecientes que contendría elementos reelaborados.



Figuras 97 y 98.- Representaciones de los núcleos tróficos de las asociaciones con (A) *Turritella* (*Haustator*) sp.: 1. *Turritella (Haustator*) sp., 2. *Serpula* sp., 3. Coral dendroide, 4. *Rhynchostreon* columbum, 5. *Tylostoma ovatum* y algas hipotéticas; (B) con *Turritella (Haustator) uchauxensis*: 1. *Turritella (Haustator) uchauxensis*, 2. *Tylostoma ovatum*, Briozoarios, 4. *Crassatella seguenzai*, 5. *Hemiaster scutinger*. Imágenes de Callapez (1998).

<u>Ecozona con Radiolites peroni</u> ("M, N y O", fig. 99), es una asociación epifaunal pararrecifal, que consiste en bioestromas tabulares o lenticulares de Rudistas, dispuestos en facies indicadoras de un medio relativamente poco enérgico, confinado y sujeto a algún acarreo terrígeno (fino), el cual es dominante en el Turoniense inferior.

-Asociación con *Radiolites peroni*, *Polyptyxis* y *Actaeonella caucasica grossouvrei*, calcáreos *packstone-grainstone* con estructura entrecruzada. En el nivel "M" aparecen abundantes intercalaciones rudíticas, correspondientes a concentraciones *bioclast-supported* de macrofósiles con elevado grado de fragmentación, desarticulación, bioerosión y abrasión. La icnofauna es poco frecuente, observándose esencialmente en

intercalaciones menos gruesas (*wackestone-packstone*). Se trataría de un ambiente poco profundo más agitado, bien oxigenado, cálido y rico en carbonatos.



Figura 99.- Representación del núcleo trófico de la asociación con Radiolites peroni, Polyptyxis y Actaeonella caucasica grossouvrei: 1. Radiolites peroni, 2. Polyptyxis requieni/schiosensis, 3. Actaeonella caucasica grossouvrei, 4. Corales dendroides, 5. Corales hermatípicos, 6. Trigonarca matheroniana, 7. Otostoma mundae, 8. Nemocardium sp. Imagen de Callapez (1998).

Otras asociaciones secundarias:

Las asociaciones con Briozoarios ("L", fig. 100), son de importancia secundaria, ocurren de modo esporádico como epizoarios en conchas de Bivalvos, Gastrópodos y Cefalópodos, consistiendo en pequeñas colonias incrustantes de Cheilostomata. Son más frecuentes en las calizas margosas en plaquetas del nivel "L", asociados a moldes de Tylostomideos. Las colonias erectas y ramificadas, no incrustantes, son también frecuentes en este nivel. Los Briozoarios se disponen en pavimentos densos, formados por fragmentos centimétricos de colonias ramificadas, se disponen en medios relativamente agitados y poco profundos, que no son propicios a la proliferación de la infauna, se dan en condiciones marinas francas, con salinidad normal (asociación euhalina), en sustratos que son capaces de fijar un número tan grande de colonias y con gran abundancia de nutrientes en suspensión en la masa de agua.

Las asociaciones con Serpulídeos, como la asociación con *Sarcinella* aff. *plexus* ("J", fig. 101), que encontramos en "J3", nos revela en términos ecológicos que la epifauna suspensívora predomina anchamente, puesto que esta se desenvuelve en un sustrato carbonatado moderadamente enérgico con una fracción arcillosa incipiente, suficientemente consolidada para permitir la proliferación de Serpulídeos. La presencia de Ammonoides junto con este genera sugiere condiciones marinas francas.
Las asociaciones con crustáceos, tienen también una importancia secundaria debido al menor potencial de preservación de sus conchas en comparación con las de los moluscos. En este caso lo que nos interesa no son los pocos fragmentos de los apéndices de Crustáceos decápodos, sino los Ostrácodos, que en ocasiones tienen una abundancia desmesurada. Al contrario de las asociaciones de Serpulídeos, estas representan colonizaciones del medio con condiciones más favorables, permitiendo una mayor diversificación específica y el aparecimiento de Gastrópodos herbívoros. La presencia de numerosos ignitos endógenos en las facies nodulares, acompañados por raros *Hemiaster scutiger* sugiere una cierta estabilidad y condiciones de oxigenación del sustrato.



Figuras 100 y 101.- Representaciones de los núcleos tróficos de las asociaciones con (A) Briozoarios: 1.
Briozoos, 2. Endiatrachellus? beirensis, 3. Pycnodonte (Phygraea) vesiculare; (B) Sarcinella aff. plexus:
1. Sarcinella aff. plexus, 2. Endiatrachellus? beirensis, 3. Pycnodonte (Phygraea) vesiculare, 4.
Turritella (Haustator) sp., 5. Tylostoma ovatum y algas hipotéticas. Imágenes de Callapez (1998).



Figura 102.- Repartición de los diferentes componentes y texturas sedimentares en los distintos ambientes deposicionales. Imagen de Schulze (2005).

8.2.2. Análisis paleoecológico de los principales grupos de microfósiles

Tras comentar las ecozonas relativas a los macrofósiles pasaremos a definir los tipos de microfósiles más significativos que aportan nuevos datos y contrastaciones con lo explicado anteriormente:

a) Roveacrínidos: Se encuentran en los niveles "D-H" y "J"

Los Roveacrínidos son considerados crinoides pelágicos en general porque no tienen tallo; podrían ser bentónicos con la capacidad de nadar (presencia de bordes y espinas en el cáliz y los braquiales proximales, y con movilidad ilimitada del brazo) y nectónicos (tienen una cavidad dorsal agrandada, movilidad extrema del brazo, están virtualmente exentos de ornamentación y muestran evidencia de aligeramiento del esqueleto). Por lo tanto, algunos roveacrínidos pueden vivir en el fondo del mar, simplemente anclando la parte inferior de la copa en el sedimento del fondo y, si es necesario, nadar. (Milsom, 1999 en Farinacci & Manni, 2004).

Siempre se encuentran partes desarticuladas de ellos, aunque sus esqueletos no se transportan muy lejos *post-mortem* (siendo así parautóctonos), suelen ser desarticulados y movidos por las corrientes de fondo e incluso bioturbados antes de su enterramiento final.

Las microfacies con estas especies documentan por lo general, una textura wackestone-packstone con crinoides pelágicos, espículas de esponjas, fragmentos de bivalvos y foraminíferos tanto bentónicos como planctónicos (Farinacci & Manni, 2004 y Ferré *et al.*, 2017); abundante en ambientes marinos de plataforma abierta (en paleoambientes de plataforma externa y de vertiente continental), en carbonatos de aguas poco profundas, con energía media-alta como es normal en un medio de rampa, con desplazamiento hacia ambientes de rampa interior y exterior. Son también útiles para localizar eventos de inundación en secuencias sedimentarias monótonas. (Ferré et al., 2017).

Los roveacrínidos son organismos de formas oportunistas que se desarrollaron durante cambios del nivel del mar, se encuentran asociados a un auge de Calcisphaerulidae y a foraminíferos planctónicos de estrategia r y r-k como el caso de *Heterohelix moremani*, *Whiteinella archaeocretacea*, los cuales se consideran como indicadores de alta productividad primaria en un ambiente inestable en el límite Cenomaniense-Turoniense, donde se aprecian abundantes niveles con estos crinoides, que pueden ser correlacionados positivamente con eventos de heterohelicideos y otros productores de carbonato de primer nivel (dinocistas calcáreos, calciesferas...). (Ferré *et al.*, 1997; Sánchez & Omaña, 2015 y Ferré *et al.*, 2017)

En cuanto a las especies, el *Roveacrinus alatus* se relaciona con el Cenomaniense superior (calizas con *Vascoceras* coetáneas con la zona de *Neocardioceras juddii*), hasta la base del Turoniense inferior; el *Roveacrinus communis* tiene la distribución estratigráfica más larga, apareciendo ya en pleno Cretácico medio (desde el Albiense de EEUU y México hasta el Neógeno de Polonia); en cambio *R. geinitzi* parece tener una distribución más limitada estratigráficamente pero que sí que podría servir de marcador adicional para precisar el límite entre el Cenomaniense superior y Turoniense inferior. (Ferré & Berthou, 1994 y Ferré *et al.*, 2017).

Son buenos índices estratigráficos gracias a su amplia dispersión paleogeográfica como una consecuencia de su etapa planctónica temprana (a través de las migraciones a mar abierto o litoral alrededor de las costas del Tetis y sus archipiélagos). Es posible correlacionar nuestro nivel "D" con la "Plenus Marls bed 1" de la Anglo-Paris basin (Ferré, 1995) puesto que las dos corresponden a la cima de la zona *R. cushmani*, y es donde encontramos por primera vez Roveacrínidos en ambas sucesiones. Cabe destacar que Ferré *et al.* (1997) los encuentra en: Nueva Zelanda, Turquía, Siria, NE Brasil, Guatemala y México, todos ellos pertenecientes al final del Cenomaniense.

b) Algas calcáreas: En los niveles "C-N"

Iniciadas en la primera mitad del siglo XIX, las investigaciones de algas calcáreas florecieron después de la Segunda Guerra Mundial, en relación con la intensificación de la exploración de petróleo en los *carbonate reservoirs*. Este campo de investigación proporcionó de inmediato una nueva herramienta micropaleontológica para la caracterización estratigráfica y paleoecológica de los estratos sedimentarios. (Bucur & Fürsich, 2013)

Las algas calcáreas son constituyentes comunes de ambientes de plataforma tropical (Bauer, 2002 *et al.*). En el caso de las **Gymnocodiacean** (*Permocalculus*), se encuentran en aguas con salinidad normal, de plataforma tropical y ambientes recifales de aguas cálidas, pertenecientes a mares poco profundos con energía de baja a moderada. Estas contribuyeron a la formación de *wackestones* y *packstones* bioclásticos en entornos de rampa y plataforma exterior a través de la fragmentación y el transporte de sus tallos. (Flügel, 2010) En cuanto a las **Dasycladales**, se hallaban en carbonatos de plataforma marina poco profundos, en arrecifes bien iluminados. Pertenecían tanto a ambientes tropicales como subtropicales; en aguas templadas con salinidad normal y sedimentación arenosa o lodosa. La energía también es baja y en mares poco profundos.

La presencia de Gymnocodiaceas y Dasycladaceas indica una cuenca poco profunda de aguas poco agitadas (Berthou, 1978).

La abundancia y preservación de dasycladales en las muestras sugiere que su aparición es autóctona. Por lo tanto, su presencia puede ser utilizada para la caracterización del entorno de depósito. La existencia de estas algas calcáreas verdes (Dasycladales) indican aguas cálidas muy poco profundas, saturadas de luz. (Bucur *et al.*, 2010)

Neomeris cretacea aparece en México hasta el Cenomaniense, pero nosotros nos encontramos con algunos ejemplares en el nivel "M", lo que podría apoyar nuestra idea de que es una caliza reelaborada o simplemente que en México no han sido encontradas posteriormente al evento anóxico del C-T (Omaña, 2016 et al?).

La presencia de algas rojas (Gymnocodiacean) es más abundante en sedimentación grano-dominante (como en ooid-oncoidal *grainstone* y *packstone* facies) de aguas poco profundas y de alta energía. (Granier *et al.*, 2008)

c) Foraminíferos planctónicos: niveles "C-M"

La evolución, diversificación y extinción de los foraminíferos planctónicos se asocia generalmente con la estratificación de la columna de agua, las variaciones en la estructura trófica, la temperatura vertical y los gradientes de densidad y la diferenciación de nicho asociada. (Keller, 2004) Para la mejor comprensión de los cambios dentro de estas especies, nos centraremos sobre todo en el marcador isotópico δ^{13} C que ha sido estudiado en otros yacimientos (Keller, 2001 y 2004) y nos da información de gran importancia sobre estas especies.



Figura 103.- Evolución paleogeográfica del ciclo Cenomaniense-Turoniense, con las variaciones relativas a la paleobatimetría; al acarreo de terrígenos hacia el interior de la plataforma carbonatada y a la paleotemperatura. Imagen de Callapez (1998).

Durante el final del Cenomaniense superior, más concretamente, durante la transición Cenomaniense-Turoniense, se da la primera de estas dos grandes variaciones de δ^{13} C que se caracterizan por ser dos fases principales de recambio faunístico. Durante esta primera fase desaparecen varias especies de Rotaliporideos y *Helvetoglobotruncana praehelvetica*; contamos con la primera aparición de *Dicarinella imbricata* (la cual no abunda en nuestra región) y el aumento de la productividad de la superficie (abundantes Whiteinellas), seguida de concentraciones reducidas de oxígeno en las aguas subsuperficiales (abundantes *Heterohelix*); aunque estas especies comentadas no sean dominantes, la abundancia de especies como Hedbergellidos denota la abundancia de cambios durante este intervalo. Asociada con este primer cambio positivo de δ^{13} C, aparece una mayor afluencia de terrígenos, incluida la materia orgánica, y una regresión marina o nivel bajo y fluctuante del mar. (Keller, 2001) Esta fase correspondería con los niveles "C-E/F" de nuestro afloramiento.

La segunda fase se caracteriza por un recambio faunístico y está marcada por una mayor productividad de la superficie (predominio de *Hedbergella* y *Whiteinella*), seguida de la desaparición temporal de más del 50% de las especies, el predominio de *Heterohelix* y las especies enanas¹⁸, la expansión de "La zona mínima de oxígeno" también llamada OMZ, la excursión máxima de δ^{13} C, las temperaturas más cálidas y una transgresión marina importante. En nuestro caso abarcaría desde el nivel "F" o "G" hasta posiblemente el "J", pero para concretarlo más fielmente sería necesario el apoyo con estudios geoquímicos. Este intervalo está dominado globalmente por los heterohelicidas y, en segundo lugar, por los hedbergélidos. (Keller, 2001)

Una tendencia al calentamiento asociada con un aumento gradual del nivel del mar comenzó acompañada por la segunda excursión positiva δ^{13} C, causando una mayor productividad y una zona mínima de oxígeno en expansión, aunque la alternancia de

¹⁸ El enanismo se asocia con ambientes ricos en nutrientes, lo que favorece a las poblaciones que pueden utilizar los recursos más rápidamente mediante tasas de reproducción rápidas y maduración sexual temprana. En la transición de Cenomaniense a Turoniense, la alta productividad de la superficie como resultado del aumento de la surgencia y/o la entrada de carbono orgánico debido a los cambios en el nivel del mar y la reducción de oxígeno puede haber sido la causa probable del enanismo observado; las especies en ambientes de alto estrés tienden a ser morfológicamente más pequeñas hasta en un 50% o más como resultado de la maduración sexual temprana y las altas tasas de reproducción. (Keller, 2001 y 2004).

calizas con calizas más margosas (estratos más delgados) y las superficies de erosión indican que la transgresión estuvo acompañada por fluctuaciones del nivel del mar de alta frecuencia. Estos cambios litológicos rítmicos y cíclicos se atribuyen generalmente a los ciclos de Milankovitch (fig. 103). Tras ello vino una regresión del nivel del mar, acompañada de enfriamiento y posiblemente de *ice rafting*. (Keller, 2001)

Para saber si nos encontramos en un ambiente de alta productividad superficial y con una importante expansión de la OMZ deberíamos encontrarnos con determinados detalles como: muy baja riqueza de especies en foraminíferos planctónicos, el enanismo de éstos, la casi ausencia de moradores más profundos, el predominio de *Heterohelix*, y la abundancia relativamente alta de habitantes de la superficie (*Hedbergella* y *Whiteinella*). Otros datos que apoyarían esta idea es encontrar una importante disminución en diversidad, tamaño y abundancia en ostrácodos y foraminíferos bentónicos. Aunque estas dos fases hayan supuesto un importante recambio faunístico, no supusieron un gran número de especies extintas (<5% de los ensamblajes), lo que indica que no se debió de producir una extinción masiva importante en foraminíferos planctónicos durante la transición C–T, (en Inglaterra ha sido observado por Gale *et al.*, 2000). De esta forma no consistiría en una extinción en masa como las que pudieron observarse en latitudes más bajas, sino que consistiría en un patrón selectivo según los cambios ambientales. (Keller, 2001)

Durante el OMZ, causado principalmente por unas aguas superficiales ricas en oxígeno que convierten las aguas de los fondos dióxicos en anóxicas, *Heterohelix* dominaba las asociaciones faunísticas, excepto un pequeño intervalo en la base de *W. archaeocretacea Zone* (que correspondería con nuestro nivel "F" y posteriormente los niveles "I-K", es importante destacar el cambio de sedimentación que estos niveles presentan, coincidiendo con un polo más margoso). Esto puede ser por dos factores: (1) altos valores negativos de δ^{18} O que afectarían con una reducción significante de *Heterohelix* ya que en momentos de una columna de agua más oxigenada y una mayor estratificación estas especies disminuyen debido a una OMZ reducida (más del 80%, es un género poco tolerante al oxígeno); (2) podría ser una época de aguas superficiales subsalinas. (Keller, 2004)

En los estudios hechos sobre el Cretácico tardío y Cenozoico se ha admitido que las especies de *Heterohelix* se interpretan como oportunistas, de baja tolerancia al oxígeno y que dominan en momentos de cambios positivos de δ^{18} O (incursión de

salinidad marina más normal). En latitudes bajas a medias, estas especies prosperaron en entornos marinos abiertos bien estratificados con una zona mínima de oxígeno (OMZ) bien desarrollada. Estos foraminíferos pertenecientes a los aglutinantes indican un medio de aguas frías y escasa oxigenación (Rodríguez, 1997; Keller, 2001 y 2004 y Pascual *et al.*, 2005)

De esta forma, surge un aumento de *Guembelitria*, especie oportunista que vive en la superficie y se caracteriza por ser eutrófica, lo cual sugiere que las aguas superficiales estaban enriquecidas con nutrientes, probablemente debido a la surgencia. (Keller, 2004)

Tras ello, la siguiente etapa se caracteriza por ser una zona óxica bentónica que tiene comienzo después de la transgresión máxima del nivel del mar y el cambio OAE2 y que persiste durante aproximadamente 100 ky. La baja abundancia de *Heterohelix* indica una columna de agua bien oxigenada, y la aparición de *Guembelitria* sugiere aguas superficiales ricas en nutrientes. Estas condiciones pueden explicarse por una afluencia de agua más profunda oxigenada de Tethys y surgencias durante la transgresión del nivel del mar, lo que conlleva un recambio faunístico debido a la afluencia de aguas del fondo ricas en oxígeno y el aumento de la productividad asociado con una importante excursión positiva en los valores de δ^{13} C. La diversidad de especies más baja coincide con un cambio hacia el dominio de *Heterohelix*. (Keller, 2004)

Guembelitria parece haber preferido ambientes marinos marginales algo más cálidos con un flujo de nutrientes normal; estas prosperaron en aguas superficiales eutróficas de ambientes marinos marginales poco profundos con salinidades variables en momentos de estrés ecológico severo; de esta forma aparecieron en una abundancia relativamente baja durante la transgresión del nivel del mar en el intervalo óxico béntico del OAE2. *Whiteinella* también prosperó en entornos marinos marginales poco profundos, en los momentos de mayor productividad de la superficie. Sin embargo, estas especies también son comunes en el océano abierto. (Keller, 2001 y 2004)

Los grupos *Hedbergella*, *Whiteinella* y *Heterohelix* son los componentes principales de la "fauna de aguas poco profundas", que viven en aguas más superficiales con condiciones de salinidad normal; estas dos primeras tienen valores isotópicos de

carbono y oxígeno más ligeros. Los morfotipos, *Rotalipora*, *Dicarinella*, *Praeglobotruncana* y *Helvetoglobotruncana* son diagnósticos de masas de agua marina y estratificada normal de latitud baja a media donde ocuparon las aguas dentro o por debajo de la termoclina, como lo sugieren los valores de oxígeno y carbono isotópico más altos. (Keller, 2001 y 2004)

Aunque las especies de *Hedbergella* también prosperaron en aguas superficiales, no hay evidencia de que ocuparan el mismo nicho ecológico con *Guembelitria* (Hart and Ball, 1986; Leckie et al., 1991; Keller et al., 2002 en Keller 2004). *Heterohelix* y *Hedbergella* reflejan condiciones marinas abiertas predominantes. (Kora et al., 2001)

Según las variaciones litológicas y los cambios faunísticos podemos entender las importantes variaciones en el clima y nivel del mar. Como por ejemplo, la deposición de margas o calizas más margosas implican que ocurrió en un mar poco profundo salpicado por dos caídas en el nivel del mar, como lo indican las facies repetidas de marga/caliza, el flujo detrítico, las superficies de erosión y la bioturbación. Si observamos un cambio y disminución en las especies que habitan la superficie y un aumento en *Heterohelix* denotaría un la expansión de la zona mínima de oxígeno en medio de un mar poco profundo, como ocurrió en la primera fase. (Keller, 2001)

d) Demás organismos:

Los poríferos aunque no tengan gran valor estratigráfico han sido importantes principalmente por su aportación de sílice biogénico. Según Clarkson (1986), la mayoría de las esponjas parece que no han estado relacionadas con los arrecifes en el Cretácico. Por lo general, las Demospongias y esponjas calcáreas poblaban las aguas someras y las Hexactinélidas los arrecifes y aguas profundas, aunque todas tuvieron sus momentos de expansión (Clarkson, 1986). Las Solenoporaceas se establecerían en ambiente sublitoral, en plataforma abierta y arrecife (siendo abundante en *patch reefs* en el Cretácico) (Flügel, 2010). Son abundantes a frecuentes en los niveles anteriores y posteriores al OAE2.

En el caso de *Mytiloides* de concha fina y tonos grises, marcaría la existencia de un medio restringido mal oxigenado con valores de pH por debajo de los habituales y por tanto con dificultades de extracción de CaCO₃ para construir su concha. En nuestro caso no hemos podido trabajar con ejemplares en campo (puesto que en lámina delgada no es posible verlo) de estas especies, pero se trata de *Inoceramus* de concha gruesa y tonos acaramelados significaría todo lo contrario. (Pascual *et al.*, 2005)

Donde se encuentran colonias de briozoos incrustados en sustratos duros se trataría de una plataforma interna, pero más abierta, entre las zonas intermareal y submareal superior, puesta de manifiesto si es visible un aumento de la diversidad de los bentónicos. (Pascual *et al.*, 2005 y Flügel, 2010)

Los serpulídeos son típicos de mares cálidos y templados, con salinidades diversas, en cambio las calciesferas se encontrarían en ambientes de plataforma marina abierta, es una gama más amplia en cuanto al clima, pero siendo más común sobre todo en regiones templadas. (Flügel, 2010)

Estos tres últimos grupos se encuentran de manera intermitente de los niveles "D-N" pero con una laguna de sus restos fósiles en el límite C-T.

8.2.3. Discusión

Para entender mejor los cambios ocurridos en el límite Cenomaniense-Turoniense y que han sido abordados en este último capítulo, vamos a profundizar un poquito más en lo que supuso el **evento anóxico oceánico OAE2** y que datos nos aportan otros estudios sobre él.

Como ya habíamos comentado en el apartado "1.3. Encuadramiento e introducción a las edades geológicas tratadas", éste se trata de una de las mayores perturbaciones globales del ciclo del carbono de los últimos 100 Ma., que fue inducida por la inyección durante el Cenomaniense superior de grandes cantidades de CO_2 de origen volcánico en la atmósfera. Esta perturbación provocó un incremento de las temperaturas tanto en la atmosfera como en los océanos, desencadenando una significante transgresión en el nivel del mar, y un período de anoxia generalizada en los fondos oceánicos, que llevó a la formación de lutitas negras oceánicas y una crisis biótica; de este modo hubo un rápido incremento de las temperaturas, lo que en cadena causó cambios térmicos, cambios en los patrones de las precipitaciones acarreando la acidificación de éstas (Kerr, 1998, Muñoz Moreno *et al.*, 2015); causando importantes consecuencias sobre todo en ambientes marinos, que es donde queda mayor indicio de este acontecimiento.

De todas maneras no se trata de una extinción de primer orden, puesto que solo un 7% de familias y un 26 % de géneros se extinguieron en este momento, afectando sobre todo a invertebrados marinos tanto micro como macro (Kerr, 1998). Hart y Leary (1991) propusieron que el patrón de extinción en el límite Cenomaniense-Turoniense no fue repentino y ocurrió de manera predominantemente gradual durante un período de 0,3 Ma. (Kerr, 1998); Jenkyns (1985) admite también que la duración de este evento fue probablemente menor a 0,5 Ma., y que fue precedido por la erosión regional y la posible surgencia.

Durante la zona de intervalo de *Whiteinella archaeocretacea* (ésta se extiende a lo largo del límite Cenomaniense-Turoniense), se produjo un depósito regional de estratos ricos en materia orgánica (lutitas negras), un cambio faunístico significativo y además fue acompañada por una excursión positiva de 2‰ con respecto al standart del isótopo de carbono (PDB) en carbonatos biogénicos coetáneos (Jenkyns, 1985), esta excursión se interpretaría como la respuesta del océano a tasas de enterramiento anormalmente altas de carbono orgánico, para las cuales existe un extenso registro estratigráfico existente (Gale *et al.*, 1993).

Los valores elevados de δ^{13} C y el enriquecimiento de minerales en los sedimentos de la frontera C-T, combinados con una reducción en ⁸⁷Sr / ⁸⁶Sr, también implican una grave perturbación ambiental. Estas erupciones también habrían resultado en la emisión de grandes cantidades de CO₂ a la atmósfera, lo que provocaría calentamiento global. La emisión de SO₂, H₂S, CO₂ y halógenos en los océanos habría hecho que el agua de mar fuera más ácida, lo que provocaría la disolución del carbonato cálcico y una mayor liberación de CO₂ (Kerr, 1998). Se ha sugerido que los niveles atmosféricos de CO₂ fueron 3 a 12 veces más altos que en la actualidad (Berner y Kothavala, 2001 en Fisher *et al.*, 2005). Este efecto invernadero desbocado probablemente fue revertido debido a la disminución de la actividad volcánica anómala y al aumento de la productividad (impulsada por el CO₂) en las aguas superficiales oceánicas, lo que llevó a un aumento del entierro de carbono orgánico, deposición de lutitas, la ya mencionada anoxia y finalmente la extinción masiva en las cuencas oceánicas. Además de todo esto, también se han encontrado enriquecimientos en Ir. (Kerr, 1998)

Además, el aumento de la circulación de los fluidos hidrotermales resultantes del volcanismo habría provocado un aumento del flujo de calor en los océanos y, por lo tanto, podría haber contribuido a la anoxia, ya que la solubilidad del oxígeno en el agua de mar disminuye en un 2% por cada 1°C de aumento de temperatura (DeBoer, 1986 en Kerr, 1998). Los oligoelementos alojados en las lutitas que fueron liberados por los fluidos hidrotermales de las pilas de lava submarinas probablemente fueron toxicas que bien podrían haber sido un factor contribuyente a la desaparición de algunos organismos marinos alrededor de la frontera. Esto causó una transgresión del nivel del mar y se interrumpieron los patrones de circulación. El afloramiento de nutrientes y el aumento de CO₂ en la atmósfera habrían llevado a una mayor productividad que, junto con los océanos más cálidos, contribuyó a la anoxia y la extinción masiva. Este efecto invernadero "desbocado" probablemente fue revertido por el aumento de la productividad orgánica y la eliminación del carbono del depósito atmosférico y su enterramiento como carbono orgánico en las lutitas negras. (Kerr, 1998)

En conclusión, esta perturbación global inducida por el magmatismo, se trata de un evento anóxico oceánico, que consistió en una perturbación de los depósitos marinos de carbón inorgánico-orgánico globales como resultado del exceso de enterramiento de materia orgánica. (Tsikos, 2005) Estos períodos fueron particularmente favorables para *petroleum source-rock formation* (más de la mitad de las reservas de petróleo actuales parecen haber sido generadas durante estos períodos). (Karakitsios *et al.*, 2004 y 2007)

En nuestro caso no tenemos indicios de lutitas negras, pero estas en otros yacimientos tienen otras características que las representan igualmente como las lutitas de colores grises claros (verdosos en su parte estratigráficamente más baja) o tonalidades que van de gris oscuro a negro (en nódulos de chert sobretodo), que se vuelven blanquecinas o amarillentas en superficies desgastadas. Se encuentran aisladas, con pocos centímetros de grosor y también aparecen en horizontes más arcillosos. Todas estas rocas son muy ricas en foraminíferos planctónicos, nannoplancton calcáreo y localmente también en radiolarios, con algunos ammonites y belemnites. (Rodríguez Tovar *et al.*, 2009)

Como decíamos, en nuestro caso tenemos una discontinuidad entre los niveles "J-K" en la cual podrían haberse depositado sedimentos de arcilla, arena o lutitas que se hayan erosionado debido a una posible elevación subaérea y de esta forma perdiéramos esa información relativa al límite C-T. Es necesario también un estudio geoquímico de nuestro yacimiento para contrastar todos los datos discutidos y expuestos en este trabajo, pero si contrastamos con otros estudios "cercanos" nos demuestran que la temperatura del agua podría haber subido ~6 °C (Fisher *et al.*, 2005). Es importante que siga elaborándose literatura que amplie los estudios sobre el OAE2 en Portugal ya que no existe mucha documentación al respecto.

Conclusiones

Teniendo el presente trabajo como objetivo el estudio estratigráfico y micropaleontológico de las facies marinas de la plataforma carbonatada del Cenomaniense - Turoniense de Salmanha (Figueira da Foz, Portugal), hemos obtenido como resultado la ampliación de los datos aportados por estudios anteriores en cuanto a la macrofauna, a través de un estudio completo a nivel microfaunístico. Destaca como principal importancia la identificación de nuevas especies que han sido claves para definir las características bioestratigráficas y paleoecológicas de nuestro lugar de estudio.

La sección estratigráfica de Salmanha, en la que han sido estudiados cuatro afloramientos, se compone de trece unidades litoestratigráficas no formales, de unos 65 m aprox. de espesor donde predominan facies calcáreas y calcáreo-margosas. Estas unidades designadas por los niveles "C"-"O", creadas por Paul Choffat (1897, 1900) y con expresión cartográfica, han sido reconocidas en sus facies y limites estratigráficos y mostradas en el trabajo de campo.

En los estudios de las láminas delgadas se han estudiado los niveles "C"-"O", de los cuales contamos con 85 láminas, donde han sido identificados los foraminíferos planctónicos: *Hedbergella delrioensis*, *Heterohelix* sp., *Guembelitria cretacea*, *Helvetoglobotruncana praehelvetica*, *Rotalipora cushmani*, *Whiteinella* spp., *Dicarinella* sp. y *Praeglobotruncana delrioensis*; y bentónicos: *Thomasinella punica*, *Placopsilina cenomana*, *Hemicyclammina sigali*, *Gavelinella* sp., *Marssonella oxycona*, *Dorothia* sp. *Ammobaculites* spp., *Dorothia* sp., Lenticulinas, Quinqueloculinas y Nautiloculinas entre los más comunes; además de grupos como algas, poríferos, briozoos y equinodermos, entre otros. Merece como atención especial, el primer descubrimiento y cita para Portugal de *Roveacrinus* donde han sido identificadas con ayuda del Dr. Bruno Ferré cuatro especies: Roveacrinus geinitzi, Roveacrinus cf. alatus, Roveacrinus communis y Roveacrinus spp.,

Como contribución de la microfauna además de ampliar el estudio ecológico ha sido importante para precisar las edades geológicas en las que nos encontramos, apoyando las dataciones de estudios anteriores como los de Callapez (1998), por las cuales nos disponemos entre las edades Cenomaniense superior y Turoniense inferior.

En cuanto a la paleoecología, en nuestro caso disponemos de diez ecozonas distintas (siete para el Cenomaniense superior y tres para el Turoniense inferior). El Cenomaniense inferior y medio, representa un periodo de instalación del dominio marino y de la sedimentación carbonatada. Tras él, en el Cenomaniense superior ("C-H") se caracteriza por un aumento de la columna de agua, de la diversidad de la macrofauna y de la cantidad de carbonatos presentes en los sedimentos. Existe algún pequeño intervalo, como es el caso del nivel "I", donde hay un decrecimiento de la sedimentación carbonatada, hacia un polo más margoso, acompañada por un empobrecimiento y por una uniformación de las poblaciones macrofaunísticas. En el límite del Cenomaniense-Turoniense ("J-K") existe un retorno a la sedimentación carbonatada que hacia los últimos niveles ("M-O") se va incrementando un aflujo creciente de terrígenos micáceos.

Durante el intervalo correlativo del OAE2 de otras cuencas europeas (niveles "I"-"J") consta la desaparición de gran número de organismos bentónicos, lo cual es posible observar debido al menor número de ejemplares que encontramos en nuestros niveles y por la mayor dominancia de restos de algas. Al comienzo del Turoniense inferior existe una laguna basal que podría ser por la disminución de la sedimentación carbonatada y/o que también podría estar influenciada por un efecto Lázaro (estas especies "extintas" se recuperan y vuelven a aparecer ejemplares de ellos).

En resumen, existen distintos cambios que surgieron en nuestro yacimiento a nivel del ambiente en el que nos encontrábamos en cada camada, pero por lo general se trata de un mar poco profundo, dentro de la zona fótica, con salinidad normal, temperatura que varía pero pertenece a un clima templado/tropical con aguas superficiales cálidas características de las plataformas carbonatadas del Tetis y que en determinados momentos tuvo mayor riqueza de nutrientes en superficie debido a la superproducción y posiblemente con condiciones más escasas de oxígeno en el ambiente bentónico durante el intervalo correlativo del OAE2.

Como perspectivas *a posteriori* de este estudio, esperamos que sea posible que trabajos futuros se propicien a partir de este mismo y sean ampliados estos descubrimientos relativos a la Paleontología portuguesa.

Anexo I

Macrofauna

Lámina I

- A *Neithea hispanica* encontrada en el nivel "D", se encuentra incrustada a un pedazo de caliza de color crema, muy compacta, típica de este nivel.
- B Ejemplares de *Rhynchostreon suborbiculatum* del nivel "E/F", se aprecia el gran número de especímenes que se encuentran juntos en estos estratos tan fosilíferos.
- C/D *Rhynchostreon suborbiculatum* en el nivel "E/F", es posible ver su buen grado de conservación de la concha.
- E Molde interno de bivalvo heterodonto perteneciente al nivel "E/F".
- F Molde interno de ¿*Granocardium* sp., ejemplar encontrado suelto, nivel "E".(Todos los ejemplares fueron encontrados en la cantera de Salmanha).

Lámina II

- A-Molde externo de espira de Rostrocerithium sp., hallado entre los niveles "E/F".
- B- Molde externo de ¿Drepanocheilus sp., nivel "E/F", en este caso.se observa la parte más blanquecina con tonos color oxido y en una esquina podemos observar el grisáceo de "E.
- C-Molde interno de *Tylostoma ovatum*, nivel "C", se encuentra fracturado en la parte superior, pero conserva muy bien la forma del espécimen.
- D-Molde interno de *Hemiaster scutiger* y de *Aporrhais costae*, nivel "F", ambos han sido hallados juntos donde la caliza de este nivel se vuelve más margosa.
- E- Molde interno de Tylostoma torrubiae, del nivel "F".
- F- Molde interno de Tylostoma torrubiae, vista posterior.

(Todos los ejemplares fueron encontrados en la cantera de Salmanha)

Lámina III

- A-*Heterodiadema ouremensis*, se encuentra incrustado en un pedazo de caliza de color crema, muy compacta, típica del nivel "D".
- B-*Hemiaster scutiger*, este ejemplar se ha hallado suelto, pero es probable que corresponda al nivel "D".
- C-Molde con *Hemiaster* sp., se encuentra en una caliza grisácea margosa de carácter nodular perteneciente al nivel "E".
- D-Concentración de pequeños Hemiaster sp.
- E- Sección transversal de "Nerinea" sp.

F- *Rhynchostreon suborbiculatum*, nivel "E", conchas muy bien conservadas sobre una caliza grisácea con restos de óxido debido a cambios diagenéticos.

(Todos los ejemplares fueron encontrados en la cantera de Salmanha, excepto "E" que pertenece a Tentúgal)

Lámina IV

- A-Caliza bioclástica de color crema, muy compacta perteneciente al nivel "D", con gran cantidad de microfósiles.
- B- Caliza margosa blanquecina, compacta, muy alterada, con muchísimos microfósiles, sobretodo ostreídeos y bivalvos recristalizados, como podemos observar perfectamente en la imagen, nivel "F".
- C-Caliza muy compacta, de color ocre amarillento, muy fosilífera, en este caso encontramos gran cantidad de corales escleractíneos de pequeño tamaño y muchos de ellos recristalizados, pertenece a la zona de Casal dos Touros, nivel "J".
- D-Caliza margosa de color ocre oscuro-amarillento, con una estructuración laminar semejante a las "*facies en plaquettes*", pertenece a la zona de la A14, nivel "L", con mucha microfauna y sobretodo turritellas reorientadas.
- E- Fotografía del estrato "J" en la zona de Casal dos Touros, donde podemos observar el cambio de camada y un subestrato muy marcado con zonas de color verdoso y alteradas (flechas negras). Escala tarjeta 7 cm.

(Todos los ejemplares fueron encontrados en la cantera de Salmanha)



I

[178]









Anexo II

Microfósiles

Lámina V

A y B- Caliza margosa (*mudstone*) de color beige amarillento, perteneciente al nivel "C", que se encuentra repleta de alveolinídeos como podemos apreciar en las fotografías.

(Todos los ejemplares fueron encontrados en la cantera de Salmanha)

Escala de la lupa: 1 cm.

Lámina VI- Porífera

- A- Wackestone, fossiliferous biomicrite, nivel "C2", porífero indet.
- B- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "C2", ejemplar perteneciente a una Solenoporacea (flecha negra).
- C- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2", porífero indet.
- D- *Wackestone*, *sparse biomicrite*; nivel "H1" espícula de una esponja silícea, también llamada monaxon (flecha negra).
- E- *Wackestone, sparse biomicrite* nivel "H1", fragmento de esponja silícea (flecha blanca).
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M1" se observa un fragmento de esponja coralina (flecha negra) y una sección de ostrácodo articulado (flecha blanca).
- G- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "E2", *Marinella* sp., se trata de una especie de esponjas silíceas, más concretamente de Chaetetideos.
- H- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2", otro ejemplar de Marinella sp.

Lámina VII- Cnidaria

- A- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "C2", coral tabulado, relleno completamente de calcita.
- B- *Packstone, packed biomicrite*; nivel "D3", coral escleractíneo (flecha negra).
- C- *Wackestone, sparse biomicrite*; nivel "H2", coral escleractíneo (flecha negra).
- D- *Wackestone'- packstone, fossiliferous biomicrite*; nivel "J", coral escleractíneo *growth type* (flecha negra).
- E- *Wackestone, sparse biomicrite*; nivel "H2", coral tabulado, corte transversal.

F- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "L3", coral escleractíneo, corte transversal.

Lámina VIII- Bryozoa

Fenestrate bryozoans

- A- Packstone, packed biomicrite; nivel "D3".
- B- Packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D4" (flecha blanca).
- C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "D4".
- D- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1" (flecha blanca).
- E- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "F".
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M1".

Lámina IX- Bivalvia

- A- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "E1", bivalvo equivalvo completo, posible ostrácodo, relleno de sedimento (flecha negra).
- B- *Wackestone, fossiliferous biomicrite* "E1", fragmento de concha de una posible *Exogyra olisiponensis*.
- C- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "E1", fragmento de bivalvo, corte transversal donde se puede apreciar su microestructura.
- D- *Packstone-grainstone, fossiliferous biomicrite*; nivel "L-M" posible corte frontal de *Exogyra* olisiponensis, rellena de sedimento.
- E- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "G1", corte transversal de la concha, este bivalvo también se encuentra relleno de sedimento en su interior.
- F- *Wackestone, sparse biomicrite*; nivel "H1", corte transversal de bivalvo el cual no tiene tan alterada su concha como los ejemplares anteriores.

Lámina X- Bivalvia (Inoceramídeos)

- A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2", Mytiloides mytiloides.
- B- Packstone, packed biomicrite; nivel "D3", Inoceramus sp.
- C- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2", Mytiloides mytiloides.
- D- Wackestone-*packstone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "D2", *Mytiloides mytiloides* (flecha negra).
- E- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1", Mytiloides mytiloides.
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "F", Mytiloides mytiloides.
- G- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "F", Mytiloides mytiloides (flecha negra).
- H- Packstone, unsorted biosparite; nivel "3M", Mytiloides mytiloides.

Lámina XI- Gastrópoda

- A- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "D (topo)" sección oblicua de un gastrópodo indeterminado (flecha blanca), aparece junto a gran cantidad de fragmentos y espículas de equinodermos.
- B- Wackestone-*packstone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "D2", corte longitudinal de gastrópodo, posiblemente un turritéllido.
- C- Wackestone-*packstone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "D2", sección longitudinal donde es posible apreciar parte de la columella de la concha.
- D- Wackestone-*packstone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "D2", corte transversal o perpendicular de la concha, es la forma más típica de encontrar este género en lámina delgada.
- E- *Packstone*, *packed biomicrite*; nivel "D3", sección transversal de la concha, es posible apreciar también un posible ejemplar del porífero.
- F- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "E1", sección perpendicular de una concha de mayor tamaño y rellena del mismo cemento de toda la microfacies.
- G- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "E1", corte transversal, la micrita tiene un color más oscuro que en el resto de los niveles.
- H- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "E1", sección longitudinal de gastrópodo indet. (flecha blanca).

Lámina XII- Gastrópoda

- A- *Wackestone*, *sparse biomicrite*; nivel "H1", corte longitudinal de un gastrópodo indeterminado.
- B- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "J", sección longitudinal de un posible turritéllido.
- C- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "L2", corte transversal de gastrópodo indeterminado donde se aprecian perfectamente el giro de las espirales superiores del espécimen.
- D- Packstone-grainstone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M", sección transversal de un gastrópodo donde se conserva la ornamentación exterior en forma de costillas.
- E- *Packstone, unsorted biosparite*; nivel "3M", corte longitudinal de una posible *Turritella* sp.
- F- Grainstone, unsorted oosparite; nivel "N", sección longitudinal de un posible Discotectus choffati rodeado de ooides.
- G- Grainstone, unsorted oosparite; nivel "N", sección oblicua de otro posible ejemplar de Discotectus choffati.
- H- *Grainstone, unsorted oosparite*; nivel "N", corte longitudinal de un posible *Tylostoma ovatum*, dentro de un ooide (flecha negra).

Lámina XIII- Echinoidea

- A- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "E1 (base)", In the lower left corner lies a tangential section of an echinoid plate. In the first diagonal of the picture is also a transverse section of an echinoid plate.*
- B- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "D (topo)", sección transversal de una placa de equinodermo que aún conserva la estructura en forma de "malla".
- C- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "D (topo)", molde interno de una sección tangencial de una placa de equinodermo.
- D- *Packstone*, *packed biomicrite*; nivel "D3", típica placa de equinodermo con sección "triangular", que se correspondería con la zona de los brazos.
- E- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "D4", espina de equinodermo perforada (flecha blanca) asociada con gastrópodos.

- F- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "D4", espina de equinodermo donde se puede ver su microestructura (flecha blanca).
- G- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "E2", placas de equinodermo (flecha negra) asociadas a restos de algas.
- H- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "E2", sección transversal de un brazo de equinodermo (flecha blanca).

* Ha sido analizado por el Dr. Bruno Ferré.

Lámina XIV- Echinoidea

- A- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "F", sección transversal de una placa de equinodermo, posible apreciar su microestructura.
- B- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "F", corte tangencial de una placa de equinodermo.
- C- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "G1", sección tangencial de una placa de equinodermo (flecha negra).
- D- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "G2", sección tangencial de una placa de equinodermo (flecha negra).
- E- *Wackestone, fossiliferous biomicrite*; nivel "G3", sección transversal de una placa de equinodermo perforada.
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M1", sección transversal de varios fragmentos de placas de equinodermos (flechas blancas) y una espícula (flecha negra).

Lámina XV- Echinoidea (espículas)

- A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "C2".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "D (topo)".
- C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "D (topo)".
- D- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D1".
- E- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1".
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1".
- G- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1".

- H- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1".
- I- Mudstone-wackestone, sparse biomicrite; nivel "I2".
- J- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "L3".
- K- Packstone-grainstone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M".
- L- Grainstone, unsorted oosparite; nivel "N".

Lámina XVI*- Crinoidea: Roveacrinus indet.

A- Roveacrinidae indet., nivel "Sal E1 (base)"

Wackestone, *fossiliferous biomicrite*. In the middle, the semi-ciruclar section is a tangential section of a stemmed crinoidal plate. Below lies a transverse section of a second primibrachial plate (TS-IBr2), of Roveacrinidae indet., showing the articular facet and a reticulate ornamental pattern.

B- Roveacrinidae indet., nivel "Sal G1"

Wackestone, *fossiliferous biomicrite*. In the lower side, a transverse-oblique section of an indeterminate brachial plate (Obl/TS-NBrn) of a Roveacrinidae indet.

C- Roveacrinidae indet., nivel "Sal H2"

Wackestone, sparse biomicrite. In the middle, there is a slightly oblique-transverse section at the top of the articular facet of an isolated radial plate (sub-Obl/TS-Rad) of *Roveacrinidae* indet. This can be easily compared to *Roveacrinus communis* Douglas.

D- Roveacrinidae indet., nivel "Sal E1 (topo)"

Wackestone, fossiliferous biomicrite. In the middle left margin, there is a transverse section at mid-length of a second primibrachial plate (TS-IBr2) of Roveacrinidae indet. Right in the middle, a very nice transverse section of a second primibrachial plate (TS-IBr2) of Roveacrinidae indet.

* Ha sido analizado por el Dr. Bruno Ferré.

Lámina XVII*- Crinoidea: Roveacrinus alatus

A-Roveacrinus alatus, nivel "Sal E1 (base)"

Wackestone, *fossiliferous biomicrite*. In the lower left corner lies a longitudinal section of a second primibrachial plate (LgS-IBr2) of Roveacrinidae indet. That could be lumped with the section of nearby squashed theca. In the middle, a slightly oblique transverse section of half a theca (Obl/TS-Theca) of *Roveacrinus alatus* Douglas. The thecal wall is thin, showing a slight vertical crenulation which is also showing on the radial lamellar, slightly inflated flanges. The general thecal outline at mid-height is rounded. The radial moulding near the articular facet is roughly triangular in shape and also bearing reticulation. In the right third part, there is a fragmented transverse section of an echinoid plate.

B- Roveacrinus alatus, nivel "Sal F"

Wackestone, *fossiliferous biomicrite*. Next to the lower margin, a transverse section of an echinoid plate, above in the left side, a transverse section of an echinoid spine. In the middle, an oblique section of a complete theca running from the articular facet of two radial plates to the lower part of the ventral bowl (three radial ornamental flanges), of *Roveacrinus* cf. *alatus* Douglas. The thecal wall is very thin, nearly smooth (some discrete crenelae betraying a fine vertical corrugation), the radial ornamental flanges smooth, lamellar, and nearly vitrous.

* Ha sido analizado por el Dr. Bruno Ferré.

Lámina XVIII*- Crinoidea: Roveacrinus geinitzi y R. communis

A- Roveacrinus cf. geinitzi, nivel "IP3-4 J5"

Wackestone, *fossiliferous biomicrite*. In the right lower corner is a oblique section of a second primibrachial plate (OblS-IBr2), of Roveacrinidae indet.; in the middle lower side is either a proximal oblique section of a second primibrachial plate (TS-IBr2) or a transverse section of an apical radial 'horn' (TS-Rad) of Roveacrinidae indet.: both could be lumped with the last central section. In the middle, a transverse section at midheight of a complete theca (TS-Theca) of *Roveacrinus* cf. *geinitzi* Schneider: the outline is sub-pentagonal rounded, the wall is relatively thin and granular, the 'surface' looks pitted, the radial ornamentation is small and with a slightly trifid edge but does not bear

the genuine goose-feet-like pattern. It shows close resemblance to some 'reticulated' *R*. *alatus* Douglas.

B- Roveacrinus communis, nivel "Sal H1""

Wackestone, sparse biomicrite. In the middle right side, two debris (clasts) from thecal ornamentation (most likely from the stunt radial ridges. In the middle, a transverse section of an isolated radial plate, close to the articular facet but below, (TS-Rad) of *Roveacrinus communis* Douglas. The radial 'moulding' looks some kind of trifid, but it is definitely not *R. geinitzi* Schneider. The radial wall is rather thick and appears granulated, just like in *R. rugosus* Douglas. There are also some echinoid debris hidden in the mud texture (TS of echinoid spine and test plate).

* Ha sido analizado por el Dr. Bruno Ferré.

Lámina XIX- Algae (Green algae)

Permocalculus sp.

A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "D (topo)",

Neomeris cretacea

B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1", Permocalculus sp.

C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2", Permocalculus sp.

D- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2",

Lámina XX- Algae (Green algae)

Halimeda sp.???

A- *Wackestone*, *fossiliferous biomicrite*; nivel "D4". *Codiacean* sp. o *Halimeda* sp.???

B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2".Acicularia endoi y Linoporella sp.

C- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D1". Acicularia endoi y Linoporella sp.

D- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2".

Salpingoporella dinarica

E- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D1". Salpingoporella dinarica

F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "D4". Salpingoporella dinarica

G- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2". Salpingoporella dinarica

H- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2".

Lámina XXI- Algae (Green algae)

Permocalculus sp.

- A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "G2".
- B- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H1".
- C- Grainstone, unsorted oosparite; nivel "N".
- D- Grainstone, unsorted oosparite; nivel "N".
- E- Packstone, unsorted biosparite; nivel "1M".
- F- Grainstone, unsorted oosparite; nivel "N".
- G- Grainstone, unsorted oosparite; nivel "N".

FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS

Lámina XXII

Hedbergella delrioensis

- A- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2".
- B- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H1".

Helvetoglobotruncana praehelvetica

C- Mudstone-wackestone, sparse biomicrite; nivel "I2".

Lámina XXIII

Heterohelix sp.

- A- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2".
- B- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2".
C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "L4".

Lámina XXIV

Guembelitria cretacea

- A- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "G2".
- C- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H1".
- D- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H1".
- E- Mudstone-wackestone, sparse biomicrite; nivel "I2".

Lámina XXV

Rotalipora cushmani

- A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "IP3-1 L4".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1".
- C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "L1".

Praeglogotruncana delrioensis

D- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "IP3-1 L1".

Lámina XXVI

Whiteinella spp.

A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1 (b)".

Dicarinella sp.

- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "C2".
- C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "C2".

FORAMINÍFEROS BENTÓNICOS

Lámina XXVII

Dorothia pseudoturris

- A- Packstone, fossiliferous unsorted biosparite; nivel "C3".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2".

C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "D (topo)".

Marssonella oxycona

- D- Packstone, fossiliferous unsorted biosparite; nivel "C3".
- E- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2".
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2".

Lámina XXVIII

Lenticulina sp.

- A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "D (topo)".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "J".

Textularia sp.

C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "J".

Pyramidulina sp.

- D- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D1".
- E- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H2".

Pseudolituonella reicheli

F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "D4".

Lámina XXIX

Quinqueloculina sp.

- A- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E2".
- C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "J".

Nautiloculina sp.

- D- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2".
- E- Packstone, packed biomicrite; nivel "D3".
- F- Packstone-grainstone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M".

Lámina XXX

Pseudorhapydionina sp.

- A- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2".
- B- Packstone, unsorted biosparite; nivel "3M".

Nezzazzata sp.

- C- Wackestone-packstone, fossiliferous biomicrite; nivel "D2".
- D- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "G2".

Lámina XXI

Ammobaculites spp.

- A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1".
- C- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H1".
- D- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H2".

Gavelinella sp.

- E- Packstone, packed biomicrite; nivel "D3".
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "J".

Lámina XXXII

Placopsilina cenomana

- A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "F".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "F".
- C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "G1".
- D- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "G1".
- E- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "G1".
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "G1".
- G- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "G1".

Hemicyclammina sigali

H- Packstone-grainstone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M".

Lámina XXXIII

Thomasinella punica

- A- Packstone, packed biomicrite; nivel "D3".
- B- Packstone-grainstone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M".
- C- Packstone-grainstone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M".
- D- Packstone-grainstone, fossiliferous biomicrite; nivel "L-M".
- E- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "J".

Lámina XXXIV- Miozoa

- A- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H1".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "J".
- C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "L".

Lámina XXXV- Polychaeta

- A- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "D4".
- B- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "E1".
- C- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "F".
- D- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "F".
- E- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "F".
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "F".

Lámina XXXVI- Polychaeta

- A- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H1".
- B- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H1".
- C- Wackestone, sparse biomicrite; nivel "H1".
- D- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "J".
- E- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "L3".
- F- Wackestone, fossiliferous biomicrite; nivel "L3".



Porífera



Cnidaria



Briozoa



Bivalvia



Bivalvia (Inoceramídeos)



X

Gastropoda



Gastropoda

XII



Echinoidea

XIII



Echinoidea





1 mm

XV

Crinoidea – Roveacrinidae indet.





Crinoidea - *Roveacrinus geinitzi y R. communis* **XVIII**



Algae (Green algae)



Algae (Green algae)

XX



Algae (Green algae)

XXI



FORAMINÍFEROS PLANCTÓNICOS XXII





XXIII



XXIV



[216]





XXVI







XXVIII



XXIX







XXXI



XXXII



XXXIII



XXXIV



Polychaeta

XXXV



Polychaeta




Bibliografía

- Adams, A. E., MacKenzie, W. S., & Guilford, C. (1984). Atlas of sedimentary rocks under the microscope. Essex, Longman.
- Afghah, M., Yousefzadeh, A., & Shirdel, S. (2014). Biostratigraphic Revision of Middle Cretaceous Succession in South Zagros Basin (SW of Iran). *Journal of Earth Science & Climatic Change*, 5(8), 1.
- Aguado, R., Reolid, M., & Molina, E. (2016). Response of calcareous nannoplankton to the Late Cretaceous Oceanic Anoxic Event 2 at Oued Bahloul (central Tunisia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 459, 289-305.
- Aguilera Franco, N. (2003). Cenomanian Coniacian zonation (foraminifers and calcareous algae) in the Guerrero Morelos basin, southern Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(3), 202-222.
- Alcide d'Orbigny, 1842-1860. Paléontologie Française. Paris, 1847. Supplément aux Céphalopodes crétacés, 5.
- Alegret, L., & Aurell, M. (1999). La sedimentación carbonatada en el Prepirineo aragonés durante el Cretácico superior. *Estudios Geológicos*, 55(5-6), 237-246.
- Allaby, A. and Allaby, M. 1990. *The Concise Oxford Dictionary of Earth Sciences*. Oxford University Press, Oxford.
- Almeida, A. C. D., Soares, A. F., Cunha, L., & Marques, J. F. (1990). Proémio ao estudo do Baixo Mondego. *Biblos*, 66, 17-47.
- Almeida, F. M., & e Carvalhosa, A. B. (1974). Breve história dos Serviços Geológicos em Portugal.
- Alonso, A., Floquet, M., Mas, R., Meléndez, A. (1993): Late Cretaceous carbonate platforms: origin and evolution, Iberian Range, Spain. AAPG Special Memoir, 56: 297-313.
- Amédro, F., Berthou, P. Y., & Lauverjat, J. (1980). Nouvelles preuves de l'apparition au Cénomanien supérieur des premiers Vascoceras dans la série type de la basse

vallée du Rio Mondego (Beira Litoral, Portugal). *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 22, 153-161.

- Ángeles Villeda, M. E., Hinojosa Espinosa, J. J., López Oliva, J. G., Valdés González, A., & Livas Vera, M. (2005). Estratigrafía y microfacies de la parte sur del Cañón La Boca, Santiago, Nuevo León, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 22(2).
- Antunes, M. T. (2000). Paleontologia e Portugal. Colóquio/ Ciência/ Revista de Cultura Científica, 25: 54 - 75, 50 fig. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa.
- Arche, A. (1989). Sedimentología. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid.
- Arche, A. (2010). Sedimentología del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Consejo Superior de Investigaciones Científicas de España, Madrid.
- Armstrong, H. A., & Brasier, M. D. (2005). *Microfossils*. Malden. Oxford, Carlton: Blackwell Publishing.
- Arnaud, A., Berthou, P. Y., Brun, L., Cherchi, A., Chiocchini, M., De Castro, P., & Sinni, E. L. (1981). Tableau de répartition stratigraphique des grands foraminifères caractéristiques du Crétacé moyen de la Région Méditerranéenne. *Cretaceous Research*, 2(3-4), 383-393.
- Arnaud, A., Berthou, P. Y., Brun, L., Cherchi, A., Chiocchini, M., De Castro, P. & Luperto-Sinni, E. (1981). Tableau de répartition stratigraphique des grands foraminifères caractéristiques du Crétacé moyen de la Région Méditerranéenne. *Cretaceous Research*, 2, 383-393.
- Aubouin, J., Brousse, R. & Lehman, J. (1981). Tratado de Geologia: Paleontologia, Estratigrafia, Tomo II. Editora Omega, Barcelona.
- Azenha, M., & Callapez, P. M. (2015). As pedreiras de calcarios e sua relevancia para o ensino da paleontología. *Ensino em movimento*.
- Bąk, K. (2007). Deep-water facies succession around the Cenomanian–Turonian boundary in the Outer Carpathian Basin: sedimentary, biotic and chemical records in the Silesian Nappe, Poland. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 248(3-4), 255-290.
- Barattolo, F. (1991). Mesozoic and Cenozoic marine benthic calcareous algae with particular regard to Mesozoic dasycladaleans. *Calcareous algae and stromatolites* (pp. 504-540). Springer, Berlin, Heidelberg.

- Barattolo, F., & Romano, R. (2005). The genus Linoporella Steinmann, 1899 and its type-species Linoporella capriotica (Oppenheim, 1899) from the Early Cretaceous of Capri. *Bolletino-Societa Paleontologica Italiana*, 44(3), 237.
- Barragán Manzo, R., & Díaz Otero, C. (2004). Análisis de microfacies y datos micropaleontológicos de la transición Barremiano Aptiano en la Sierra del Rosario, Durango, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 21(2).
- Barroso-Barcenilla, F., Callapez, P. M., Soares, A. F., & Segura, M. (2011). Cephalopod assemblages and depositional sequences from the upper Cenomanian and lower Turonian of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal) / Asociaciones de cefalopodos y secuencias deposicionales en el Cenomaniense superior y Turoniense inferior de la Peninsula Iberica (España y Portugal). *Journal of Iberian Geology*, 37(1), 9.
- Bathurst, R. G. (1975). Carbonate sediments and their diagenesis. Elsevier, 12.
- Bathurst, R. G. (1994). Neomorphic processes in diagenesis. Carbonate Sediments and Their Diagenesis (seventh impression), Amsterdam, Elsevier, Development in Sedimentology, 12, 475-516.
- Bauer, J., Kuss, J., & Steuber, T. (2002). Platform environments, microfacies and systems tracts of the upper Cenomanian-lower Santonian of Sinai, Egypt. *Facies*, 47(1), 1-25.
- Bengtson, P. (1996). The Turonian stage and substage boundaries. *Bulletin de l'Institut* royal des Sciences naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 66, 69-79.
- Berrocal-Casero, M., Barroso-Barcenilla, F., Callapez, P., Joral, F. G., & Segura, M. (2013). Bioestratigrafía de macrofósiles del Cenomaniense superior-Turoniense inferior en el área de Santamera y Riofrío del Llano (Guadalajara, España). *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26(2), 85-106.
- Berthou, P. (2008). Essai de Synthèse paléogéographique et Paléobiostratigraphique du Bassin occidental portugais au cours du Crétacé supérieur. *Ciências da Terra/Earth Sciences Journal*, 5.
- Berthou, P. Y. (1973). Le Cénomanien de l'Estremadure portugaise. Serviços geológicos de Portugal 23, 1-169.
- Berthou, P. Y. (1978). La transgression cénomanienne dans le Bassin Occidental Portugais. *Géologie méditerranéenne*, 5, 31-38.

- Berthou, P. Y. (1984a). Répartition Stratigraphique actualisée des principaux foraminifères benthiques du Crétacé moyen et supérieur du Bassin Occidental Portugais. *Benthos* 83, 45-54.
- Berthou, P. Y. (1984b). Résumé synthétique de la stratigraphie et de la paléogéographie du Crétacé moyen et supérieur du bassin occidental portugais. *Geonovas* 7, 99-120.
- Berthou, P. Y. (1984c). Albian-Turonian stage boundaries and subdivisions in the Western Portuguese Basin, with special emphasis on the Cenomanian-Turonian boundary in the Ammonite Facies and Rudist Facies. *Bulletin of the Geological Society of Denmark* 33, 41-45.
- Berthou, P. Y. (1984d). Zonation par les Ammonites du Cénomanien supérieur et du Turonien inferieur du Bassin Occidental Portugais. Acta 1er Congreso Español de Geología 1, 13-26.
- Berthou, P. Y., & Lauverjat, J. (1975). Le Cénomano-Turonien à Vascocératidés dans sa région type (embouchure du Rio Mondego, Beira littoral, Portugal). *Newsletters on Stratigraphy*, 96-118.
- Berthou, P. Y., & Lauverjat, J. (1976). La limite Cénomanien-Turonien dans les principaux faciès du Bassin occidental portugais. *Compte Rendu*, 2143-2146.
- Berthou, P. Y., & Lauverjat, J. (1979). Éssai de synthèse paléogéographique et stratigraphique du Bassin occidental portugais au cours du Crétacé supérieur. *Ciências da Terra/Earth Sciences Journal*, 5.
- Berthou, P. Y., Chancellor, G. R., & Lauverjat, J. (1985). Revision of the Cenomanian-Turonian Ammonite Vascoceras Choffat, 1898, from Portugal. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, 71, 55-79.
- Berthou, P. Y., Ferreira Soares, A. & Lauverjat, J. (1979). Portugal. Mid Cretaceous Events Iberian field Conference 77, guide, I. *Cuadernos de Geologia Ibérica*, 5: 31-124.
- Bignot, G., Hevia, I. M., & Meléndez, B. (1988). Los microfósiles: los diferentes grupos: aplicaciones paleobiológicas y geológicas. Paraninfo.
- Blanco-Piñón, A., Maurrasse, F. J. M. R., Zavala Díaz-de la Serna, F. J., López-Doncel,
 R. A., Ángeles-Trigueros, S. A., Hernández-Ávila, J., & Juárez Arriaga, E.
 (2014). Evidencias petrográficas de estructuras de origen algal/bacteriano en carbonatos de la Formación Agua Nueva (Cenomaniano/Turoniano: Cretácico)

Superior) en Xilitla, SLP México central. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(2), 397-412.

- Bodego, A., Iriarte, E., & Agirrezabala, L. M. (2009). Characterization and planktonic foraminifera biostratigraphy of the transition Black Flysch Group-Calcareous Flysch between Usurbil and Hernani, westernmost Pyrenees. *Geogaceta*, 47(3-4), 57-60
- Boggs, S. (2006). *Principles of sedimentology and stratigraphy*: Pearson Prentice Hall. Upper Saddle River, New Jersey.
- Boggs, S. (2009). Petrology of sedimentary rocks. Cambridge University Press.
- Boix, C. (2007). *Foraminíferos rotálidos del Cretácico Superior de la Cuenca Pirenaica*. Unpublished PhD. Thesis, Universitat Autònoma de Barcelona.
- Bralower, T. J. (1988). Calcareous nannofossil biostratigraphy and assemblages of the Cenomanian-Turonian boundary interval: Implications for the origin and timing of oceanic anoxia. *Paleoceanography*, 3(3), 275-316.
- Brasier, M. D. (1980). *Microfossils*. London, G. Allen & Unwin.
- Bucur, I. I., & Fürsich, F. T. (2013). A panorama of the fossil algae: from cyanobacteria and calcimicrobes to the green calcareous algae. Springer.
- Bucur, I. I., & Săsăran, E. (2005). Relationship between algae and environment: an Early Cretaceous case study, Trascău Mountains, Romania. *Facies*, 51(1-4), 275-287.
- Bucur, I. I., Nagm, E., & Wilmsen, M. (2010). Upper Cenomanian–Lower Turonian (Cretaceous) calcareous algae from the Eastern Desert of Egypt: taxonomy and significance. *Studia UBB Geologia*, 55(1), 29-36.
- Buitrón Sánchez, B. E., & Omaña Pulido, L. (2015). Roveacrínidos (Crinoidea: Roveacrinida) del Cenomaniano tardío al Turoniano temprano de Cerritos, oeste de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, México. *Revista de Biología Tropical*, 63(2).
- Callapez (1992). Estudo paleocológico dos "Calcários de Trouxemil" (Cenomaniano-Turoniano) na região entre a Mealha e Condeixa-a-Nova (Portugal Central).
 Tese de provas de Aptidão Pedagógica e Capacidade Científica. Universidade de Coimbra.
- Callapez (1993). Facies e macrofauna do Turoniano inferior na região do Baixo Mondego (Beira Litoral, Portugal). *Cadernos de Geografía*, 12: 97-105.

- Callapez, P. M. (1993). Fácies e macrofauna do Turoniano Inferior na região do Baixo Mondego (Beira Litoral, Portugal). *Cadernos de Geografia*, Coimbra, FLUC, 12, 97-105.
- Callapez, P. M. (1998). Estratigrafia e Paleobiologia do Cenomaniano-Turoniano. O significado do eixo da Nazaré. Unpublished PhD Thesis. University of Coimbra, 1-479.
- Callapez, P. M. (1999). The marine Lower Turonian of West Central Portugal. Workshop European Pal. Assoc (pp. 83-87).
- Callapez, P. M. (1999, July). The Cenomanian-Turonian of the Western Portuguese Basin: stratigraphy and palaeobiology of the central and northern sectors. *European Palaeontological Workshop*, Field Guide B, July 25th.
- Callapez, P. M. (2003). The Cenomanian-Turonian transition in West Central Portugal: ammonites and biostratigraphy. *Ciências da Terra/Earth Sciences Journal*, 15.
- Callapez, P. M. (2004). The Cenomanian-Turonian central west Portuguese carbonate platform. *Cretaceous and Cenozoic events in West Iberia margins. Field Trip Guidebook*, 2, 39-51.
- Callapez, P. M. (2008). Palaeogeographic evolution and marine faunas of the Mid-Cretaceous western Portuguese carbonate platform. *Thalassas*, 24(1), 29-52.
- Callapez, P. M. et al. (2007). Rochas e fósseis do Cretacico Superior de Tentúgal: Bases para uma saída de campo. *Ensino em movimento*.
- Callapez, P. M., & Pinto, J. S. (2003). História Natural das regiões de Montemor-o-Velho e Figueira da Foz: Estratigrafia, Paleontologia e Arqueologia. XXIII Curso de actualização de Professores de Geociências.
- Callapez, P. M., & Soares, A. F. (1991). O género Tylostoma Sharpe, 1849 (Mollusca, Gastropoda) no Cenomaniano de Portugal. *Memórias e Notícias*, 111, 169-182.
- Callapez, P. M., & Soares, A. F. (2001). Fósseis de Portugal: Amonóides do Cretácico superior (Cenomaniano-Turoniano). Museu Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra, Coimbra.
- Callapez, P. M., Audije-Gil, J., Barroso-Barcenilla, F., Berrocal-Casero, M., Brandão, J. M., Faustino, P., & Segura, M., *et al.* (2018). Exploring fieldwork education through a context of Iberian cooperation: activities with sedimentary rocks and fossils in the Cenomanian of Figueira da Foz (Portugal) and Tamajón (Spain). XX Simposio sobre Enseñanza de la Geología (pp. 253-262). Agencia Menorca Reserva de Biosfera.

- Callapez, P. M., Brandão, J. M., Santos, V. F. D., & Gomes, C. R. (2013). Earth sciences history and historical collections as a way to reveal geological heritage: a case study from the Upper Cretaceous of Portugal. V Congreso del Cretácico en España.
- Callapez, P. M., Brandão, J. M., Santos, V. F. D., & Gomes, C. R. (2013). Between history and contemporaneous geology: revisiting a "classical" (geo) site from the Upper Cretaceous of Portugal. *Revista da Sociedad Geológica de España*.
- Callapez, P. M., Dinis, J.L., Soares, A.F., Marques, J.F. (2010). O Cretácico Superior da Orla Meso-Cenozóica Ocidental de Portugal (Cenomaniano a Campaniano inferior). *Ciências Geológicas - Ensino investigação e sua história, I - Geologia Clássica, III - Paleontologia e Estratigrafia* (Coord. Antunes, M.T.). Associação Portuguesa de Geólogos e Sociedade Geológica de Portugal, Lisboa, 331-340.
- Callapez, P.M., Barroso-Barcenilla, F., Duarte, L. V., Sales, F., Santos, J., Soares, A.F., Segura. M., Paredes, R., Comas-Rengifo, M.J., Gonçalves, T. & Marques, J.F. (2017). Jurássico e Cretácico da região do Baixo Mondego; Herbário e Jardim Botânico da Universidade de Coimbra. *Livro guía da excursão pré-Bienal*. Real Sociedad Española de História Natural & Universidade de Coimbra, Coimbra, p. 17-97.
- Calonge García, M. A. (1993). Líneas evolutivas de los Alveolínidos cretácicos de la Cordillera. *Geogaceta*, 13, 19-21.
- Carneiro, A., & Mota, T. S. (2010). Breve resenha histórica da geologia em Portugal. *Ciências Geológicas: Ensino, Investigação e sua História*, 1, 517-528.
- Caus, E., Bernaus, J. M., & Aguilar, M. (1997). Foraminíferos orbitoidiformes cretácicos. *Revista Española de Paleontología*, 12(1), 67-79.
- Chancellor, G. R., Hancock, J. M., & Kennedy, W. J. (1994). *Turonian ammonites faunas from central Tunisia*. Palaeontological Association.
- Choffat, P. L. (1885). Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal, Première étude, Contrée de Cintra, de Bellas et de Lisbonne. Section des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne.
- Choffat, P. L. (1886). Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, I - Espèces nouvelles ou peu connues. Section des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne.
- Choffat, P. L. (1897a). Sur le Crétacique de la région du Mondego. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 124, 422-424.

- Choffat, P. L. (1897b). Parallélisme entre le Crétacique du Mondego et celui de Lisbonne. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* 124, 519-521.
- Choffat, P. L. (1897c). Faciès Ammonitique et Faciès Récifal du Turonien Portugais. Bulletin de la Société Géologique de France, Série 3 25, 470-478.
- Choffat, P. L. (1898). Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacique du Portugal, II - Les Ammonées du Bellasien, des Couches à Neolobites vibrayeanus, du Turonien et du Sénonien. Section des Travaux Géologiques du Portugal, Lisbonne, 45 p.
- Choffat, P.L. (1900). Recueil de monographies stratigraphiques sur le Système Crétacique du Portugal, Deuxième étude, Le Crétacé supérieur au Nord du Tage.
 Direction des Services Géologiques du Portugal, Lisbonne, 287 p.
- Choquette, P. W., & Pray, L. C. (1970). Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. *AAPG bulletin*, 54(2), 207-250.
- Clarkson, E. N. (1986). *Paleontología de invertebrados y su evolución*. Madrid, Paraninfo.
- Costa, P. J., Leroy, S. A., Dinis, J. L., Dawson, A. G., & Kortekaas, S. (2012). Recent high-energy marine events in the sediments of Lagoa de Obidos and Martinhal (Portugal): recognition, age and likely causes. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 12(5), 1367.
- Cunha, P. P., & Dinis, J. (1998). A erosão nas praias do Cabo Mondego à Figueira da Foz (Portugal centro-oeste), de 1995 a 1998. *Territorium*, Coimbra, 5: 31-50.
- Cunha, P. P., Campar, A., Ramos, A., Cunha, L., & Dinis, J. (2006). *Geomorphology* and coastal dynamics of the Figueira da Foz region.
- Cunha, P.P., Reis, R.P. (1995). Cretaceous sedimentary and tectonic evolution of the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal). *Cretaceous Research* 16, 155-170.
- De Castro, P. (2006). Praerhapydionina murgiana Crescenti, 1964: emendation and transfer to the genus Pseudorhipidionina De Castro, 1972 (Foraminiferida, Upper Cenomanian, Italy). Bolletino de la Societa Paleontologica Italiana, 45(1), 43.
- de Gea, G. A., Rodríguez-López, J. P., Meléndez, N., & Soria, A. R. (2008). Bioestratigrafía de la Fm. Escucha a partir del estudio de foraminíferos planctónicos y nanofósiles en el sector de Alcaine, Teruel. *Geogaceta*, 44, 115-118.

- De Loriol, P. (1887). Recueil d'études paléontologiques sur la fauna crétacique du Portugal: vol. II. Description des Echinodermes.
- De Oliveira Simões, J. D. M. (1922). Os serviços geológicos em Portugal. Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal 14, 5-123.
- Delvalle, D., & Buser, S. (1990). Microfacies analysis of limestone from the Upper Cretaceous to the Lower Eocene of SW Slovenia (Yugoslavia). *Geologija*, 31(32), 351-394.
- Dhondt, A. V. (1984). Bivalves from the Hochmoos Formation (Gosau-Group, Oberösterreich, Austria). Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien. Serie A für Mineralogie und Petrographie, Geologie und Paläontologie, Anthropologie und Prähistorie, 41-101.
- Dinis, J. L. (2001). Definição da Formação da Figueira da Foz–Aptiano a Cenomaniano do sector central da margem oeste ibérica. *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, 88, 127-160.
- Dinis, J. L., Rey, J., Cunha, P. P., Callapez, P., & Dos Reis, R. P. (2008). Stratigraphy and allogenic controls of the western Portugal Cretaceous: an updated synthesis. *Cretaceous Research*, 29(5-6), 772-780.
- Dunham, R. J. (1962). Classification of carbonate rocks according to depositional textures.
- Eliásová, H. (2005). Upper Cenomanian-Turonian two species of cyclostomaceous Bryozoa from the northern part of the Bohemian Cretaceous Basin, Czech Republic. *Journal of GEOsciences*, 50(1/2), 59.
- Farinacci, A., & Manni, R. (2004). Roveacrinids from Northern Arabian Plate in SE Turkey. Turkish Journal of Earth Sciences, 12(3), 209-214.
- Ferré, B. (1995). Incidences des événements anoxiques océaniques sur les microfaunes cénomano-turoniennes du Bassin Anglo-Parisien (Doctoral dissertation, Paris 6).
- Ferré, B., & Bengtson, P. (1997, September). An articulated roveacrinid from the Turonian of the Sergipe Basin, Brazil. Abstracts of the 18th IAS Regional European Meeting of Sedimentology: Heidelberg, Germany, International Association of Sedimentologists, Gaea Heidelbergensis, 3, 128-129.
- Ferré, B., & Berthou, P. Y. (1994). Roveacrinidal remains from the Cotinguiba formation (Cenomanian-Turonian) of the Sergipe Basin (NE-Brazil). Acta Geologica Leopoldensia, 17(39/1), 299-313.

- Ferré, B., & Granier, B. (1997). The Albian stemless microcrinoids (Roveacrinidae, Crinoidea) of the Congo Basin (Angola). Abstracts of the XVIII IAS Regional European Meeting of Sedimentology (pp. 129-130). Heidelberg: Gea Heidelbergensis.
- Ferré, B., Cross, P., & Fourcade, E. (1997). Tethyan Mid-Cretaceous (Cenomanian-Turonian) Roveacrinids (Roveacrinida, Crinoidea) as stratigraphical and paleobiogeographical tools. *Mineralia Slovaca*, 29, 267-268.
- Ferré, B., Mebarki, K., Benyoucef, M., Villier, L., Bulot, L. G., Desmares, D. Zaoui, D., et al. (2017, July). Roveacrinids (Crinoidea, Roveacrinida) from the Cenomanian-Turonian of southwest Algeria (Saharan Atlas and Guir Basin). Annales de Paléontologie (Vol. 103, No. 3, pp. 185-196). Elsevier Masson.
- Ferré, B., Walter, S., & Bengtson, P. (2005). Roveacrinids in mid-Cretaceous biostratigraphy of the Sergipe Basin, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(3), 259-272.
- Ferreira Soares, A. & Rocha, R. B. (1984). Algumas reflecções sobre a sedimentação jurássica na Orla Meso-Cenozóica Ocidental de Portugal. *Memórias e Notícias*, 97: 133-142.
- Ferreira Soares, A. (1966). Estudo das formações pós-jurássicas da região de entre Sargento-Mor e Montemor-o-Velho (margem direita do Rio Mondego). *Memórias e Notícias*, Publicações do Museo e Laboratorio Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e do Centro de Estudos Geologicos, 62: 1-343.
- Ferreira Soares, A. (1968). Contribution à l'étude de la distribution des echindés du crétacé supérieur du Portugal (les echindés de la région entre Sargento-Mor et Montemor-o-Velho). *Memórias e Notícias*, Publicaçoes do Museo e Laboratorio Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e do Centro de Estudos Geologicos, 66: 1-20.
- Ferreira Soares, A. (1972). Contribuição para o estudo do Cretácico em Portugal (o Cretácico superior da Costa de Arnes). *Memórias e Notícias*, Publicaçoes do Museo e Laboratorio Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e do Centro de Estudos Geologicos, 74: 1-56.
- Ferreira Soares, A. (1973). Os equinídeos cretácicos da regiao do rio Mondego (estudo sistemático). *Memórias e Notícias*, Publicaçoes do Museo e Laboratorio Mineralógico e Geológico da Universidade de Coimbra e do Centro de Estudos Geologicos, 75: 1-46.

- Ferreira Soares, A. (1980). A" Formação Carbonatada" Cenomano-Turoniana na região do Baixo Mondego. *Comunicações do Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, 66: 99-109.
- Ferreira Soares, A., & Marques, L. F. (1973). Os equinídeos cretácicos da região do Rio Mondego (Estudo sistemático). *Memórias e Notícias*, 75, 1-46.
- Ferreira Soares, A., Almeida, A., Cunha, L., & Marques, J. F. (1990). Proémio ao estudo do Baixo Mondego. *Biblos* (Coimbra), 66, 17.
- Ferreira Soares, A.; Rocha, R.; Elmi, S.; Heriques, M.; Mouterde, R.; Almeras, Y.; Ruget, C.; Marques, J.; Duarte, L.; Carapito, M. & Kullberg, J. (1993) Le sousbassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un «rift avorté». C. R. Acad. Sci. Paris, 317, série 2: 1659-1666.
- Fisher, J. K., Price, G. D., Hart, M. B., & Leng, M. J. (2005). Stable isotope analysis of the Cenomanian–Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event in the Crimea. *Cretaceous Research*, 26(6), 853-863.
- Floquet, M. (1998). Outcrop cycle stratigraphy of shallow ramp deposits: the Late Cretaceous Series on the Castillian ramp (northern Spain).
- Flügel, E. (1978). *Microfacies Analysis of Limestones*. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag.
- Flügel, E. (2010). *Microfacies of carbonate rocks: Analysis, interpretation and application*. Berlin-Heidelberg, Springer.
- Folk, R. (1965). Some aspects of recrystallization in ancient limestones. Dolomitization and limestone diagenesis. *Spec. Publ. Soc. Econ. Paleont. Mineral.*, (13), 14-48
- Folk, R. L. (1959). Practical petrographic classification of limestones. *AAPG Bulletin*, 43(1), 1-38.
- Folk, R. L. (1962). Spectral subdivision of limestone types. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 1, 62-84.
- Folk, R. L. (1974). Petrology of sedimentary rocks. Austin. Texas, Hemphill, 182.
- Folk, R. L. (1980). Petrology of sedimentary rocks. Hemphill Publishing Company.
- Franco, M. P., & Gonzalo, J. C. (2000). Taller de petrología: enseñanza de la petrología con el microscopio petrográfico. *Enseñanza de las Ciencias de la Tierra*, 8(1), 38-47.
- Frizzell, D. L. (1954). Handbook of Cretaceous foraminifera of Texas. Bureau of Economic Geology. University of Texas.

- Gale, A. S., Jenkyns, H. C., Kennedy, W. J., & Corfield, R. M. (1993). Chemostratigraphy versus biostratigraphy: data from around the Cenomanian– Turonian boundary. *Journal of the Geological Society*, 150(1), 29-32.
- Gale, A. S., Smith, A. B., Monks, N. E. A., Young, J. A., Howard, A., Wray, D. S., & Huggett, J. M. (2000). Marine biodiversity through the Late Cenomanian–Early Turonian: palaeoceanographic controls and sequence stratigraphic biases. *Journal* of the Geological Society, 157(4), 745-757.
- García, A. C. (1993). Líneas evolutivas de los Alveolínidos cretácicos de la Cordillera Ibérica (España). *Geogaceta*, (13), 19-22.
- García, A. C. (1996). Estudio del origen de los materiales presentes en la muralla romana de Tarragona. *Quaderns d'història tarraconense*, (14), 7-29.
- García, A., García-Hidalgo, J. F., Redondo, M. S., Gil, J. G., Fernández, M. B. C., & Ruiz, G. (1996). Secuencias deposicionales del Cretácico superior no terminal (Turoniense superior-Campaniense inferior) en la zona central de la Península Ibérica (Cordillera Ibérica y Sistema Central). *Geogaceta*, (20), 123-127.
- García, A., Redondo, M. S., García-Hidalgo, J. F., Ruiz, G., Gil, J. G., & Fernández, M.
 B. C. (1996). Discontinuidades estratigráficas y secuencias deposicionales del Cretácico medio (Albiense superior-Turoniense medio) en la Cordillera Ibérica central y el Sistema Central meridional. *Geogaceta*, (20), 119-123.
- García, A., Segura, M., Carenas, B., Calonge, A., & Pérez, P. (1989). Correlaciones y equivalencias de las unidades Litoestratigráficas del «ciclo Albense superior-Cenomanense medio» en la Cordillera Ibérica. XII Congr. Español Sedimentología, 203-206.
- Gargouri, S. (1982). Répartition géographique de Thomasinella punica et d'autres foraminiferes cenomaniens. Bulletin de la Société géologique de France, 7(5-6), 943-949.
- Ghanem, H., Mouty, M., & Kuss, J. (2012). Biostratigraphy and carbon-isotope stratigraphy of the uppermost Aptian to Upper Cenomanian strata of the South Palmyrides, Syria. *GeoArabia*, 17, 155-184.
- Giménez, R., Arias, C., & Vilas, L. (1988). El límite meridional de la transgresión Cenomaniense superior en la Cordillera Ibérica (Murcia, Albacete y Valencia). *Geogaceta*, 4, 23-24.
- Girard, V. (2009). Evidence of Scenedesmaceae (Chlorophyta) from 100 million-yearold amber. *Geodiversitas*, 31(1), 145-151.

- Gradstein, F. M., Ogg, J. G., & Smith, A. G. (2004). *A geologic time scale 2004*. New York, Cambridge University Press.
- Gräfe, K.U., Wiedmann, J. (1998): Sequence stratigraphy on a carbonate ramp: the late Cretaceous Basco-Cantabrian Basin (Northern Spain). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication, 60: 333-341.
- Granier, B., & Berthou, P. Y. (2002). Algues calcaires fossiles, nouvelles ou peu connues, du Portugal. 1ere Partie. *Research advances in calcareous algae and microbial carbonates*. Univ Press, Cluj, 117-126.
- Granier, B., & Dias-Brito, D. (2016). On the fossil alga Marinella lugeoni Pfender, 1939, nom. cons., and its seven unfortunate avatars. Revision of the Juliette Pfender Collection. Part 2. Revision of the Jesse Harlan Johnson Collection. Part 2. *Carnets Geol.*, 16(07), 231.
- Granier, B., Dias Brito, D., & Bucur, I. I. (2014). Clypeina tibanai, sp. nov. (Polyphysacea, Dasycladales, Chlorophyta), mid-Cretaceous green alga from the Potiguar Basin, Brazilian margin of the young South Atlantic Ocean. *Geologica Acta: an international earth science journal*, 12(3).
- Granier, B., Dias-Brito, D., & Bucur, I. I. (2008). Calcareous algae from Upper Albian– Cenomanian strata of the Potiguar basin (NE Brazil). *Geologia Croatica*, 61(2-3), 311-320.
- Granier, B., Feist, M., Hennessey, E., Bucur, I. I., & Senowbari-Daryan, B. (2009). The IMAM case. Additional investigation of a micropaleontological fraud. *Carnets de Géologie/Notebooks on Geology*, Brest, Article, 4.
- Groupe de travail, Arnaud, A., Berthou, P. Y., Brun, L., Cherchi, A., Chiocchini, M., Lamolda, M., *et al.* (1981). Tableau de répartition stratigraphique des Grands Foraminifères caractéristiques du Crétacé moyen de la région Méditerranéenne. *Cretaceous Research*, 2(3-4), 383-393.
- Hallsworth, C. R., & Knox, R. (1999). BGS rock classification scheme. Volume 3, classification of sediments and sedimentary rocks.
- Haq, B. U., & Boersma, A. (Eds.). (1998). *Introduction to marine micropaleontology*. Elsevier.
- Haq, B.U. (2014). Cretaceous eustasy revisited. *Global and Planetary Changes* 113, 44-58.

- Haq, B.U., Hardenbol, J., Vail, P.R. (1988). Mesozoic and Cenozoic Chronostratigraphy and Eustatic Cycles. *Sea-Level changes, an integrated approach*. SEPM Special Publications 42, 71-108.
- Hardenbol, J., Thierry, J., Farley, M.B., Jacquin, T., de Graciansky, P.C., Vail, P.R. (1998). Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, Chart 1, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic chart. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. SEPM Special Publication 60, Appendix.
- Hart, M. B. (1990). Cretaceous sea level changes and global eustatic curves; evidence from SW England. *Proceedings of the Ussher Society*, 7(3), 268-272.
- Hart, M. B. (1991). The Late Cenomanian calcisphere global bioevent. Proceedings of the Ussher Society, 7(4), 413-417.
- Hart, M. B. (1996). Recovery of the food chain after the Late Cenomanian extinction event. *Geological Society, London, Special Publications*, 102(1), 265-277.
- Hart, M. B. (1997). The application of micropalaeontology to sequence stratigraphy; an example from the chalk succession of south-west England. *Proceedings of the Ussher Society*, 9, 158-163.
- Hart, M. B. (Ed.). (1996). Biotic recovery from mass extinction events. Geological Society of London.
- Hart, M. B., & Duane, A. (1989). Late Cretaceous development of the Atlantic Continental Margin off south-west England. *Proceedings of the Ussher Society*, 7, 165-167.
- Hart, M. B., Callapez, P. M., Fisher, J. K., Hannant, K., Monteiro, J. F., Price, G. D., & Watkinson, M. P. (2005). Micropalaeontology and stratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary in the Lusitanian Basin, Portugal. *Journal of Iberian Geology*, 31(2), 311-326.
- Hart, M. B., Manley, E. C., & Weaver, P. P. E. (1979). A biometric analysis of an Orbitolina fauna from the Cretaceous succession at Wolborough, S. Devon. *Proceedings of the Ussher Society*, 4, 317-326.
- Hart, M., Amédro, F., & Owen, H. G. (1996). The Albian stage and substage boundaries. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 66, 45-56.

- Hart, M., Amédro, F., & Owen, H. G. (1996). The Albian stage and substage boundaries. Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la Terre, 66, 45-56.
- Hart, M.B., Callapez, P.M., Fisher, J.K., Hannant, K., Monteiro, J.F., Price, G.D., Watkinson, M.P. (2005). Micropalaeontology and stratigraphy of the Cenomanian/ Turonian boundary in the Lusitanian Basin, Portugal. *Journal of Iberian Geology* 31, 311-326.
- Heba, G., & Prichonnet, G. (2006). L'intervalle Crétacé terminal-Éocène de la marge passive d'Apulie en Albanie (massifs de Kruje-Dajt et de Makareshi, zone de Kruja): Faciès, organismes et cycles sédimentaires d'une plate-forme carbonatée. *Bull. Soc. géol. Fr*, 177(5), 249-266.
- Heba, G., & Prichonnet, G. (2009). L'instabilité fini-Crétacé-Éocène de la marge passive d'Apulie en Albanie (plate-forme carbonatée de Kruja) et ses impacts sur la sédimentation. *Bulletin de la Société géologique de France*, 180(5), 431-448.
- Hemleben, C., & Kaminski, M. A. (1990). Agglutinated foraminifera: an introduction. Paleoecology, biostratigraphy, paleoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera (pp. 3-11). Springer, Dordrecht.
- Hemleben, C., Kaminski, M. A., Kuhnt, W., & Scott, D. B. (Eds.). (2012). Paleoecology, biostratigraphy, paleoceanography and taxonomy of agglutinated foraminifera (Vol. 327). Springer Science & Business Media.
- Hernández-Romano, U., Aguilera-Franco, N., Martínez-Medrano, M., & Barceló-Duarte, J. (1997). Guerrero-Morelos Platform drowning at the Cenomanian– Turonian boundary, Huitziltepec area, Guerrero State, southern Mexico. *Cretaceous Research*, 18(5), 661-686.
- Huang, W. (1991). *Petrologia*. México, Unión Tipográfica Editorial Hispano-Americana.
- Huber, B. T., Leckie, R. M., Norris, R. D., Bralower, T. J., & CoBabe, E. (1999).
 Foraminiferal assemblage and stable isotopic change across the Cenomanian-Turonian boundary in the subtropical North Atlantic. *The Journal of Foraminiferal Research*, 29(4), 392-417.
- Jarvis, I., Carson, G. A., Cooper, M. K. E., Hart, M. B., Leary, P. N., Tocher, B. A., Rosenfeld, A., *et al.* (1988). Microfossil assemblages and the Cenomanian-Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, 9(1), 3-103.

- Jati, M., Grosheny, D., Ferry, S., Masrour, M., Aoutem, M., Icame, N., Desmares, D., et al. (2010). The Cenomanian–Turonian boundary event on the Moroccan Atlantic margin (Agadir basin): Stable isotope and sequence stratigraphy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 296(1-2), 151-164.
- Jenkyns, H. C. (1985). The Early Toarcian and Cenomanian-Turonian anoxic events in Europe: comparisons and contrasts. *Geologische Rundschau*, 74(3), 505-518.
- Juignet, P. (1978). Présentation du Crétacé Moyen dans l'ouest de la France. Remarques sur les stratotypes du Cénomanien et du Turonien. Annales du Muséum d'Histoire Naturelle de Nice (Vol. 4, No. for 1976, pp. 1-12).
- Karakitsios, V., Tsikos, H., Van Breugel, Y., Bakopoulos, I., & Koletti, L. (2004). Cretaceous oceanic anoxic events in western continental Greece. *Bulletin of the Geological Society of Greece*, 36(2), 846-855.
- Karakitsios, V., Tsikos, H., Van Breugel, Y., Koletti, L., Damsté, J. S. S., & Jenkyns, H.
 C. (2007). First evidence for the Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE2, 'Bonarelli' event) from the Ionian Zone, western continental Greece. *International Journal of Earth Sciences*, 96(2), 343-352.
- Kędzierski, M., Machaniec, E., Rodríguez-Tovar, F. J., & Uchman, A. (2012). Bioevents, foraminiferal and nannofossil biostratigraphy of the Cenomanian/Turonian boundary interval in the Subsilesian Nappe, Rybie section, Polish Carpathians. *Cretaceous Research*, 35, 181-198.
- Keller, G., & Pardo, A. (2004). Age and paleoenvironment of the Cenomanian– Turonian global stratotype section and point at Pueblo, Colorado. *Marine Micropaleontology*, 51(1-2), 95-128.
- Keller, G., Han, Q., Adatte, T., & Burns, S. J. (2001). Palaeoenvironment of the Cenomanian–Turonian transition at Eastbourne, England. *Cretaceous Research*, 22(4), 391-422.
- Kennedy, W. J. (1984). Ammonite faunas and the "standard zones" of the Cenomanian to the Maastrichtian stages in their type areas, with some proposals for the definition of stage boundaries by ammonites. *Bulletin of the Geological Society of Denmark*, 33: 147-161.
- Kennedy, W. J. (1994). Cenomanian ammonites from Cassis, Bouches-du-Rhône, France. Palaeopelagos Special Publication, 1, 209-254.
- Kennedy, W. J., & Cobban, W. A. (1991). Stratigraphy and interregional correlation of the Cenomanian-Turonian transition in the Western Interior of the United States

near Pueblo, Colorado, a potential boundary stratotype for the base of the Turonian stage. *Newsletters on Stratigraphy*, 24(1-2), 1-33.

- Kennedy, W. J., Cobban, W., Hancock, J. M. & Hook, S. (1989) Biostratigraphy of the Chispa Summit Formation at is type locality: a Cenomanian through Turonian reference section for Trans-Pecos Texas. *Bulletin of the Geological Institut of the University of Uppsala*, 15: 39-119.
- Kennedy, W. J., Gale, A. S., Lees, J. A., & Caron, M. (2004). The global boundary stratotype section and point (GSSP) for the base of the Cenomanian Stage, Mont Risou, Hautes-Alpes, France. *Episodes-Newsmagazine of the International Union* of Geological Sciences, 27(1), 21-32.
- Kennedy, W. J., Walaszczyk, I., & Cobban, W. A. (2005). The global boundary stratotype section and point for the base of the Turonian stage of the Cretaceous: Pueblo, Colorado, USA. *Episodes-Newsmagazine of the International Union of Geological Sciences*, 28(2), 93-104.
- Kerr, A. C. (1998). Oceanic plateau formation: a cause of mass extinction and black shale deposition around the Cenomanian–Turonian boundary?. *Journal of the Geological Society*, 155(4), 619-626.
- Khalifa, M. K., & Abed, A. M. (2011). Lithostratigraphy and Microfacies Analysis of the Ajlun Group (Cenomanian to Turonian) in Wadi Sirhan Basin, SE Jordan. *Jordan Journal for Environmental and Earth Sciences*.
- Kiel, S., Birgel, D., Campbell, K. A., Crampton, J. S., Schiøler, P., & Peckmann, J. (2013). Cretaceous methane-seep deposits from New Zealand and their fauna. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 390, 17-34.
- Kolonic, S., Sinninghe Damste, J. S., Bottcher, M. E., Kuypers, M. M. M., Kuhnt, W., Beckmann, B., Wagner, T., *et al.* (2002). Geochemical Characterization of Cenomanian/turonian Black Shales from the Tarfaya Basin (sw Morocco). Relationships Between Palaeoenvironmental Conditions and Early Sulphurization of Sedimentary Organic MATTER1. *Journal of Petroleum Geology*, 25(3), 325-350.
- Kora, M., Khalil, H., & Sobhy, M. (2001). Stratigraphy and microfacies of some Cenomanian–Turonian successions in the Gulf of Suez region. *Egypt: Egyptian Journal of Geology*, 45, 413-439.
- Koutsoukos, E. A., & Hart, M. B. (1990). Cretaceous foraminiferal morphogroup distribution patterns, palaeocommunities and trophic structures: a case study from

the Sergipe Basin, Brazil. Earth and Environmental Science Transactions of The Royal Society of Edinburgh, 81(3), 221-246.

- Kroh, A., & Nebelsick, J. H. (2010). Echinoderms and Oligo-Miocene carbonate systems: potential applications in sedimentology and environmental reconstruction. *Int Assoc Sedimentol Spec Publ*, 42, 201-228.
- Kuhnt, W., Luderer, F., Nederbragt, S., Thurow, J., & Wagner, T. (2005). Orbital-scale record of the late Cenomanian–Turonian oceanic anoxic event (OAE-2) in the Tarfaya Basin (Morocco). *International Journal of Earth Sciences*, 94(1), 147-159.
- Kullberg, J. C., Rocha, R. B., Soares, A. F., Rey, J., Terrinha, P., Callapez, P., & Martins, L. (2006). A Bacia Lusitaniana: estratigrafia, paleogeografia e tectónica.
- Kullberg, J.C., Rocha, R.B., Soares, A.F., Rey, J., Terrinha, P., Azerêdo, A.C., Callapez, P., Duarte, L.V., Kullberg, M.C., Martins, L., Miranda, J.R., Alves, C., Mata, J., Madeira, J., Mateus, O., Moreira, M., Nogueira, C.R. (2013). A Bacia Lusitaniana, estratigrafia, paleogeografia e tectónica. *Geologia de Portugal, II, Geologia Meso-cenozóica de Portugal*. Livraria Escolar Editora, Lisboa, 195-347.
- Kuss, J., & Conrad, M. A. (1991). Calcareous algae from Cretaceous carbonates of Egypt, Sinai, and southern Jordan. *Journal of Paleontology*, 65(5), 869-882.
- Lamolda, M. A. (1982). Foraminíferos planctónicos del Cretácico superior Vasco-Cantábrico: Distribución y bioestratigrafia. *Cuadernos de Geología Ibérica*, 8, 111-123.
- Lamolda, M. A., Gorostidi, A., Martínez, R., López, G., & Peryt, D. (1997). Fossil occurrences in the Upper Cenomanian-Lower Turonian at Ganuza, northern Spain: an approach to Cenomanian/Turonian boundary chronostratigraphy. *Cretaceous Research*, 18(3), 331-353.

Laporte, L.F. (1974). Los ambientes antiguos. Ediciones Omega, Barcelona.

- Lauverjat, J. (1978). Le Cénomanien de la Valée du Mondego (Portugal). Limite avec le Turonien. Evolution Ouest-Est et implications paléogéographiques. Géologie Méditerranéenne, 5, 109-114.
- Lauverjat, J. (1982). Le Crétacé Supérieur dans le Nord du Bassin Occidental Portugais (Doctoral dissertation).
- Lauverjat, J., & Berthou, P. Y. (1974). Le cénomano-turonien de l'embouchure du Rio Mondego Beira Litoral, Portugal.

- Lázaro, J. R., & Pascual, A. (1997). Asociaciones de foraminíferos y ostrácodos en el Cenomaniense de Leioa (Cuenca Vasca). *Geogaceta*, 22, 181-784.
- Loeblich, J. AR & Tappan, H., (1988). Foraminiferal genera and their classification. Berlin-Heidelberg, Springer.
- Longoria, J. F. (1977). El límite Cretácico Inferior-Cretácico Superior en México basado en los foraminíferos planctónicos. *Revista mexicana de Ciencias Geológicas*, 1(1), 2.
- Martin, R. E. (Ed.). (2000). Environmental micropaleontology: the application of microfossils to environmental geology (Vol. 15). Springer Science & Business Media.
- Martín-Chivelet, J. (1992). Las plataformas carbonatadas del Cretácico Superior de la margen bética (altiplano de Jumilla-Yecla, Murcia). (Doctoral dissertation, Universidad Complutense de Madrid).
- Martín-Chivelet, J., Floquet, M., García-Senz, J, Callapez, P.M., López-Mir, B., Muñoz, J.A., Barroso-Barcenilla, F., Segura, M., Soares, A.F., Dinis, P.A., Marques, F.J., Arbués, P. (2019). Late Cretaceous post-rift to Convergence in Iberia. In: C. Quesada & J.T. Oliveira (Eds.) The Geology of Iberia: A geodynamic approach, Springer Nature, [https://doi.org/10.1007/978-3-030-11295-0_7] (In press).
- Martínez, P., & Meléndez-Hevia, A. (1997). Arquitectura sedimentaria y estratigrafía secuencial del Cenomaniense superior-Cenomaniense terminal: Cordillera Ibérica Central. *Geogaceta*, (22), 125-128.
- McKee, E. D., & Gutschick, R. C. (1969). Analysis of lithology. History of the Redwall Limestone of Northern Arizona. *Geological Society of America Memoir*, 114, 97-124.
- Meléndez, B., & Fuster, J.M^a (1978). Geologia. Madrid, Paraninfo.
- Mendes, M. M., Dinis, J., Esteban, L. G., Palacios, P., Fernández, F. G., & Pais, J. (2014). Troncos fósseis do Cretácico Inferior da Formação de Figueira da Foz: implicações paleoambientais e paleoclimáticas.
- Meyers, S. R., Sageman, B. B., & Hinnov, L. A. (2001). Integrated quantitative stratigraphy of the Cenomanian-Turonian Bridge Creek Limestone Member using evolutive harmonic analysis and stratigraphic modeling. *Journal of Sedimentary Research*, 71(4), 628-644.
- Molina, E. (ed.) (2004). *Micropaleontologia*. Zaragoza, Prensas universitarias de Zaragoza.

- Molina, J. M., Nieto, L. M., Ruiz Ortiz, P. A., Castro Jiménez, J. M., & Gea, G. A. D. (2012). El Cretácico Inferior de la Sierra de Jódar-Bedmar (Prebético de Jaén, Cordillera Bética): facies, bioestratigrafía e interpretación paleoambiental. *Geogaceta*, 52, 73-76.
- Mort, H., Jacquat, O., Adatte, T., Steinmann, P., Föllmi, K., Matera, V., Stüben, D., *et al.* (2007). The Cenomanian/Turonian anoxic event at the Bonarelli Level in Italy and Spain: enhanced productivity and/or better preservation?. *Cretaceous Research*, 28(4), 597-612.
- Mulayim, O., Yilmaz, I. O., & Ferré, B. (2018). Roveacrinid microfacial assemblages (Roveacrinida, Crinoidea) from the Lower-Middle Cenomanian of the Adıyaman area (SE Turkey). Arabian Journal of Geosciences, 11(18), 545.
- Muñoz Moreno, A., Martín Chivelet, J., & Rosales, I. (2015). Proliferación de Microcodium durante el tránsito Cenomaniense-Turoniense en el Sur de Iberia: ¿consecuencia del OAE2 en zonas emergidas?. *Geogaceta*, (57): 83-86.
- Nagm, E., Wilmsen, M., Aly, M. F., & Hewaidy, A. G. (2010). Upper Cenomanian– Turonian (Upper Cretaceous) ammonoids from the western Wadi Araba, Eastern Desert, Egypt. *Cretaceous Research*, 31(5), 473-499.
- Nichols, G. (2009). Sedimentology and stratigraphy. Blackwell Publishing.
- North American Commission on Stratigraphic Nomenclature. (2005). North American stratigraphic code. *AAPG Bulletin*, 89(11), 1547-1591.
- Núñez-Useche, F., Barragán, R., Moreno-Bedmar, J. A., & Canet, C. (2014). Mexican archives for the major Cretaceous oceanic anoxic events. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 66(3), 491-505.
- Omaña, L. (2016). Cenomanian algae and microencrusters from the El Abra Formation,W Valles–San Luis Potosí, Mexico. *Paleontología Mexicana*, 5(1), 53-69.
- Omaña, L., Torres, J. R., López Doncel, R., Alencáster, G., & Lopez Caballero, I. (2014). A pithonellid bloom in the Cenomanian-Turonian boundary interval from Cerritos in the western Valles–San Luis Potosí platform, Mexico: Paleoenvironmental significance. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31(1).
- Orbigny, A. D. (1840). Mémoire sur les foraminifères de la Craie Blanche du Basin de Paris. *Mémoires de la Société Géologique de France*, 4, 1-51.
- Ostrovsky, A. N., Taylor, P. D., Dick, M. H., & Mawatari, S. F. (2008). Pre-Cenomanian cheilostome Bryozoa: current state of knowledge. *Origin and*

Evolution of Natural Diversity: Proceedings of the International Symposium, The Origin and Evolution of Natural Diversity, held from 1-5 October 2007 in Sapporo, Japan (pp. 69-74). 21st Century COE for Neo-Science of Natural History, Hokkaido University.

- Parente, M., Frijia, G., & Di Lucia, M. (2007). Carbon-isotope stratigraphy of Cenomanian–Turonian platform carbonates from the southern Apennines (Italy): a chemostratigraphic approach to the problem of correlation between shallow-water and deep-water successions. *Journal of the Geological Society*, 164(3), 609-620.
- Pascual, A., Higuera Ruiz, R., & Elorza, J. (2005). Variaciones microfaunísticas en el Cenomaniense superior a Turoniense superior de la Plataforma Norcastellana (área Puentedey-Santelices, Norte Burgos): respuesta morfológica de los inocerámidos. *Geogaceta*, 38, 107-110.
- Paul, C. R. C., Lamolda, M. A., Mitchell, S. F., Vaziri, M. R., Gorostidi, A., & Marshall, J. D. (1999). The Cenomanian–Turonian boundary at Eastbourne (Sussex, UK): a proposed European reference section. *Palaeogeography*, *Palaeoclimatology*, *Palaeoecology*, 150(1-2), 83-121.
- Pena dos Reis, R., Corrochano, A., & Armenteros, I. (1997). El paleokarst de Nazaré (Cretácico Superior de la Cuenca Lusitana, Portugal). *Geogaceta*, (22), 149-152.
- Pergens, E. (1889). Révision des Bryozoaires du Crétacé figurés par d'Orbigny.
- Petri, S., Coimbra, A. M., Amaral, G., Ojeda, H. O. Y., Fúlfaro, V. J., & Ponçano, W. L. (2018). Código brasileiro de nomenclatura estratigráfica. *Revista Brasileira de Geociências*, 16(4), 372-376.
- Pettijohn, F.J. (1963). *Rocas Sedimentarias*. Buenos Aires, Ed. Universitaria de Buenos Aires.
- Pichaco, B. C. (2002). Las sucesiones hemipelágicas del final del Cretácico e inicio del Paleógeno en el SE de la Placa Ibérica: Estratigrafía de eventos y evolución de la cuenca (Doctoral dissertation, Universidad Complutense de Madrid).
- Pinheiro, L., Wilson, R., Reis, R.P., Whitmarsh, R., Ribeiro, A. (1996). The western Iberia margin, a geophysical and geological overview. *Proc. Ocean Drilling Program Scientific Research* 149, 3-23.
- Pol, D., & Apesteguia, S. (2005). New Araripesuchus remains from the early late cretaceous (Cenomanian–Turonian) of Patagonia. *American Museum Novitates*, 1-38.

- Pozo Rodríguez, M., González Yélamos, J., & Giner Robles, J. (2004). *Geologia* práctica: introduccion al reconocimiento de materiales y analisis de mapas. Madrid, Pearson Educación.
- Pujalte, V., & Robles, S. (2008). Parasecuencias Transgresivo-Regresivas en un Cortejo Transgresivo: parte superior de la Fm Utrillas en Olleros de Pisuerga, Palencia. *Geogaceta*, (44), 187-190.
- Rahimpour-Bonab, H., Mehrabi, H., Enayati-Bidgoli, A. H., & Omidvar, M. (2012). Coupled imprints of tropical climate and recurring emergence on reservoir evolution of a mid Cretaceous carbonate ramp, Zagros Basin, southwest Iran. *Cretaceous Research*, 37, 15-34.
- Raith, M., Raase, P., & Reinhardt, J. (2012). *Guía para la microscopia de minerales en lámina delgada*. University of Bonn.
- Ramos, A., Cunha, P. P., & Gomes, A. (2009). Os traços geomorfológicos da área envolvente da Figueira da Foz e a evolução da paisagem durante o Pliocénico e o Plistocénico. *Publicações da Associação Portuguesa de Geomorfólogos*, 6, 9-16.
- Rasmussen, H. W. (1978). Articulata. Treatise on Invertebrate Paleontology, T. Echinodermata part T (pp. 813-1027). Kansas: The Geological Society of America.
- Rebelo, J. A. (1998). As cartas geológicas ao serviço do desenvolvimento. Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa.
- Rey, J., & Dinis, J. L. (2004). Shallow marine to fluvial interplay in the Lower Cretaceous of central Portugal: sedimentology, cycles and controls. *Cretaceous* and Cenozoic events in West Iberia margins, Field Trip Guidebook, 2, 5-35.
- Rey, J., Dinis, J.L., Callapez, P.M., Cunha, P.P. (2006). Da rotura continental à margem passiva. Composição e evolução do Cretácico de Portugal. *Cadernos de Geologia de Portugal*, INETI, Lisboa.
- Ribeiro, A., Antunes, M.T., Ferreira, P., Rocha, R.B., Ferreira Soares, A., Zbyszewsky,
 G., Almeida, F.M., Carvalho, D., Monteiro, J. (1979). *Introduction à la géologie* générale du Portugal. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa.
- Ribeiro, Carlos, (1867). *Memoria sobre o abastecimento de Lisboa com aguas de nascente e aguas de rio*. Lisboa. Commissão Geologica de Portugal. Typographia da Academia Real das Ciencias.
- Riding, R. (1991). Cambrian calcareous cyanobacteria and algae. *Calcareous algae and stromatolites* (pp. 305-334). Springer, Berlin, Heidelberg.

- Riding, R. (2004). Solenopora is a chaetetid sponge, not an alga. *Palaeontology*, 47(1), 117-122.
- Riding, R. (Ed.). (2012). *Calcareous algae and stromatolites*. Springer Science & Business Media.
- Robaszynski, F. (1982). Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine: stratigraphie, biozonations, sedimentologie.
- Rocha, R.B., Manuppella, G., Mouterde, R., Ruget, C., Zbyszewski, G. (1981). Carta Geológica de Portugal na escala 1.50 000. Notícia explicativa da folha 19 C Figueira da Foz. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa, 126 p.
- Rodríguez-López, J. P., Meléndez, N., Soria, A. R., & de Boer, P. L. (2009). Reinterpretación estratigráfica y sedimentológica de las formaciones Escucha y Utrillas de la Cordillera Ibérica. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 22(3-4), 163-219.
- Rodríguez-Tovar, F. J., Uchman, A., Martín-Algarra, A., & O'Dogherty, L. (2009). Nutrient spatial variation during intrabasinal upwelling at the Cenomanian– Turonian oceanic anoxic event in the westernmost Tethys: An ichnological and facies approach. *Sedimentary Geology*, 215(1-4), 83-93.
- Rosales, C., Bermúdez, J., & Aguilar, M. (1996). Microfades del Cretácico medio y superior de la Sierra de Chiapas (SE México). *Geogaceta*, (20), 195-197.
- Saber, S. G., Salama, Y. F., Scott, R. W., Abdel-Gawad, G. I., & Aly, M. F. (2009). Cenomanian–Turonian rudist assemblages and sequence stratigraphy on the North Sinai carbonate shelf, Egypt. *GeoArabia*, 14(4), 113-134.
- Sánchez Quiñónez, C. A., Alegret, L., Aguado, R., Delgado Huertas, A., Cruz Larrasoaña, J., Martín Algarra, A., & Molina, E. (2010). Foraminíferos del tránsito Cenomaniense-Turoniense en la sección de El Chorro, Cordillera Bética, sur de España. *Geogaceta*, (49): 23-26.
- Santos, V. D., Callapez, P. M., Castanera, D., Barroso-Barcenilla, F., Rodrigues, N. P. C., & Cupeto, C. A. (2015). Dinosaur tracks from the Early Cretaceous (Albian) of Parede (Cascais, Portugal): new contributions for the sauropod palaeobiology of the Iberian Peninsula. *Journal of Iberian Geology*, 41(1), 155.
- Sarı, B., & Özer, S. (2009). Upper Cretaceous rudist biostratigraphy of the Bey Dağları carbonate platform, western Taurides, SW Turkey. *Geobios*, 42(3), 359-380.
- Sari, B., Tasli, K., & Özer, S. (2009). Benthonic Foraminiferal Biostratigraphy of the Upper Cretaceous (Middle Cenomanian– Coniacian) Sequences of the Bey

Dağları Carbonate Platform, Western Taurides, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, 18(3), 393-425.

- Schlagintweit, F. (2010). New observations on Permocalculus gosaviensis Schlagintweit, 1991 (calcareous alga) from the Upper Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Gosau Group, Austria). *Studia UBB Geologia*, 55(2), 59-65.
- Schlagintweit, F., & Wilmsen, M. (2014). Calcareous algae (dasycladales, udoteaceae) from the Cenomanian Altamira Formation of northern Cantabria, Spain. Acta Palaeontologica Romaniae, 10(1-2), 15-24.
- Scholle, P. A., & Ulmer-Scholle, D. S. (2003). A Color Guide to the Petrography of Carbonate Rocks: Grains, Textures, Porosity, Diagenesis, AAPG Memoir, 77.
- Schulze, F. (2003). Growth and Crises of the Late Albian, Turonian Carbonate Platform, West Central Jordan: Integrated Stratigraphy and Environmental Changes. PhD Thesis.
- Schulze, F., Kuss, J., & Marzouk, A. (2005). Platform configuration, microfacies and cyclicities of the upper Albian to Turonian of west-central Jordan. *Facies*, 50 (34), 505-527.
- Segura, M., & Elorza, J. (2013). Presencia de ventifactos en las facies Utrillas (Tamajón-Sacedoncillo, borde Suroriental del Sistema Central, Guadalajara): aspectos morfológicos y procedencia. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 26(2), 47-63.
- Segura, M., Barroso-Barcenilla, F., Callapez, P.M., García-Hidalgo, J.F., Gil, J. (2014). Depositional Sequences and Cephalopod Assemblages in the upper Cenomanianlower Santonian of the Iberian Peninsula (Spain and Portugal). *Geologica Acta* 12, 19-27.
- Segura, M., García-Hidalgo, J.F., García, A., Ruiz, G., Carenas, B. (1999): El Cretácico de la zona de intersección del Sistema Central con la Cordillera Ibérica. *Libro homenaje a José Ramírez del Pozo*. Asociación de Geólogos y Geofísicos Españoles del Petróleo, Madrid: 129-139.
- Selley, R. (2000). Applied Sedimentology. San Diego, San Francisco, New York, Boston, London, Sydney, Tokyo: Academic Press.
- Shirazi, M. P. N., Jahromi, F. D., & Bahrami, M. (2013). Microfacies and Sedimentary Environments of the Fahliyan Formation from the Southwest of Iran (Shiraz, Zagros). Open Journal of Geology, 3(02), 49.

Simmons, M. D., Williams, C. L., & Hart, M. B. (1991). Sea-level changes across the Albian-Cenomanian boundary in south-west England. *Proceedings of the Ussher Society*, 7(4), 408-412.

Smith, A. B. (1984). Echinoid palaeobiology (Vol. 1). Taylor & Francis.

- Soares, A. F., Marqués, J. F., & Cunha, L. (1993). Depósitos cuaternários do baixo Mondego. *El Cuaternario en España y Portugal* (pp. 803-812). Instituto Tecnológico Geominero de España.
- Sokač, B. (2000). Salpingoporella donatae n. sp. (dasycladales) from Upper Cretaceous Limestone of the environs of Primosten (Dalmatia, Croatia). *Geologia Croatica*, 53(1), 199-207.
- Souza-Lima, W., & Manso, C. L. C. (2000). Os foséis da bacia de Sergipe-Alagoas. *Phoenix*, 2, 2.
- Steneck, R. S. (1983, December). Quantifying herbivory on coral reefs: just scratching the surface and still biting off more than we can chew. *Symp Ser Undersea Res* (Vol. 1, pp. 103-111).
- Taylor, P. D., & Gordon, D. P. (2002). Alcide d'Orbigny's work on Recent and fossil bryozoans. *Comptes Rendus Palevol*, 1(7), 533-547.
- Taylor, P. D., & Martha, S. O. (2017). Cenomanian cheilostome bryozoans from Devon, England. Annales de Paléontologie (Vol. 103, No. 1, pp. 19-31). Elsevier Masson.
- Thorson, G. (1957). Bottom communities (sublittoral or shallow shelf). *Treatise on marine ecology and paleoecology*, 1, 461-534.
- Thurow, J., Moullade, M., Brumsack, H. J., Masure, E., Taugourdeau-Lantz, J., & Dunham, K. (1988, December). The Cenomanian/Turonian boundary event (CTBE) at Hole 641A, ODP Leg 103 (compared with the CTBE interval at Site 398). Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results (Vol. 103, pp. 587-634).
- Tsikos, H. et al. (2005). Carbon-isotope stratigraphy recorded by the Cenomanian– Turonian Oceanic Anoxic Event: correlation and implications based on three key localities. *Journal of the Geological Society*, 162(3): 576-576.
- Tucker, M. E. (1982). The field description of sedimentary rocks. *Geological Society of London handbook series*.
- Tucker, M. E. (2003). Sedimentary rocks in the field. John Wiley & Sons.
- Vega, F. J., Nyborg, T., Rojas-Briceño, A., Patarroyo, P., Luque, J., Múzquiz, H. P., & Stinnesbeck, W. (2007). Upper Cretaceous Crustacea from Mexico and Colombia:

similar faunas and environments during Turonian times. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 403-422.

- Vera Torres, J.A. (1994). Estratigrafía: Principios y Métodos. Madrid, Editorial Rueda.
- Vilas, L., Mas, R., García, A., Arias, C., Alonso, A., Meléndez, N., & Rincón, R. (1982). Ibérica suroccidental. *El Cretácico de España*, 457-508.
- Wilson, J. L. (1975). Carbonate facies in geologic history. Springer Science & Business Media. Berlin-Heidelberg, Springer-Verlag.
- Wilson, R.C.L. (1979). A reconnaissance study of Upper Jurassic sediments of the Lusitanian Basin. *Ciências da Terra* 5, 53-84.
- Wilson, R.C.L. (1988). Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. Revista de la Sociedad Geológica de España 1, 393-407.
- Wilson, R.C.L., Hiscott, R., Willis, M., Gradstein, F. (1989). The Lusitanian Basin of west central Portugal, Mesozoic and Tertiary tectonic, stratigraphic and subsidence history. *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. AAPG Memoir 46, 341-361.
- Wray, J. L. (1998). Calcareous algae. Introduction to marine Micropaleontology (pp. 171-187). Elsevier Science BV.
- Wright, V. P. (1992). A revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, 76(3-4), 177-185.
- Yazykova, E. A., Peryt, D., Zonova, T. D., & Kasintzova, L. I. (2004). The Cenomanian/Turonian boundary in Sakhalin, Far East Russia: ammonites, inoceramids, foraminifera, and radiolarians. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 47(2), 291-320.
- Yilmaz, İ. Ö. (2000). Taxonomic and Paelogeographic Approaches to the Dasyclad Algae in the Upper Jurassic (Kimmeridgian)-Upper Cretaceous (Cenomanian) Peritidal Carbonates of the Fele (Yassıbel) Area (Western Taurides, Turkey). *Turkish Journal of Earth Sciences*, 8(2-3), 81-102.
- Zabala, R. S. (1992). Los Ammonoideos del Cenomaniense superior al Santoniense de la plataforma Nord-Castellana y la Cuenca Navarro-Cántabra. Parte I. Bioestratigrafía y Sistemática: Phylloceratina. Ammonitina (Desmocerataceae y Hoplitaceae) y Ancyloceratina. *Treballs del Museu de Geologia de Barcelona*, 2, 171-268.

Sitios web consultados y fecha de la última consulta:

- <u>https://www.britannica.com/science/Cenomanian-Stage</u> Consultada el 02/04/2017.
- <u>https://www.olympus-ims.com/es/microscope/bx51p/</u> Consultada el 07/12/2017.
 <u>http://www.lneg.pt/CienciaParaTodos/edicoes_online/biografias/</u> Consultada el 20/05/2017.
- <u>http://www.lneg.pt/CienciaParaTodos/edicoes_online/biografias/paul_choffat</u>
 Consultada el 20/05/2017.
- <u>https://www.ugr.es/~agcasco/msecgeol/secciones/petro/pet_sed.htm</u>
 Consultada el 17/01/2018.
- <u>http://www.sepmstrata.org/page.aspx?pageid=89</u> Consultada el 05/12/2017.