

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**Bioestratigrafia de Nanofósseis e Estratigrafia
Química do Pliensbaquiano-Toarciano Inferior
(Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia
Lusitânica, Portugal)**

LUIZ CARLOS VEIGA DE OLIVEIRA

Orientadora - Dr^a. Valesca Brasil Lemos, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Co-orientador - Dr. Luis Vitor Duarte, Universidade de Coimbra, Portugal

BANCA EXAMINADORA

Dr. Farid Chemale Jr. – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Luiz Padilha de Quadros – Fundação Gorceix

Dr. René Rodrigues – Faculdade de Geologia, Universidade estadual do Rio de Janeiro

**Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do
Título de Doutor em Ciências.**

Volume 1

Porto Alegre - 2007

Oliveira, Luiz Carlos Veiga de

Bioestratigrafia de Nanofósseis e Estratigrafia Química do Pliensbaquiano-Toarciano Inferior (Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal)./ Luiz Carlos Veiga de Oliveira. – Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2007.

[2 V.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2007.

1. Micropaleontologia. 2. Bioestratigrafia. 3. Nanofósseis. 4. Estratigrafia Química. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun CRB 10/1113

A Petrobras, a UFRGS e a todos os amigos, colegas, companheiros, conhecidos e parentes que, muito ou pouco, de forma direta ou indireta, ajudaram-me ou apoiaram-me nesta jornada, agradeço e dedico este trabalho.

ÍNDICE

VOLUME 1

Resumo	<i>i</i>
Abstract	<i>ii</i>
Listagem das figuras	<i>iii</i>
Listagem das tabelas	<i>x</i>
APRESENTAÇÃO	1
CAPÍTULO I - INTRODUÇÃO	6
<u>1.OBJETIVOS</u>	7
<u>2. ESTADO DA ARTE</u>	8
2.1. O Período Jurássico	10
2.1.1. Histórico	10
2.1.2. Unidades Estratigráficas	10
a) O Jurássico Inferior	11
2.1.3. Paleogeografia e Paleoclima	12
2.1.4. Principais Grupos Fósseis e Zoneamentos	15
a) Algas bentônicas	15
b) Algas planctônicas	15
c) Protoctistas	15
d) Esponjas	16
e) Corais e Briozoários	16
f) Braquiópodes	16
g) Moluscos	16
h) Crustáceos	17
i) Equinodermas	17
j) Vertebrados	17
k) Flora continental	18
2.2. Jurássico da Bacia Lusitânica	19
2.2.1. Gênese e Tectônica da Bacia Lusitânica	19
a) Relação entre a Bacia Lusitânica e outras bacias do Atlântico Norte durante o Mesozóico	21
2.2.2. Seqüências sedimentares mesozóicas	25
a) Seqüência Triássico superior – Caloviano	26
b) Seqüência Oxfordiano médio – Berriasiano inferior	29
c) Seqüências Valanginiano – Aptiano inferior e Aptiano superior – Turoniano	31
d) Atividade magmática	32
e) Relação entre as falhas e a tectônica salífera	34
2.2.3. O Jurássico Inferior de Peniche	37
a) Unidades Litoestratigráficas	40

b) Unidades Bioestratigráficas	52
2.3. Estratigrafia Química	60
2.3.1 Carbono Orgânico Total (COT)	61
a) Níveis enriquecidos em matéria orgânica do Jurássico inferior	61
<u>Limite Triássico – Jurássico</u>	61
<u>Sinemuriano</u>	61
<u>Toarciano</u>	61
2.3.2. Elementos químicos maiores, menores e traços	64
a) Estratigrafia química com base em elementos no Jurássico inferior	66
2.3.3. Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio	67
a) Isótopos de Oxigênio	67
b) Isótopos de Carbono	68
c) Isótopos de Oxigênio e Carbono no Jurássico Inferior	68
2.3.4. Isótopos de Estrôncio	70
a) Isótopos de Estrôncio no Jurássico Inferior	71
2.3.5. Identificação da alteração diagenética	72
2.4. Nanofósseis Calcários do Jurássico Inferior	74
2.4.1. Introdução	74
2.4.2. Sucessão dos nanofósseis calcários durante o Triássico e o Jurássico	77
2.4.3. Considerações sobre linhagens evolutivas durante o Jurássico Inferior	83
a) Linhagem evolutiva da família Calyculaceae	84
b) Linhagem evolutiva da família Watznaueriaceae	85
c) Linhagem evolutiva da família Biscutaceae	86
2.4.4. Biogeografia e provincialismo dos nanofósseis durante o Jurássico	88
2.4.5. Zoneamentos de nanofósseis para o Jurássico	90
<u>3. MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO</u>	96
3.1. Nanofósseis calcários	96
3.2. Isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono	96
3.3. Isótopos de Estrôncio	98
3.4. Elementos químicos maiores e menores	99
3.5. Carbono Orgânico Total (COT) e Resíduo Insolúvel (RI)	99
3.6. Pirólise “Rock-Eval”	100
3.7. Biomarcadores	101
<u>4. BIBLIOGRAFIA DO CAPÍTULO I</u>	102

CAPÍTULO II - SUMÁRIO INTEGRADOR	117
<u>1. BIOESTRATIGRAFIA DE NANOFÓSSEIS</u>	118
1.1. Trabalhos anteriores	118
1.2. Resultados obtidos	118
1.2.1. Bioeventos	120
a) Eventos principais	120
Primeira ocorrência de <i>Crepidolithus crassus</i>	120
Primeira ocorrência de <i>Similiscutum cruciulus</i>	120
Última ocorrência de <i>Parhabdolithus robustus</i>	121
Primeira ocorrência de <i>Lotharingius hauffii</i>	121
Primeira ocorrência de <i>Crepidolithus impontus</i>	121
Primeira ocorrência de <i>Carinolithus superbus</i>	121
b) Eventos secundários	121
Primeiras ocorrências de <i>Biscutum finchii</i> e <i>Biscutum grande</i>	121
Primeira ocorrência de <i>Lotharingius frodoi</i>	121
Primeira ocorrência de <i>Lotharingius sigillatus</i>	122
Primeira ocorrência comum de <i>Calyculus</i> spp.	122
Primeira ocorrência de <i>Carinolithus</i> spp.	122
Últimas ocorrências de <i>Calcivascularis jansae</i> e <i>Biscutum grande</i>	122
1.2.2. Biozonas	122
Zona <i>Crepidolithus crassus</i> (NJ3)	123
Zona <i>Similiscutum cruciulus</i> (NJ4)	123
Subzona <i>Crepidolithus plienbaschensis</i> (NJ4a)	124
Subzona <i>Crepidolithus granulatus</i> (NJ4b)	124
Zona <i>Lotharingius hauffii</i> (NJ5)	125
Subzona <i>Biscutum finchii</i> (NJ5a)	125
Subzona <i>Crepidolithus impontus</i> (NJ5b)	126
Zona <i>Carinolithus superbus</i> (NJ6)	126
<u>2. ESTRATIGRAFIA QUÍMICA DO PLIENSBAQUIANO – TOARCIANO INFERIOR DE PENICHE</u>	128
2.1. Isótopos de Estrôncio	129
2.2. Isótopos de Oxigênio e Carbono	131
2.2.1. Paleotemperatura <i>versus</i> salinidade	134
2.3. Elementos químicos	139
<u>3. CONSIDERAÇÕES FINAIS</u>	155
<u>4. BIBLIOGRAFIA DO CAPÍTULO II</u>	157

CAPÍTULO III - ARTIGOS.....161

Artigo 1 – Avaliação do Potencial Gerador de Petróleo e Interpretação Paleoambiental com Base em Biomarcadores e Isótopos Estáveis do Carbono da Seção Pliensbaquiano –Toarciano inferior (Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, René Rodrigues, Luis Vitor Duarte e Valesca Brasil Lemos. BOLETIM DE GEOCIÊNCIAS DA PETROBRAS.....163

Artigo 2 – Estratigrafia Química (COT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) e nanofósseis calcários na passagem Pliensbaquiano–Toarciano no perfil de Peniche (Portugal). Resultados preliminares. Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Luis Vitor Duarte, Nicola Perilli, René Rodrigues e Valesca B. Lemos. REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS.....196

Artigo 3 – Calcareous nannofossils and palynomorphs from Pliensbachian-Toarcian Boundary in Peniche (Lusitanian Basin, Portugal). Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Rodolfo Dino, Luis Vitor Duarte e Nicola Perilli. REVISTA BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA.....216

VOLUME 2

ANEXOS

A – Resumos, resumos expandidos e artigos relacionados com o tema da tese.

1. Calcareous nannofossil assemblages around the Pliensbachian / Toarcian Stage Boundary in the reference section of Peniche (Portugal). Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Nicola Perilli e Luis Vitor Duarte. **THE PENICHE SECTION (PORTUGAL), CANDIDATE TO THE TOARCIAN GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP)**, Peniche (Portugal), junho de 2005.....237

2. Chemostratigraphy (TOC, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) around the Pliensbachian – Toarcian Boundary in the reference section of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal). Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Luis Vitor Duarte e Rene Rodrigues. **THE PENICHE SECTION (PORTUGAL), CANDIDATE TO THE TOARCIAN GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP)**, Peniche (Portugal), junho de 2005.....243

3. Estratigrafia química (COT, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) na passagem Pliensbaquiano – Toarciano no perfil de Peniche (Portugal). Resultados preliminares. Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Luis Vitor Duarte e Rene Rodrigues. **VIII CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA**, Universidade de Aveiro (Portugal), julho de 2005.....248

4. Avaliação preliminar das variações do carbono orgânico total nos sedimentos margosos do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). Autores: Luis Vitor Duarte, René Rodrigues, Luiz Carlos Veiga de Oliveira e Francisco Silva. **VIII CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA**, Universidade de Aveiro (Portugal), julho de 2005.....252

5. Caracterização do limite Pliensbaquiano – Toarciano em Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal) com base em nanofósseis calcários e palinologia. Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Luis Vitor Duarte, Rodolfo Dino e Nicola Perilli. **XIX CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA**, Aracaju, Agosto de 2005.....256

6. A Formação de Vale das Fontes no Sector Norte da Bacia Lusitânica (Portugal): Caracterização e Avaliação Preliminar da Distribuição do Carbono Orgânico Total. Autores: Francisco Silva, Luis Vitor Duarte, Luiz Carlos Veiga Oliveira, Maria Jose Comas-Rengifo & Rene Rodrigues. **VII Congresso Nacional de Geologia**. Julho de 2006. Pólo de Estremoz da Universidade de Évora (Portugal)..... 257

7. Calcareous nannofossils biostratigraphy and oxygen isotope composition of belemnites: Pliensbachian – lowermost Toarcian of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal). Autores: Luiz Carlos V. Oliveira, Luís V. Duarte, René Rodrigues e Nicola Perilli. **7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM**. Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....261

8. Pliensbachian - lowermost Toarcian chemostratigraphy (elemental and TOC) of the Peniche section (Lusitanian Basin, Portugal). Autores: Luiz Carlos V. Oliveira, Luís V. Duarte, René Rodrigues. **7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM**. Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....262

9. Pliensbachian calcareous nannofossil zones vs ammonite zones along the western and northern margins of the Iberian Massif and biostratigraphical potential of nanbiohorizons. Autores: Nicola Perilli, Luiz Carlos V. Oliveira, Maria José Comas-Rengifo e Luís V. Duarte. **7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM**. Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....264

10. Lower Toarcian organic-rich sediments from the Tuscan Succession (Northern Apennines, Italy). Autores: Nicola Perilli, Luiz Carlos V. Oliveira, René Rodrigues e Rita Catanzariti. **7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM**. Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....265

11. Apparent sea-level change at times of extraordinary sediment supply: integrated facies analysis and chemostratigraphy of Early Toarcian Oceanic Anoxic Event, Peniche, Portugal. Autores: Stephen P. Hesselbo, Hugh C. Jenkys, Luis Vitor Duarte, e Luiz Carlos Veiga de Oliveira. **7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM**. Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....266

12. Sequence stratigraphy during times of extraordinary sediment supply in the Jurassic – formation of a pseudo-sequence boundary during the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event? Autores: Stephen P. Hesselbo, Hugh C. Jenkys, Luis Vitor Duarte, e Luiz Carlos Veiga de Oliveira. SEA LEVEL CHANGES: Records, Processes, and Modeling. Aix-en-Provence e Giens (França), Setembro de 2006.....	267
13. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). Autores. Stephen P. Hesselbo, Hugh C. Jenkyns, Luis V. Duarte, Luiz C. V. Oliveira. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS , V. 253, 455-470, publicado em janeiro de 2007.....	268
B – Espessura das camadas descritas.....	290
C – Amostras de rocha coletadas.....	301
D - Distribuição dos nanofósseis por amostras.....	308
E – Lista de nanofósseis por amostra.....	309
F – Valores das análises isotópicas de oxigênio e carbono em rocha total.....	323
G - Valores das análises isotópicas de oxigênio e carbono em belemnites.....	327
H - Valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em belemnites da seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.....	330
I - Distribuição dos elementos maiores em rocha total.....	332
J – Distribuição dos elementos menores em rocha total.....	336
L – Distribuição dos elementos obtidos nos belemnites.....	340
M – Resultados das análises de Carbono Orgânico Total (COT) e Resíduo Insolúvel (RI).....	342
N – Resultados de COT (Carbono Orgânico Total) e pirólise "Rock-Eval" nas amostras com COT superior a 0,6% na seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.....	347
O – Resultados de biomarcadores em amostras selecionadas na seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.....	348
P - Estampas dos principais nanofósseis observados.....	349
Q - Valores da relação de Fe_2O_3, Sr, MgO e MnO com TiO_2 na seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.....	353

RESUMO

A Bacia Lusitânica (Portugal) localizada na borda oeste da Placa Ibérica, pertence a um conjunto de bacias oceânicas marginais atlânticas cuja formação se iniciou durante a fase rifte do final do Triássico. A sua orientação é NE-SW com cerca de 300 km de comprimento e 150 km de largura. O Jurássico Inferior é bem representado na bacia, principalmente em Peniche, que apresenta afloramentos de rochas carbonáticas com deposição contínua entre o Sinemuriano e o Toarciano. Este estudo tratou da bioestratigrafia dos nanofósseis e da estratigrafia química da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche.

Seis biozonas de nanofósseis foram identificadas, com base no zoneamento proposto para o NW da Europa, e correlacionadas com as zonas de amonites: NJ3 (Pliensbaquiano inferior; zona de amonites *jamesoni*), NJ4a (Pliensbaquiano inferior a superior; zonas *jamesoni*, *ibex*, *davoei* e *margaritatus*), NJ4b (Pliensbaquiano superior; zonas *margaritatus* e *spinatum*), NJ5a (Pliensbaquiano superior; zona *spinatum*), NJ5b (Pliensbaquiano superior – Toarciano inferior; zonas *spinatum*, *polymorphum* e *levisoni*) e NJ6 (Toarciano inferior; zona *levisoni*). Também foram registrados eventos bioestratigráficos secundários que podem ser utilizados para refinar o arcabouço existente: As primeiras ocorrências (PO) de *Biscutum grande* e *B. finchii* foram encontradas na parte superior da biozona NJ4a; a PO de *Lotharingius frodoii* foi identificada no mesmo nível estratigráfico da PO de *L. hauffii*; a PO de *L. sigillatus* foi encontrada na parte superior da biozona NJ5a; A primeira ocorrência comum de *Calyculus* spp. foi reconhecida na base da biozona NJ5b, próxima do limite Pliensbaquiano – Toarciano; a PO de *Carinolithus* spp. e as extinções de *Calcivascularis jansae* e *B. grande* foram identificadas na biozona NJ5b.

Para a estratigrafia química utilizaram-se os resultados das análises de carbono orgânico total (COT), pirólise “Rock-Eval”, biomarcadores, isótopos estáveis de oxigênio e carbono, elementos maiores e menores, realizados em rocha total. Análises de isótopos de oxigênio, carbono e estrôncio também foram realizadas em fósseis de belemnites. Em relação à geração de petróleo, o Membro Margo-calcários com níveis betuminosos apresenta o maior potencial: COT alcançando até 14,95%, S₂ maior que 10mg de HC/g rocha, IH superior a 200mg de HC/g COT e querogênio do tipo II em diferentes estágios de preservação. A curva dos valores de estrôncio apresenta decréscimo contínuo entre o Pliensbaquiano inferior e o limite Pliensbaquiano – Toarciano, voltando a crescer no Toarciano inferior. Na base da seção os valores estão em torno de 0,7074, alcançando 0,70706 próximo a base do Toarciano. O valor obtido no belemnite coletado no nível estratigraficamente mais elevado foi de 0,70722. As curvas de isótopos de oxigênio e carbono construídas com base em rocha total e belemnites, apresentaram padrões de comportamentos similares, apesar dos valores absolutos serem diferentes. Os valores de isótopos de oxigênio obtidos em belemnites foram usados para calcular as paleotemperaturas da água do mar. Contudo, a presença do biomarcador gamacerano indica ambiente hipersalino. Assim, os aumentos dos valores isotópicos de oxigênio foram parcialmente causados por aumentos na salinidade e não pela variação de temperatura. As mais relevantes variações nas curvas de elementos maiores e menores apresentaram correlações com as unidades litoestratigráficas, correspondendo a mudanças de fontes e ambientais. Com base em coeficientes de correlação (Pearson) os influxos detríticos, biogênicos e carbonáticos foram investigados. Os coeficientes de correlação de cada unidade litoestratigráfica são diferentes para os calculados para toda a seção, indicando que o fluxo de alguns elementos variou durante o Pliensbaquiano – Toarciano de Peniche.

ABSTRACT

The Lusitanian Basin (Portugal), located on the western margin of the Iberian Plate belongs to a group of Atlantic Ocean marginal basins which began their formation during the rift phase at the Upper Triassic. It has a NE-SW orientation and is almost 300km in length and 150km wide. The Lower Jurassic is particularly well represented in this basin and the Peniche region is one of the most important sections, due to the occurrence of a continuous series of carbonates deposited between Sinemurian to Toarcian. The present study included calcareous nannofossil biostratigraphy and chemostratigraphy, in the Pliensbachian – lower Toarcian section of Peniche.

Six nannofossil biozones were identified based on proposed NW Europe scheme and correlated with ammonite zones: NJ3 (lower Pliensbachian; *jamesoni* ammonite zone), NJ4a (lower to upper Pliensbachian; *jamesoni*, *ibex*, *davoei* and *margaritatus* zones), NJ4b (upper Pliensbachian; *margaritatus* and *spinatum* zones), NJ5a (upper Pliensbachian; *spinatum* zone), NJ5b (upper Pliensbachian – lower Toarcian; *spinatum*, *polymorphum* and *levisoni* zones) and NJ6 (lower Toarcian; *levisoni* zone). Additionally, the secondary biostratigraphic events were registered which will be useful to refine the nannofossils biozonation: the first occurrences (FO) of *Biscutum grande* and *B. finchii* were found in the upper part of the NJ4a biozone; the FO of *Lotharingius frodoi* was identified at the same stratigraphical level as FO of *L. hauffii*; the FO of *L. sigillatus* was found in the upper part of the NJ5a biozone; the first common occurrence of *Calyculus* spp. was recognized in the NJ5b base, near the Pliensbachian – Toarcian boundary; the FO of *Carinolithus* spp. and the extinction levels of *Calcivascularis jansae* and *B. grande* was identified within NJ5b.

Chemostratigraphy analyses were based on total organic carbon (TOC), “Rock-Eval” pyrolysis, biomarkers, carbon and oxygen isotopes, minor and major elements, on the whole rock sample. Also, belemnite fossils were analyzed in terms of carbon, oxygen and strontium isotopes. In relation to hydrocarbon generation, the Marls and limestones with bituminous facies Member presented the highest potential: TOC reaching a maximum of 14.95%, S₂ higher than 10 mg of HC/g rock, HI over 200 mg of HC/g TOC and the kerogen is mainly type II, in different stages of preservation. The strontium isotopes profile shows a continued decrease in value from lower Pliensbachian until Pliensbachian-Toarcian boundary, increasing again in the lower Toarcian. In the base of the section the values are around 0.7074 and reach 0.70706 near the Toarcian base. The belemnite fossil sampled from the highest stratigraphic level studied, presented a value of 0.70722. Oxygen and carbon isotopic profiles, built based on whole rock and belemnites, show similar behavior patterns but not the same absolute values. The belemnite oxygen isotope values were used to calculate the sea paleotemperatures. However, the presence of the gammacerane biomarker indicated a hypersaline environment. This suggests that the increase in the oxygen isotope values was partially due to an increase in the salinity and not only a variation in the temperature. The most relevant variations in the minor and major element profiles show correlation with the lithostratigraphic units, corresponding to source and environmental changes. Applying Pearson's correlation coefficients, the detrital, biogenic and carbonate influx were investigated. The Pearson's correlation coefficients for the individual lithostratigraphic units and the whole section were different, suggesting that the flux of some elements varied during the Pliensbachian – lower Toarcian of Peniche.

LISTAGEM DAS FIGURAS

<u>Figura 1</u> – Detalhe do mapa geológico da região de Peniche (Folha 26C da Carta Geológica de Portugal, França <i>et al.</i> 1960).....	9
<u>Figura 2</u> - A evolução dos continentes durante o Jurássico e suas províncias faunísticas. (A) Hetangiano-Eopliensbaquiano; (B) Neopliensbaquiano-Toarciano; (C) Aaleniano-Eobajociano; (D) Neobajociano-parte inicial do Eocaloviano; (E) parte final do Eocaloviano-Kimmeridgiano; (F) Titoniano-Valanginiano. As províncias de amonites são: <u>Região do Tétis</u> - M, Mediterrâneo; NW, Noroeste da Europa; SM, Submediterrâneo; H, Himalaia; E, Etiópia; IM, Indo-Malgach; SG, Sula-Nova Guiné; C, Cuba; WP, Pacífico Oeste. <u>Região do Pacífico Leste (Neobajociano – Batoniano) ou Tétis</u> – At, Athabasca; Na, Andes. <u>Região Boreal</u> –A, Ártico; SB, Sub-Boreal; WE, Europa Oeste; EE, Europa Leste; B, Bering (Page, 2004).....	13
<u>Figura 3</u> – Mapas de paleoclimas do Jurássico (Scotese, 2001).....	14
<u>Figura 4</u> - Mapa geológico simplificado de Portugal: A) Principais estruturas da Bacia Lusitânica e sua compartimentação interna. Em vermelho estão representadas as principais falhas delimitadoras da Bacia Lusitânica e em preto as falhas que dividem os setores da Bacia Lusitânica; B) Mapa de localização de Portugal (Silva, 2003).....	19
<u>Figura 5</u> - Sumário estratigráfico regional da Bacia Lusitânica (Baseado em GPEP, 1986) com indicações das 4 fases tectônicas (Rasmussen <i>et al.</i> , 1998).....	21
<u>Figura 6</u> - Localização das principais bacias sedimentares durante o Jurássico e Eocretáceo no Atlântico Norte e Central (Hiscott <i>et al.</i> , 1990).....	22
<u>Figura 7</u> - Principais elementos fisiográficos do rifte do Atlântico Norte com indicação das idades das separações continentais (Hiscott <i>et al.</i> , 1990).....	22
<u>Figura 8</u> - Sumário dos principais eventos e elementos estratigráficos compartilhados pelas bacias Mesozóicas do Atlântico Norte. JDA= B. Joana D’Arc; LUS= B. Lusitânica; CANT= B. Cantábrica; S/C= B. Soria/Cameros; AST= B. Astúrias; AQU= B. Aquitaine (Parentis); CSEA= Mar Céltico; FAST= Fastnet. (Modificado de Hiscott <i>et al.</i> , 1990).....	23
<u>Figura 9</u> - Taxas de subsidência aparente de 5 bacias rifte do Mesozóico da Europa. Valores positivos indicam subsidência tectônica. Valores negativos (em preto) indicam elevação. Episódios rifte são indicados como R1, R2 e R3. Eventos de separação estão assinalados como B2 e B3 (Hiscott <i>et al.</i> , 1990).....	24
<u>Figura 10</u> - Taxas de subsidência aparente de 3 localidades na bacia canadense de Joana D’arc. Valores positivos indicam subsidência tectônica. Valores negativos (em preto) indicam elevação. O episódio rifte está indicado como R2. Eventos de separação estão assinalados como B1, B2, B3, B4 e B5 (Hiscott <i>et al.</i> , 1990).	24
<u>Figura 11</u> - Principais fases de abertura do Atlântico Norte e Central nas proximidades da Península Ibérica (Wilson <i>et al.</i> , 1989).....	25
<u>Figura 12</u> - Carta estratigráfica da Bacia Lusitânica (Modificado de Kullberg, 2000)..	26

<u>Figura 13</u> - Correlação das unidades litoestratigráficas de diversos autores para o Triássico e o início do Jurássico da Bacia Lusitânica (Azerêdo <i>et al.</i> , 2003).....	27
<u>Figura 14</u> - Síntese litoestratigráfica proposta por Azerêdo <i>et al.</i> (2003) para o Jurássico Médio e Inferior da Bacia Lusitânica e da sub-Bacia de Santiago do Cacém.....	28
<u>Figura 15</u> - Seções esquemáticas mostrando como ambientes tectônicos distintos propiciaram a formação de diferentes tipos de carbonatos no Meso-oxfordiano (Formação Cabaços) e Neoxfordiano (Formação Montejunto). O início do rifte no Kimeridgiano aprofunda a bacia criando novas deposições carbonáticas (Wilson, 1988).....	30
<u>Figura 16</u> - Áreas de ocorrência das rochas ígneas mesozóicas na Bacia Lusitânica. SAML= Lineamento Serra D'aire – Montejunto ; Naz. F= Falha de Nazaré (Pinheiro <i>et al.</i> , 1996).....	33
<u>Figura 17</u> - Reconstrução esquemática de seções na Bacia Lusitânica ilustrando a relação entre as falhas e a movimentação do sal (Rasmussen <i>et al.</i> , 1998).....	35
<u>Figura 18</u> - Seções em tempo e profundidade, combinando dados offshore e onshore de áreas próximas a Nazaré. Sedimentos do Neosinemuriano e Caloviano espessam-se a leste de Nazaré (Rasmussen <i>et al.</i> , 1998).....	36
<u>Figura 19</u> - Modelagem física de estruturas de sal (Withjack & Callaway, 2000 <i>apud</i> Alves <i>et al.</i> , 2002) e suas correlações com seções da área norte da Bacia Lusitânica....	36
<u>Figura 20</u> - Mapa de localização da Península de Peniche, localizada na costa oeste portuguesa a 100 km a Norte de Lisboa e a 200 km ao sul de Coimbra.....	37
<u>Figura 21</u> - Vista aérea da Península de Peniche. Os afloramentos estudados estão entre a Ponta da Papôa e a Ponta do Trovão, localizados entre as setas vermelhas (Aeroguaia do litoral de Portugal, 2002).....	38
<u>Figura 22</u> - Detalhe do mapa topográfico de Peniche. No destaque, a área de estudo. (Escala 1:25.000, Serviços Cartográficos do Exército de Portugal).....	39
<u>Figura 23</u> – Unidades Litoestratigráficas propostas por Duarte & Soares (2002) para o Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica.....	40
<u>Figura 24</u> - Perfil esquemático das Fms. Coimbra, Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemedo e Cabo Carvoeiro na região de Peniche. MP- Mb. Polvoeira, MPPL – Membro da Praia da Pedra Lisa, MCUP- Margas e calcários com <i>Uptonia</i> e <i>Pentacrinus</i> , MCG – Margas e calcários grumosos, MCNB – Margo-calcários com níveis betuminosos, CC1 a CC5 – Cabo Carvoeiro de 1 a 5. (Duarte & Soares, 2002).....	41
<u>Figura 25</u> - Vista geral da ponta da Papôa (face oeste), brecha vulcânica e do Portinho da Areia.....	42
<u>Figura 26</u> - Limite entre as formações Coimbra (parte inferior da foto) e Água de Madeiros.....	42
<u>Figura 27</u> - Detalhe do limite entre as formações Coimbra e Água de Madeiros.....	43
<u>Figura 28</u> - Detalhe do limite entre as formações Água de Madeiros (parte inferior da foto) e Vale das Fontes.....	44
<u>Figura 29</u> - Detalhe de belemnites e crinóides no Mb. Margas e calcários com <i>Uptonia</i> e <i>Pentacrinus</i>	44

<u>Figura 30</u> - Vista geral dos calcários grumosos (lumpy limestones) da Fm. Vale das Fontes.....	45
<u>Figura 31</u> - Detalhe dos calcários grumosos.....	45
<u>Figura 32</u> - Detalhe dos calcários grumosos.....	46
<u>Figura 33</u> - Camadas calcárias margosas (cor cinza), intercalada com margas laminadas betuminosas e ferruginosas. Membro Margo-calcário com níveis betuminosos da Fm. Vale das Fontes.....	46
<u>Figura 34</u> - Detalhe da marga laminada ferruginosa-betuminosa da foto anterior, com 3 centímetros de espessura. Destaque para os nódulos de pirita de cor castanha.....	47
<u>Figura 35</u> - Vista geral da seção-tipo da Fm. Lemedede. Ao fundo a ponta do Trovão.....	47
<u>Figura 36</u> - Belemnites em calcários da Fm. Lemedede.....	48
<u>Figura 37</u> - Camada com amonites e belemnites da Fm. Lemedede.....	48
<u>Figura 38</u> - Limite entre as Fm. Lemedede e Cabo Carvoeiro. O martelo (cabo azul) está em calcários da Fm. Lemedede e a ponteira vermelha está posicionado em margas da Fm. Cabo Carvoeiro. A passagem Pliensbaquiano – Toarciano posiciona-se entre a camada indicada pelo martelo e a camada calcária subjacente.....	49
<u>Figura 39</u> - Vista geral dos estratos do Mb. Cabo Carvoeiro 1, praia do Abalo.....	50
<u>Figura 40</u> - Detalhe de camada detrítica na base do Mb. Cabo Carvoeiro 2.....	50
<u>Figura 41</u> - Detalhe de nível de matéria orgânica na Fm. Cabo Carvoeiro (Membro Cabo Carvoeiro 2).....	51
<u>Figura 42</u> - Vista geral da Fm. Cabo Carvoeiro na praia do Abalo, a partir da ponta do Trovão. Em primeiro plano, camadas do Mb. Cabo Carvoeiro 3.....	51
<u>Figura 43</u> - Vista geral para a Baixa do Outeiro evidenciando as camadas do Mb. Cabo Carvoeiro 4.	52
<u>Figura 44</u> - Evolução dos zoneamentos de amonites para o Pliensbaquiano do NW da Europa, entre 1856 e 1985 (Phelps, 1985).....	53
<u>Figura 45</u> - Biozonas de amonites para a seção de Peniche, de acordo com os dados de Mousterde (1955). Foram mantidas as espessuras e as denominações originais do autor.....	54
<u>Figura 46</u> - Zoneamento de amonites para o Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (modificado de Rocha <i>et al.</i> , 1996).....	55
<u>Figura 47</u> - Distribuição e abundância dos nanofósseis calcários descritos por Hamilton (1979) na seção de Peniche.....	56
<u>Figura 48</u> - Sucessão bioestratigráfica de nanofósseis para a Bacia Lusitânica, segundo Bergen (in Kaenel <i>et al.</i> , 1996). Em algumas publicações este zoneamento é indicado como em preparação (modificado de Bown & Cooper, 1998).....	57
<u>Figura 49</u> - Biozonas de nanofósseis calcários do Toarciano da Bacia Lusitânica e correlação com as zonas de amonites (Modificado de Perilli & Duarte, 2003).....	58

<u>Figura 50</u> - Distribuição dos amonites através da passagem Pliensbaquiano – Toarciano na localidade da Ponta do Trovão, Peniche (Elmi <i>et al.</i> , 2005).....	59
<u>Figura 51</u> - Distribuição global das camadas com elevados teores de matéria orgânica no Eotoarciano (Jenkyns, <i>et al.</i> 2002).....	62
<u>Figura 52</u> - Carbono orgânico total no Toarciano inferior de Yorkshire, Inglaterra. Os mais altos valores, em torno de 15%, encontram-se na zona de amonites <i>exaratum</i> (modificado de Jenkyns <i>et al.</i> , 2002).....	63
<u>Figura 53</u> - Comparação entre os esquemas bioestratigráficos da Inglaterra e Itália e Espanha com a indicação dos máximos locais de COT, $\delta^{13}\text{C}$ e variações acentuadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (modificado de Jenkyns <i>et al.</i> , 2002).....	63
<u>Figura 54</u> - Correlação de seções europeias demonstrando a relação da biozona de nanofósseis <i>C. superbus</i> com o máximo de valores de COT do Toarciano inferior (Mattioli <i>et al.</i> , 2004).....	64
<u>Figura 55</u> - Curva de $\delta^{13}\text{C}$ para o Jurássico (Jenkyns <i>et al.</i> , 2002).....	69
<u>Figura 56</u> - Curva de $\delta^{18}\text{O}$ para o Jurássico (Jenkyns <i>et al.</i> , 2002).....	69
<u>Figura 57</u> - Variação do $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no Fanerozóico (McArthur & Howarth, 2004).....	71
<u>Figura 58</u> - Curva da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Jurássico (Jenkyns <i>et al.</i> , 2002).....	71
<u>Figura 59</u> - Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no Toarciano e Pliensbaquiano de Yorkshire (Inglaterra), correlacionados com as biozonas de amonites do NW da Europa (McArthur <i>et al.</i> , 2000b).....	72
<u>Figura 60</u> - Exemplos de cocólitos: A – <i>Helicosphaera mediterranea</i> ; B – <i>Zygodiscus plectopons</i> ; C – <i>Chiasmolithus danicus</i> ; D – <i>Coccolithus pelagicus</i> . Exemplos de nanolitos: E – <i>Discoaster lodoensis</i> ; F – <i>Sphenolithus predistentus</i> ; G – <i>Pemma basquensis</i> ; H – <i>Fasciculithus tympaniformis</i> . Fotos obtidas em microscópio ótico: E – com luz natural (LN). A, B, C, D, F, G e H com luz polarizada (LP). Fotos sem escala. (Fonte: INA - //www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/).....	74
<u>Figura 61</u> - Exemplos de cocosferas. A- <i>Emiliania huxleyi</i> ; B- <i>Algirosphaera robusta</i> ; C- <i>Syracosphaera nodosa</i> ; D- <i>Calcidiscus leptoporus</i> . Fotos obtidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Coloração artificial, sem escala. (Fonte: INA - //www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/).....	75
<u>Figura 62</u> - Representação esquemática de um cocolitoforídeo (modificado de Bown & Cooper, 1998).....	75
<u>Figura 63</u> - A) Exemplo de heterococolito: <i>Gephyrocapsa oceanica</i> . B) Exemplo de Holococolito: <i>Syracolithus catiliferus</i> . Fotos obtidas em Microscópio Eletrônico de varredura (MEV). Sem escala (Fonte: INA - //www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/).....	76
<u>Figura 64</u> - Principais formatos de heterococolitos (modificado de Young <i>et al.</i> , 1997).....	76
<u>Figura 65</u> - Principais termos morfológicos dos placolitos e murolitos (modificado de Bown & Young, 1998).....	76

<u>Figura 66</u> - Foto do satélite LANDSAT com registro de bloom de coccolitofóridos (porção de cor branca) no litoral da Inglaterra em 1999. (Fonte: Satellite Images of <i>Emiliania huxleyi</i> Blooms - //www.noc.soton.ac.uk/soes/staff/tt/eh/satbloompics.html).....	77
<u>Figura 67</u> - Principais eventos de nanofósseis no Jurássico, evolução e diversidade (modificado de Bown, 1996).....	78
<u>Figura 68</u> - Nanofósseis do Triássico: 1) <i>Archaeozygodiscus koessenensis</i> ; 2) <i>Carnicalyxia tabellata</i> ; 3) <i>Cassianospica curvata</i> ; 4) <i>Crucirhabdus minutus</i> ; 5) <i>Crucirhabdus primulus</i> ; 6) <i>Eoconusphaera zlabachensis</i> ; 7) <i>Obliquipithonella prasina</i> ; 8) <i>Orthopithonella geometrica</i> ; 9) <i>Prinsiosphaera triassica</i> . Fontes: foto 5- Bown, 1987; As outras, Bown & Cooper, 1998. Fotos sem escala.....	79
<u>Figura 69</u> - Evolução dos nanofósseis no Triássico e Eojurássico (modificado de Bown, 1998).....	80
<u>Figura 70</u> - <i>Schizosphaerella</i> spp. Fonte: Oliveira <i>et al.</i> (2005a).....	80
<u>Figura 71</u> - Exemplos de muralitos dos gêneros <i>Crepidolithus</i> e <i>Parhabdolithus</i> : 1) <i>C. crassus</i> ; 2) <i>C. granulatus</i> ; 3) <i>C. imponentus</i> ; 4) <i>C. pliensbachensis</i> ; 5) <i>P. liassicus</i> ; 6) <i>P. marthae</i> ; 7) <i>P. robustus</i> . Fontes: fotos 1, 2 e 3, Oliveira <i>et al.</i> (2005a); fotos 4, 5, 6 e 7 Bown, 1987.....	81
<u>Figura 72</u> - Exemplos de placolitos do gênero <i>Similiscutum</i> : 1) <i>Similiscutum orbiculus</i> ; 2) <i>Similiscutum cruciulus</i> . Fonte: Oliveira <i>et al.</i> (2005a).....	81
<u>Figura 73</u> - Outros placolitos: 1) <i>Biscutum dubium</i> ; 2) <i>B. grande</i> ; 3) <i>B. finchii</i> ; 4) <i>B. novum</i> ; 5) <i>Calyculus</i> sp. (vista lateral); 6) <i>Calyculus</i> sp. (vista de topo); 7, 8 e 12) <i>Carinolithus superbus</i> ; 9) <i>Sollasites arctus</i> (luz polarizada); 10) <i>Sollasites arctus</i> (luz natural); 11) <i>Sollasites arctus</i> (contraste de fase); 13) <i>Discorhabdus criotus</i> (luz polarizada); 14) <i>Discorhabdus criotus</i> (contraste de fase); 15) <i>Discorhabdus striatus</i> (luz polarizada); 16) <i>Discorhabdus striatus</i> (contraste de fase). Fonte: fotos 1 a 6 – Oliveira <i>et al.</i> 2005a; fotos 7, 8, 11, 13, 14, 15, 16 – Bown & Cooper, 1998; fotos 9, 10 e 12 – Bown, 1987.....	82
<u>Figura 74</u> - 1) <i>Lotharingius hauffii</i> ; 2) <i>L. sigillatus</i> ; 3) <i>L. aff. L. velatus</i> ; 4) <i>L. frodoi</i> ; 5) <i>L. umbriensis</i> ; 6 e 7) <i>Calcivascularis (Mitrolithus) jansae</i> ; 8) <i>Crucirhabdus primulus</i> (contraste de fase); 9) <i>C. primulus</i> (luz polarizada). Fontes: Fotos 1, 2, 3, 6, 7 – Oliveira <i>et al.</i> , 2005a; fotos 4 e 5 - Mattioli, 1996; fotos 8 e 9 – Bown & Cooper, 1998.....	83
<u>Figura 75</u> - 1) <i>Watznaueria britannica</i> ; 2) <i>W. barnesae</i> ; 3) <i>W. manivittiae</i> ; 4) <i>Stephanolithion bigotti</i> ; 5) <i>S. brevispinus</i> ; 6) <i>S. hexum</i> ; 7 e 8) <i>Axopodorhabdus atavus</i> 9) e 10) <i>Conusphaera mexicana</i> ; 11) <i>Nannoconus compressus</i> ; 12) <i>Nannoconus steinmannii</i> . Fontes: Fotos 7 e 8 – Oliveira <i>et al.</i> , 2005a; fotos restantes – Bown & Cooper, 1998.....	84
<u>Figura 76</u> - Linhagem evolutiva do gênero <i>Calyculus</i> para o gênero <i>Carinolithus</i> durante o Eojurássico (modificado de Mattioli, 1996). Z. Am.= Zona de amonites.....	85
<u>Figura 77</u> – Linhagem evolutiva do gênero <i>Lotharingius</i> para o gênero <i>Watznaueria</i> (modificado de Mattioli, 1996).....	86
<u>Figura 78</u> – Linhagem evolutiva da família Biscutaceae.....	87

<u>Figura 79</u> - Percentagem das espécies endêmicas de nanofósseis no Jurássico (modificado de Bown, 1996).....	89
<u>Figura 80</u> – Provincialismo dos nanofósseis calcários durante o Jurássico (modificado de Bown, 1987).....	90
<u>Figura 81</u> – Zoneamento de nanofósseis para o Hetangiano – Batoniano do NW da Europa (Bown & Cooper, 1998).....	91
<u>Figura 82</u> – Zoneamento de nanofósseis para o Caloviano –Volgiano do NW da Europa (Bown & Cooper, 1998).....	92
<u>Figura 83</u> – Zoneamento proposto para a Itália e Sul da França (Província do Mediterrâneo) por Mattioli & Erba (1999).....	93
<u>Figura 84</u> - Biozonas de nanofósseis e correlação com as zonas de amonites para o Pliensbaquiano – Toarciano da Bacia Basco – Cantábrica (Perilli <i>et al.</i> , 2004).....	94
<u>Figura 85</u> - Correlação das zonas e subzonas de amonites e nanofósseis calcários nas Bacias Basco – Cantábrica (Perilli <i>et al.</i> , 2004), NW da Europa (Bown & Cooper, 1998) e Itália e Sul da França (Mattioli & Erba, 1999), no Pliensbaquiano superior e Toarciano inferior (modificado de Oliveira <i>et al.</i> , 2005a e baseado em Perilli <i>et al.</i> , 2004).....	95
<u>Figura 86</u> - Diagrama esquemático de um belemnite e dos procedimentos utilizados na limpeza. A - Morfologia simplificada. B – Seção transversal e longitudinal com indicação das partes retiradas.....	97
<u>Figura 87</u> – Diagrama esquemático dos parâmetros S1, S2, S3 e TMax, obtidos na pirólise “Rock-Eval”.....	100
<u>Figura 88</u> – Diagrama esquemático com o zoneamento de nanofósseis para a seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche e sua correlação com as zonas de amonites e a litoestratigrafia. Legenda da litologia na figura 24.....	119
<u>Figura 89</u> – Curva isotópica dos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos em belemnites da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche e sua correlação com as zonas de amonites e unidades estratigráficas. Valores das idades absolutas de acordo com Ogg (2004). Legenda da litologia na figura 24.....	130
<u>Figura 90</u> – Curvas isotópicas dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono obtidos em rocha total e belemnites da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche e suas correlações com as zonas de amonites, nanofósseis e unidades estratigráficas. Legenda da litologia na figura 24.....	132
<u>Figura 91</u> – Estimativas das temperaturas calculadas a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em belemnites na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche e suas correlações com o COT, zonas de nanofósseis e amonites. Legenda da litologia na figura 24.....	135
<u>Figura 92</u> - Variação da quantidade de alumínio, bário e cálcio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.....	140
<u>Figura 93</u> - Variação da quantidade de cádmio, cobalto e cromo na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.....	141

<u>Figura 94</u> - Variação da quantidade de cobre, ferro e potássio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.....	142
<u>Figura 95</u> - Variação da quantidade de lantânio, lítio e magnésio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.	142
<u>Figura 96</u> - Variação da quantidade de manganês, molibdênio e sódio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.	143
<u>Figura 97</u> - Variação da quantidade de níquel, fósforo e chumbo na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.	143
<u>Figura 98</u> - Variação da quantidade de escândio, estrôncio e titânio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.	144
<u>Figura 99</u> – Variação da quantidade de vanádio, ítrio e zinco na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.	144
<u>Figura 100</u> - Variação da quantidade de zircônio, alumina e sílica na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.	145
<u>Figura 101</u> - Variação da quantidade de óxido de cálcio, óxido de ferro e óxido de potássio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.	145
<u>Figura 102</u> - Variação da quantidade de óxido de magnésio, óxido de manganês e óxido de sódio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.	146
<u>Figura 103</u> - Variação da quantidade de óxido de fósforo, óxido de fósforo e o ponto de fusão na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.	146
<u>Figura 104</u> - Gráficos de correlação entre Al_2O_3 e K_2O , SiO_2 , TiO , MgO , Ba e Cr em toda a seção estudada.	147
<u>Figura 105</u> - Gráficos de correlação entre Al_2O_3 e Li , Na_2O , Sc , V , Zr e CaO em toda a seção estudada.	147
<u>Figura 106</u> - Distribuição das razões Fe_2O_3/TiO_2 , MgO/TiO_2 , MnO/TiO_2 e Sr/TiO_2 na seção estudada comparada com a curva de CaO	150
<u>Figura 107</u> - Correlações entre as razões Fe_2O_3/TiO_2 , MgO/TiO_2 , MnO/TiO_2 e Sr/TiO_2 em relação à concentração de CaO , em toda a seção estudada.....	152
<u>Figura 108</u> - Curvas de distribuição de Al_2O_3 , Ba , relação Ba/Al_2O_3 e COT na seção Pliensbaquiano –Toarciano inferior de Peniche. Legenda da litologia na figura 24.....	153
<u>Figura 109</u> - Correlação entre o COT e Ba em toda a seção analisada.....	154

LISTAGEM DAS TABELAS

<u>Tabela 1</u> - Andares do Jurássico e suas durações (Gradstein <i>et al.</i> , 2004).....	11
<u>Tabela 2</u> – Classificação geoquímica dos elementos segunda a suas afinidades, de acordo com Goldschmidt (modificado de Krauskopf, 1972). Parênteses em torno de um símbolo indicam que o elemento pertence primordialmente a outro grupo, mas apresenta afinidades com o grupo com o qual está relacionado.....	65
<u>Tabela 3</u> - Distribuição de elementos menores em folhelhos, arenitos e carbonatos, em partes por milhão (ppm). (modificado de Krauskopf, 1972).....	66
<u>Tabela 4</u> – Valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos nos belemnites coletados na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche, e as suas respectivas temperaturas.....	137
<u>Tabela 5</u> - Coeficientes de correlação (Pearson) de Al_2O_3 com os elementos maiores (óxidos) e menores. S. Comp.: Seção completa; MCUP: Membro margas com <i>Uptonia</i> e <i>Pentacrinus</i> ; MCG: Membro Margas e calcários grumosos; MCNB: Margo-calcários com níveis betuminosos; CC1: Membro Cabo Carvoeiro 1 e CC2: Membro Cabo Carvoeiro 2.....	148
<u>Tabela 6</u> - Coeficientes de correlação (Pearson) do CaO com os elementos maiores (óxidos) e menores. Legendas na tabela 5.....	148
<u>Tabela 7</u> - Coeficientes de correlação (Pearson) das razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, MgO/TiO_2 , MnO/TiO_2 e Sr/TiO_2 com CaO. Abreviações das unidades estratigráficas de acordo com a tabela 5.....	150
<u>Tabela 8</u> - Coeficientes de correlação (Pearson) do COT com os elementos maiores (óxidos) e menores. Legendas na tabela 5.....	151

APRESENTAÇÃO

*“O esforço é grande e o homem é pequeno.
Eu, Diogo Cão, navegador, deixei
Este padrão ao pé do areal moreno
E para deante naveguei.*

*A alma é divina e a obra é imperfeita.
Este padrão sinala ao vento e aos céus
Que, da obra ousada, é minha a parte feita:
O por-fazer é só com Deus.*

*E ao imenso e possível oceano
Ensinam estas Quinas que aqui vês,
Que o mar com fim será grego ou romano:
O mar sem fim é portuguez.*

*E a cruz ao alto diz que o que me há na alma
E faz a febre em mim de navegar
Só encontrará de Deus na eterna calma
O porto sempre por achar”.*



*(Fernando Pessoa, 1918 In Mensagem,
Segunda parte/ Mar Portuguez, III, Padrão)*

Em consonância com as normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, a presente tese de doutorado “Bioestratigrafia de nanofósseis e estratigrafia química do Pliensbaquiano – Toarciano inferior (Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal)” foi estruturada em forma de artigos submetidos a revistas científicas. Desta forma, este texto é formado por três capítulos: I - Introdução, II - Sumário integrador e III – Artigos. Além disso, é fornecido um volume onde foram reunidos os anexos relacionados ao tema central da tese; entre eles resumos, resumos expandidos e artigos apresentados em seminários e congressos, além de artigos enviados para revistas científicas onde o doutorando é co-autor.

No primeiro capítulo são apresentados os objetivos gerais do estudo, o estado da arte dos temas abordados e os diversos métodos de investigação utilizados. No item que detalha o estado da arte apresenta-se uma visão geral do Período Jurássico, uma descrição pormenorizada do Jurássico da Bacia Lusitânica, os conceitos básicos de estratigrafia química e os nanofósseis calcários do Jurássico Inferior.

O Período Jurássico (item 2.1, do Capítulo I) é descrito através da sua evolução histórica, a composição das suas unidades estratigráficas (com ênfase no Jurássico Inferior) e resumos da paleogeografia, paleoclima e dos principais grupos fósseis e suas aplicações bioestratigráficas.

No tópico que descreve o Jurássico da Bacia Lusitânica (item 2.2, do Capítulo I) são tratados, em termos gerais, a gênese e a tectônica da bacia, as suas relações com

outras bacias do Atlântico Norte durante o Mesozóico e relatadas as suas seqüências sedimentares. Junto com estas últimas também são abordadas as atividades magmáticas atuantes nesta época e a relação entre a tectônica e a halocinese. No item que trata, especificamente, do Jurássico Inferior de Peniche (item 2.2.3) são apresentadas as unidades litoestratigráficas e bioestratigráficas descritas ou definidas para a região.

No tema estratigrafia química (item 2.3, do Capítulo I) procurou-se fornecer um quadro geral sobre esta metodologia estratigráfica e as suas diversas aplicações. Dentre as diversas ferramentas da estratigrafia química são pormenorizadas o carbono orgânico total (COT), elementos químicos (maiores, menores e traços), isótopos estáveis de carbono e oxigênio além de isótopos de estrôncio. Para ilustrar a aplicação de cada uma destas metodologias, apresentam-se exemplos do Jurássico Inferior.

Na seção que trata dos nanofósseis calcários do Jurássico Inferior (item 2.4, do Capítulo I) definem-se, resumidamente, os nanofósseis calcários e as suas principais características morfológicas. A seguir é descrita a sucessão dos nanofósseis calcários durante o Triássico e o Jurássico, com considerações sobre as linhagens evolutivas de algumas famílias durante o Jurássico Inferior. Também são feitas considerações sobre a biogeografia e o provincianismo dos nanofósseis no Jurássico, além de serem descritos os zoneamentos de nanofósseis do Jurássico.

Todos os métodos de investigação utilizados estão listados no item 3 do Capítulo I. São delineados os procedimentos seguidos e as técnicas e equipamentos utilizados para as análises bioestratigráficas de nanofósseis, isótopos estáveis de oxigênio e carbono, isótopos de estrôncio, elementos químicos maiores e menores, carbono orgânico total (COT) e resíduo insolúvel (RI), pirólise “Rock-Eval” e biomarcadores.

O sumário integrador (Capítulo II) é um resumo dos resultados obtidos na tese e suas principais interpretações, como também é um tópico que integra os diversos pontos apresentados nos artigos com aqueles descritos exclusivamente no corpo do texto desta tese. Assim, este capítulo é dividido em dois itens principais: Bioestratigrafia de nanofósseis e estratigrafia química do Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche.

O capítulo III é composto pelos três artigos que representam o corpo principal da tese. O primeiro deles “Avaliação do Potencial Gerador de Petróleo e Interpretação Paleoambiental com Base em Biomarcadores e isótopos estáveis de carbono da Seção Pliensbaquiano –Toarciano (Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal)”, foi submetido ao Boletim de Geociências da Petrobras. Este estudo aborda a avaliação do potencial gerador da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche, abrangendo as Formações Vale das Fontes, Lemed e Cabo Carvoeiro (Membros CC1 e CC2), com base em 233 amostras de rocha onde foram realizadas análises de carbono orgânico total (COT), pirólise “Rock-Eval” e biomarcadores. Para as interpretações paleoambientais também foram utilizados dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. As análises revelaram que o Mb. Margo-calcários com níveis betuminosos (MCNB), da Fm. Vale das Fontes, apresenta os maiores valores de COT, atingindo 14,95%, correspondendo às zonas de amonites *ibex* (parte superior), *davoei* e *margaritatus* e parte das biozonas de nanofósseis NJ4a e NJ4b (Pliensbaquiano). Este membro também possui alto potencial gerador (S2: 10 a 50 mgHC/gRocha), regulares valores de índice de hidrogênio (IH: 200 a 555 mgHC/gCOT) em uma seção termicamente imatura (Tmax com cerca de 430°C). A relação IH x IO demonstra que o querogênio predominante, na parte da seção onde os valores de COT são mais elevados, é do tipo II. A boa correlação positiva entre valores de COT e as relações de biomarcadores P/nC17 e Esteranos (C27/C29), ao longo do Mb. MCNB, sugere gradativo aumento de anoxia e maior contribuição de algas em relação a vegetais terrestres. Outra questão importante

discutida no trabalho foi que, geralmente, as variações de $\delta^{18}\text{O}$ verificadas nas bacias da Península Ibérica têm sido explicadas como sendo relacionadas a mudanças na temperatura. No artigo apresentado ao Boletim de Geociências da Petrobras é discutida uma interpretação alternativa, correlacionando as mudanças de $\delta^{18}\text{O}$ com dados de biomarcadores para indicar variações de salinidade. Assim, a presença de gamacerano nos Mbs. Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* (MCUP) e Mb. Margas e calcários grumosos (MCG), associada ao aumento de valores de $\delta^{18}\text{O}$ indicariam ambiente com salinidade acima dos níveis normais. Além disso, o aumento da proporção dos moretanos em direção a superfície de inundação máxima (SIM) (posicionado na excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ na parte superior do Mb. MCNB - zona de amonites *margaritatus* e biozona de nanofósseis NJ4b), associada à ausência de gamacerano, sugere o declínio gradativo da salinidade. A presença de gamaceranos na extremidade superior do Mb. MCNB, com a diminuição da proporção de moretanos e aumento da razão Ts/Tm, parecem indicar novo ciclo de aumento de salinidade.

O segundo artigo “Estratigrafia Química (COT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) e nanofósseis calcários na passagem Pliensbaquiano–Toarciano no perfil de Peniche (Portugal). Resultados preliminares”, foi publicado na Revista Pesquisas em Geociências, no volume 32, número 2 de 2005. O que norteou este trabalho foi o fato de que a sucessão margo-calcária que abrange o limite Pliensbaquiano – Toarciano do perfil de Peniche, ter sido escolhida como uma das candidatas ao estabelecimento do GSSP do Toarciano e que a sua caracterização estratigráfica, pelos diversos métodos disponíveis, ser essencial para a sua formalização. Desta forma, foram feitas análises quimiostratigráficas, baseada no registro do conteúdo de carbono orgânico total (COT) (68 amostras) e na evolução dos isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) (38 amostras), em rocha total, entre o Pliensbaquiano superior (zona de amonites *spinatum*) e o Toarciano inferior (parte inferior da zona de amonites *levisoni*) e análises biostratigráficas semi-quantitativas de nanofósseis calcários. Os estudos químicos demonstraram que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ decrescem da parte média para o topo da zona de amonites *spinatum*, com menores valores na base da zona de amonites *polymorphum*, apresentando variação absoluta em torno de $-2,0\%$. No Toarciano inferior os dados de $\delta^{13}\text{C}$ revelam um evento positivo (amplitude de $+2,0\%$) com valor máximo na porção média a superior da zona de amonites *polymorphum* e mínimo na base da zona de amonites *levisoni*. Os teores de $\delta^{18}\text{O}$ mostram tendência geral de diminuição ao longo da zona de amonites *polymorphum* e com os menores valores na base da zona de amonites *levisoni*. No geral os valores de COT são baixos, em torno de $0,2\%$ na zona de amonites *spinatum*, aumentam para $0,5\%$ na zona de amonites *polymorphum* e diminuem novamente para $0,2\%$ na base da zona de amonites *levisoni*. Para os estudos de nanofósseis calcários foram examinadas 12 amostras de margas coletadas através do limite Pliensbaquiano – Toarciano que, de acordo com o zoneamento adotado para o NW da Europa, posiciona-se na zona de nanofósseis NJ5b. Em uma abundante e bem preservada assembléia foram identificadas 18 espécies distribuídas em 12 gêneros. Os gêneros *Schizosphaerella* e *Lotharingius* são dominantes numericamente. *Calcivascularis* (= *Mitrolithus*) *jansae*, nanofóssil característico nas assembléias do Tétis durante o Jurássico inicial, é abundante em todo o intervalo investigado. *Biscutum grande* é outro taxon tetiano que está presente na seção estudada. Os registros de *C. jansae* e *B. grande* sugerem que a assembléia de nanofósseis calcários encontrados na seção que inclui o limite Pliensbaquiano – Toarciano, em Peniche, sofreu influência das águas do mar de Tétis.

O artigo “Calcareous nannofossils and palynomorphs from Pliensbachian-Toarcian Boundary in Peniche (Lusitanian Basin, Portugal)”, completa o conjunto de trabalhos que constituem esta tese, tendo sido enviado para publicação na Revista Brasileira de Paleontologia. Da mesma forma que o artigo anterior, o mote para a realização deste estudo foi à escolha do limite Pliensbaquiano–Toarciano em Peniche como candidato ao estabelecimento do GSSP do Toarciano. Neste artigo, realizaram-se análises biostratigráficas com base em palinologia, que foram correlacionadas com os estudos de nanofósseis. Para isto, foram analisadas amostras de margas coletadas 3m abaixo e 15m acima deste limite. Os principais nanofósseis observados foram: *Biscutum finchii*, *Biscutum grande*, *Calcivascularis jansae*, *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus granulatus*, *Crepidolithus impontus*, *Lotharingius hauffii*, *Lotharingius sigillatus*, *Lotharingius velatus*, *Schizosphaerella* spp. e *Tubirhabdus patulus*. Esta assembléia, aliada ao aparente posicionamento das amostras acima da extinção de *Crucirhabdus primulus*, reforça alguns pontos indicados no artigo anterior: que o limite Pliensbaquiano–Toarciano estaria localizado na subzona NJ5b, que os gêneros *Schizosphaerella* e *Lotharingius* dominam numericamente a assembléia e que a ocorrência abundante de *C. jansae* e comum de *B. grande* sugerem forte influência de águas do Tétis. Já a associação palinológica recuperada se apresenta, de modo geral, com baixo grau de preservação, pouco diversificada, com formas pequenas e domínio de matéria orgânica lenhosa, algo carbonizada. Predominam as formas rimuladas do gênero *Corollina*, sendo os esporos triletes um componente importante nas associações. Os dinoflagelados são comuns na porção mais inferior da seção. O relativo alto percentual dos rimulados indica um clima quente à época de deposição. O resíduo orgânico rico em material lenhoso encontrado indica um forte influxo de material continental, detrítico, invadindo a plataforma carbonática instalada, particularmente a partir do Toarciano.

Nos anexos A1 a A13, apresentados no volume 2, estão outros trabalhos publicados pelo doutorando e que tem conexão direta com o tema da tese e que foram realizados com os resultados obtidos durante o estudo. Os dois primeiros são artigos curtos (seis e cinco páginas, respectivamente) publicados no volume referente ao encontro que ocorreu em Peniche, em 2005, e patrocinado pelo Grupo de Trabalho do Toarciano da Subcomissão Internacional de Estratigrafia do Jurássico. Estes artigos tiveram o intuito de fornecer subsídios ao estabelecimento do GSSP do Toarciano com base em estratigrafia química e nanofósseis calcários. Devido a isto, limitam-se aos arredores da passagem Pliensbaquiano – Toarciano, com análises poucos metros acima e abaixo do limite citado.

Seguem-se dois resumos expandidos que foram apresentados no 8º Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa (Aveiro, 2005). Um deles aborda o limite Pliensbaquiano – Toarciano em Peniche, enquanto que o outro avalia os teores de COT em vários afloramentos representativos do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica.

O quinto trabalho do volume de anexos é um resumo que foi apresentado no 19º Congresso Brasileiro de Paleontologia (Aracaju, 2005), referente à caracterização do limite Pliensbaquiano – Toarciano, em Peniche, com base em nanofósseis e palinologia.

Em seguida é reproduzido um resumo expandido apresentado no 7º Congresso Nacional de Geologia de Portugal (Évora, 2006). Trata-se de um estudo na porção aflorante da Formação Vale das Fontes e localizada no setor norte da Bacia Lusitânica, tendo como base a distribuição do COT.

Os trabalhos numerados de 7 a 11 são resumos apresentados no 7º International Congress on the Jurassic System. Dentre estes, o doutorando foi autor principal em dois,

que analisam 145 metros do perfil de Peniche, abrangendo todo o Pliensbaquiano e a porção inferior do Toarciano inferior em termos de biostratigrafia de nanofósseis, composição isotópica de oxigênio obtida em belemnites e quimioestratigrafia com base em elementos (maiores e menores) e COT. Os outros três resumos apresentados neste congresso, nos quais o doutorando participou como co-autor, tratam do temas relacionados ao Jurássico inferior, na Itália, Portugal e Espanha.

O 12º é um resumo apresentado no encontro Sea Level Changes: Records, Processes and Modeling, realizado em Aix-en-Provence (França) em 2006. Trata-se de um trabalho de estratigrafia de sequências, focado no evento anóxico do Toarciano inferior, tendo como área de estudo a região da Bacia Lusitânica com elevada taxa de suprimento de sedimentos.

Por último, o 13º artigo foi submetido à revista Earth and Planetary Science Letters, onde são comparados os registros do evento anóxico do Toarciano inferior em Yorkshire (Inglaterra) e Peniche (Portugal) utilizando, entre outras técnicas, o registro dos isótopos de carbono obtidos em madeiras fósseis.

CAPÍTULO I

INTRODUÇÃO

1. OBJETIVOS

Os estudos desenvolvidos nesta tese, na seção Pliensbaquiano – Toarciano Inferior de Peniche, tiveram como objetivos principais os seguintes tópicos:

A) Relativo aos Nanofósseis Calcários

- Descrição da nanoflora do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica.
- Estabelecimento da bioestratigrafia com base em nanofósseis calcários para a seção Pliensbaquiano – Toarciano Inferior de Peniche.
- Comparação do arcabouço bioestratigráfico obtido com os zoneamentos estabelecidos para o noroeste da Europa, Mediterrâneo e Bacia Basco-Cantábrica.
- Correlação do zoneamento proposto com base em nanofósseis com as zonas de amonites.

B) Relativo a Estratigrafia Química

- Desenvolvimento de estudos estratigráficos com base em dados químicos orgânicos e inorgânicos.
- Verificação do potencial gerador, com base nos dados da geoquímica orgânica.
- Definição das curvas isotópicas de oxigênio e carbono, com inferências paleoambientais e de paleotemperatura. Comparação dos dados obtido em rocha com as análises realizadas em belemnites.
- Estudo da influência da salinidade nos valores isotópicos de oxigênio e as suas implicações ambientais.
- Definição da curva isotópica de estrôncio.
- Estudo dos elementos químicos maiores e menores com a descrição do comportamento destes parâmetros geoquímicos.

C) Relativo ao limite Pliensbaquiano – Toarciano

- Fornecer dados e informações bioestratigráficas para subsidiar o estabelecimento do **GSSP** (*Global Stratotype Section and Point*) do Toarciano na localidade da Ponta do Trovão, em Peniche.

2. ESTADO DA ARTE

O Jurássico Inferior está particularmente bem representado na Bacia Lusitânica. Entre os diversos afloramentos, Peniche representa uma das mais importantes seções da Europa, devido à boa exposição das séries margo-calcárias e a continuidade de toda a sucessão sedimentar, com mais de 450 metros de espessura.

Devido a sua importância científica, os estudos geológicos nesta região remontam ao século XIX, sendo que o trabalho pioneiro foi realizado por Choffat (1880). Posteriormente Mouterde (1955) descreveu o Liássico (Jurássico Inferior) da região com ênfase na bioestratigrafia de amonóides. A nota explicativa da folha de Peniche da carta geológica de Portugal (França *et al.*, 1960, figura 1) apresenta uma descrição detalhada da estratigrafia e paleontologia da região.

Pela sua grande riqueza em fósseis, as falésias de Peniche foram a fonte para vários trabalhos de bioestratigrafia com amonites, além de estudos de tafonomia, paleobiologia e paleoceanografia (Dommergues *et al.* 1981; Phelps 1985; Dommergues, 1987; Elmi *et al.* 1996; Fernández-López *et al.*, 2000). Também foram realizados estudos bioestratigráficos com base em fósseis de braquiópodes (Almerás, 1994).

Até a década de 80 a maioria dos trabalhos na seção Sinemuriano – Toarciano de Peniche enfocavam, principalmente, o conteúdo paleontológico, subordinando a estratigrafia a este controle, criando alguns conflitos de nomenclaturas e de definições. Apenas com os trabalhos de Wright & Wilson (1984), Guery (1985), Elmi *et al.* (1988) e Duarte (1995, 1997a, 1997b e 1998) iniciam-se as discussões detalhadas sobre os modelos de sedimentação e a estratigrafia de seqüências.

Duarte & Soares (2002) formalizaram as unidades litoestratigráficas do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (acima da Formação Coimbra). Estes autores definiram as seções-tipo das Formações Vale das Fontes, Lemed e Cabo Carvoeiro na Península de Peniche.

A importância da região de Peniche como patrimônio geológico, português e mundial, é reconhecido em vários trabalhos (Duarte, 2003b, 2004 e 2005b), que destacam os seus inegáveis valores científicos, pedagógicos e didáticos. Prova da sua grande importância é a indicação pela “International Subcommission on Jurassic Stratigraphy” da seção margo-calcária que abrange o limite Pliensbaquiano – Toarciano do perfil de Peniche (localidade da Ponta do Trovão), como candidata ao GSSP (Global Stratotype Section and Point) do Toarciano (Elmi, 2002 e 2006; Elmi *et al.*, 1996 e 2005).

Neste capítulo, que analisa o “estado da arte” do tema da tese procurou-se, além de descrever a geologia do Jurássico Inferior da região de Peniche, traçar o histórico dos trabalhos anteriores e um resumo dos conhecimentos existentes em quatro principais áreas: O Período Jurássico, o Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica, a estratigrafia química e os nanofósseis calcários do Jurássico Inferior.

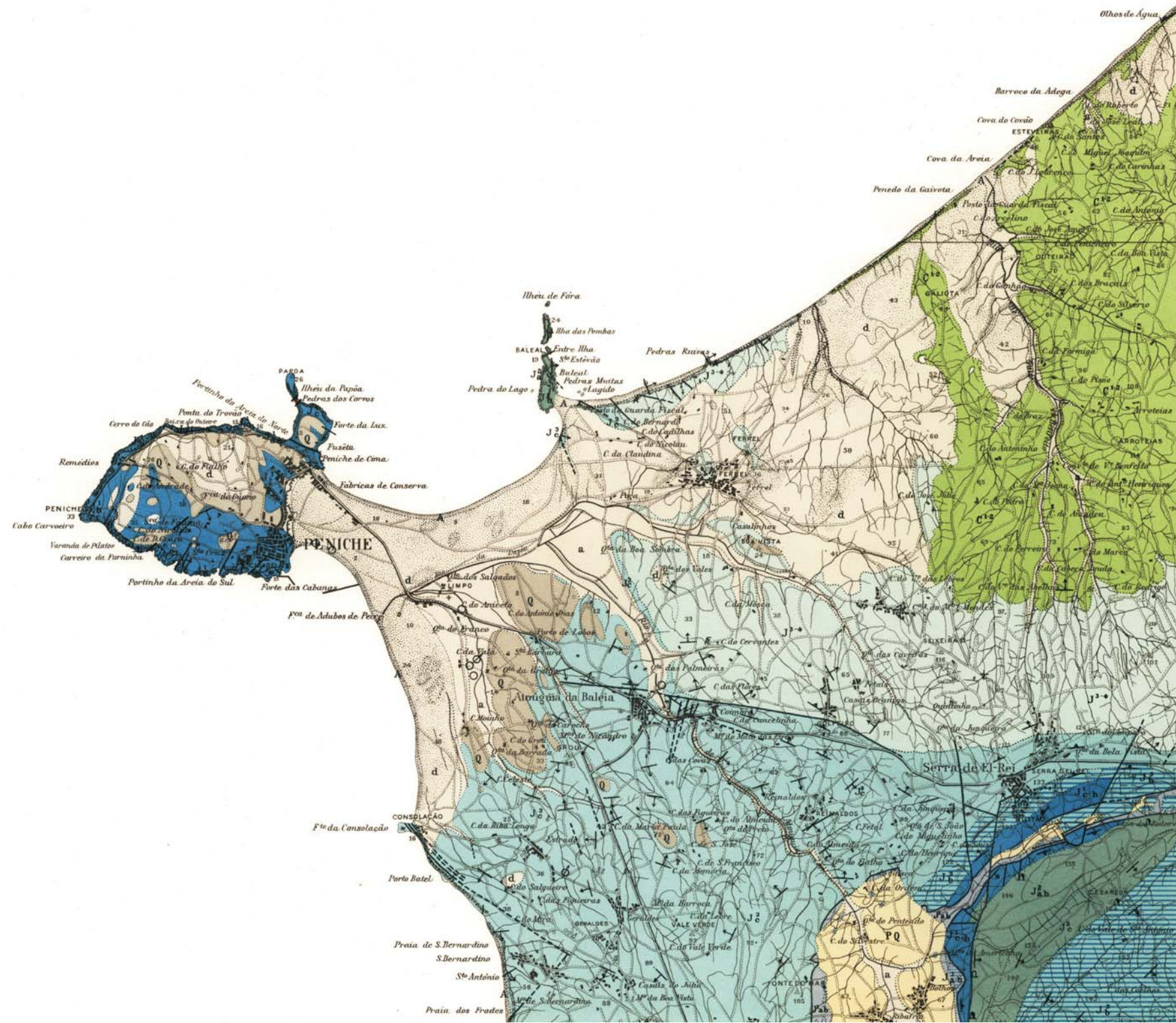
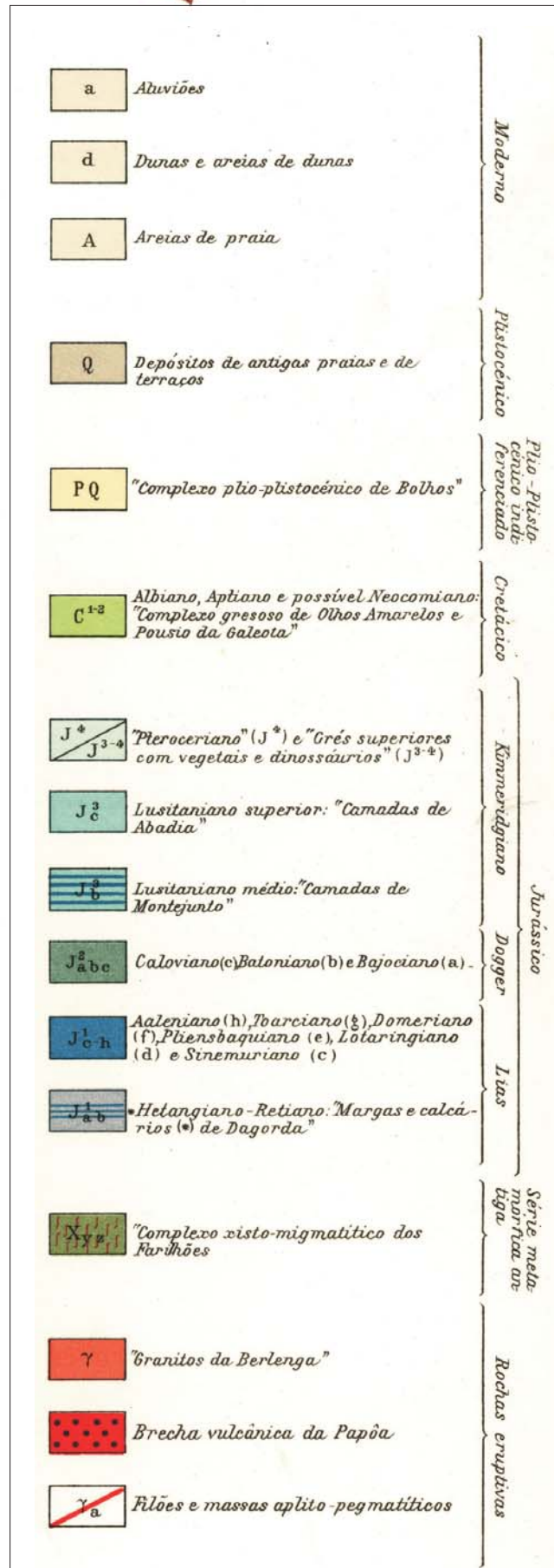


Figura 1- Detalhe do mapa geológico da região de Peniche. Folha 26C da carta geológica de Portugal, França et al. (1960).

2.1. O Período Jurássico

“The Jurassic System is of exceptional importance in the study of stratigraphy because many of the basic principles and concepts were first enunciated after study of its rocks and fossils in Europe. Thus William Smith formulated his ‘Law’ of Superposition and first recognized the utility of fossils in correlation, d’Orbigny erected the first set of stages, meant to be valid over the whole world, and Oppel was the founder of modern zonal stratigraphy”.

Hallam, 1975

2.1.1. Histórico

O nome Jurássico é derivado da região denominada “Jura Mountains”, localizada entre a França e a Suíça, onde rochas deste período foram reconhecidas pela primeira vez. Em 1795, Alexander Von Humbolt foi o primeiro a descrever os estratos deste período, quando estudou os “Calcaires de Jura” ou “Jura-Kalkstein”. Entretanto, o nome “Jurassique” só foi inicialmente utilizado por Alexander Brogniart em 1829, quando firmou o termo “Terrains Jurassiques”, sendo que a designação formal do Período Jurássico só ocorreu em 1839, através de Leopold Von Buch (*apud* Arkell, 1956; Hallam, 1975).

Nesta mesma época, William Smith formulava a lei da superposição e reconhecia a utilidade dos fósseis para correlações publicando, entre 1797 e 1817, listas da sucessão dos estratos jurássicos, seus conteúdos fossilíferos e mapas geológicos (*apud* Bown & Cooper, 1998).

Em três trabalhos clássicos, d’Orbigny (1842-1851, 1850, 1852) foi o primeiro a subdividir o Período Jurássico, definindo 10 andares (stages), sete das quais ainda em uso. Para isto indicou, seções - tipo na França, Inglaterra, Suíça e Alemanha, listando o conteúdo fossilífero de cada uma. A subdivisão foi realizada com inúmeros representantes de diferentes grupos fósseis mas baseada, principalmente, em amonites (Krymholts & Mesezhnikov, 1988).

Oppel, em 1856-1858, foi o primeiro a correlacionar, com sucesso, as unidades do Período Jurássico da Inglaterra, França e Alemanha. Para isto utilizou-se do arcabouço definido por d’Orbigny (Krymholts & Mesezhnikov, 1988) e dividiu o Jurássico em 33 zonas bioestratigráficas (Bown & Cooper, 1998).

A partir destes trabalhos clássicos, uma enorme quantidade de estudos foi realizada, entre eles alguns compêndios que tentam sumarizar e organizar o conhecimento produzido (Arkell, 1933 e 1956; Hölder, 1964; Hallam, 1975).

2.1.2. Unidades Estratigráficas

De acordo com a escala do tempo geológico de Gradstein *et al.* (2004), o Jurássico teve duração de cerca de 54,1 milhões de anos ($199,6 \pm 0,6$ a $145,5 \pm 4,0$ M.a.), sendo atualmente subdividido em 11 andares (tabela 1).

Sistema	Série	Andar	Idade absoluta TOPO (M.a.)	Idade absoluta BASE (M.a.)
Jurássico	Superior	Titoniano	145,5 ± 4,0	150,8 ± 4,0
		Kimmeridgiano	150,8 ± 4,0	154,55 ± 4,0 (Tétis) 155,65 ± 4,0 (Boreal)
		Oxfordiano	154,55 ± 4,0 (Tétis) 155,65 ± 4,0 (Boreal)	161,2 ± 4,0
	Médio	Caloviano	161,2 ± 4,0	164,7 ± 4,0
		Batoniano	164,7 ± 4,0	167,7 ± 3,5
		Bajociano	167,7 ± 3,5	171,6 ± 3
		Aaleniano	171,6 ± 3,0	175,6 ± 2,0
	Inferior	Toarciano	175,6 ± 2,0	183,0 ± 1,5
		Pliensbaquiano	183,0 ± 1,5	189,6 ± 1,5
		Sinemuriano	189,6 ± 1,5	196,5 ± 1,0
		Hetangiano	196,5 ± 1,0	199,6 ± 0,6

Tabela 1 – Andares do Jurássico e suas durações (Gradstein *et al.*, 2004).

As denominações Malm, Dogger e Lias referem-se, respectivamente, às porções superior, média e inferior do Jurássico. Embora em desuso, ainda podem ser encontradas em algumas publicações recentes.

a) O Jurássico Inferior

Uma camada de calcários rico em argila, com ampla distribuição na região NW da Europa, depositou-se durante o Neotriássico e o Eojurássico devido a um evento de transgressão. Este estrato foi denominado de *Schwarzen Jura*, no sudoeste da Alemanha, por von Buch em 1839 e Lias, na Inglaterra, por Conybeare e Phillips em 1822 (*apud* Ogg, 2004). A base histórica do Andar Hetangiano era então definida pelo influxo inicial de amonites durante os estágios iniciais desta transgressão. Esta série foi inicialmente subdividida por d'Orbigny (1842-1851 e 1852) em três andares: Sinemuriano, Liasiano e Toarciano. Posteriormente, Opper (1856-1858), alterou a denominação Liasiano para Pliensbaquiano e Renevier (1864) destacou o Hetangiano do Sinemuriano (*apud* Ogg, 2004).

As seções-tipo históricas dos andares do Jurássico Inferior (Ogg, 2004) estão localizadas em:

- Hetangiano – Afloramento próximo à localidade de Hettange-Grande em Lorraine, norte da França a 22 km de Luxemburgo. Este afloramento é formado basicamente por arenitos, afossilíferos na sua parte mais inferior.
- Sinemuriano – Localidade tipo na cidade de Semur-en-Auxois, região central da França.
- Pliensbaquiano – Afloramentos ao longo do Rio Pliensbach, próximo à vila de mesmo nome, no distrito de Baden-Württemberg, Alemanha.
- Toarciano – Pedreira Vrines, 2 km ao noroeste de Thouars, na região de Deux-Sèvres, parte central da França.

Já os estratotipos (ou candidatos a estratotipos) internacionais, aprovados ou indicados como *Global Stratotype Section and Points* (GSSP) pela “International subcommission on Jurassic Stratigraphy”, são os seguintes:

- Base do Hetangiano – Coincidente com a base do Jurássico, apresenta quatro principais candidatos: St. Audrie’s Bay, Somerset, Inglaterra; Muller Canyon, Nevada, Estados Unidos; Chilingote, norte do Peru e Ilha de Kunga, British Columbia, Canadá (Page, 2004; Ogg, 2004). O evento que assinala esta base é a primeira ocorrência do grupo de amonites *Psiloceras planorbis*.
- Base do Sinemuriano – O GSSP foi estabelecido em East Quantoxhead, Somerset, Inglaterra (Page, *et al.*, 2000; Sinemuriam Boundary working Group, 2000; Bloos & Page, 2002; Ogg, 2004). É assinalada pela primeira ocorrência de amonites dos gêneros *Vermiceras* e *Metophioceras*.
- Base do Pliensbaquiano – Apresenta apenas um candidato, a seção costeira de Wine Haven em Robin Hood’s Bay, Yorkshire, Inglaterra (Meister *et al.*, 2003 e 2006). É indicada pela primeira ocorrência de amonites do gênero *Apoderoceras* e de *Bifericeras donovani*.
- Base do Toarciano – O mais forte candidato a GSSP é a localidade de Ponta do Trovão em Peniche, Portugal (Elmi, 2002 e 2006; Elmi *et al.*, 1996 e 2005). Baseia-se na primeira ocorrência da diversificada fauna de amonites *Eodactylites*. A razão isotópica de estrôncio da água do mar decaí ao longo do Jurássico Inferior, apresentando o valor mínimo (0,70706) no limite Pliensbaquiano – Toarciano (Jenkyns, *et al.* 2002).

2.1.3. Paleogeografia e Paleoclima

A figura 2, representa, esquematicamente, a evolução dos continentes durante o Jurássico. No Eojurássico as massas continentais estavam unidas em um único supercontinente, o Pangea. Durante os processos iniciais da abertura do Atlântico Norte, o continente Sul Americano separa-se da América do Norte formando o “Corredor Hispânico” (também chamado de “Corredor Caribenho”), possibilitando uma passagem entre a parte leste do Pacífico e a região oeste do Mar do Tétis, na Europa. Algumas evidências sugerem que esta conexão atuou de forma intermitente durante o Eojurássico, possibilitando o intercâmbio de faunas de ambiente marinho raso (Page, 2004). Entretanto, apenas no Mesojurássico esta passagem tornou-se totalmente efetiva.

No Mesojurássico iniciam-se os processos de rifteamento que originaram a crosta oceânica do Atlântico Norte e causaram a separação entre Europa e a América do Norte. Contudo, apesar da gradativa abertura e expansão do Oceano Atlântico Norte, a distribuição geral dos continentes ainda mantém fortes barreiras físicas, tanto na direção norte-sul como na leste-oeste para a migração das faunas marinhas. Estas restrições só foram totalmente eliminadas durante o Mesocretáceo.

O clima durante o Jurássico foi fortemente influenciado pelo efeito estufa (*Greenhouse*) e indicadores litológicos como carvão, evaporitos e arenitos eólicos (figura 3) revelam uma simetria de zonas climáticas (Page, 2004; Hallam, 1975 e Scotese, 2001, entre outros).

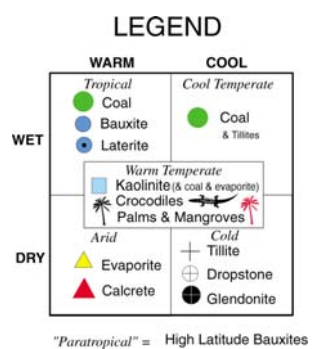
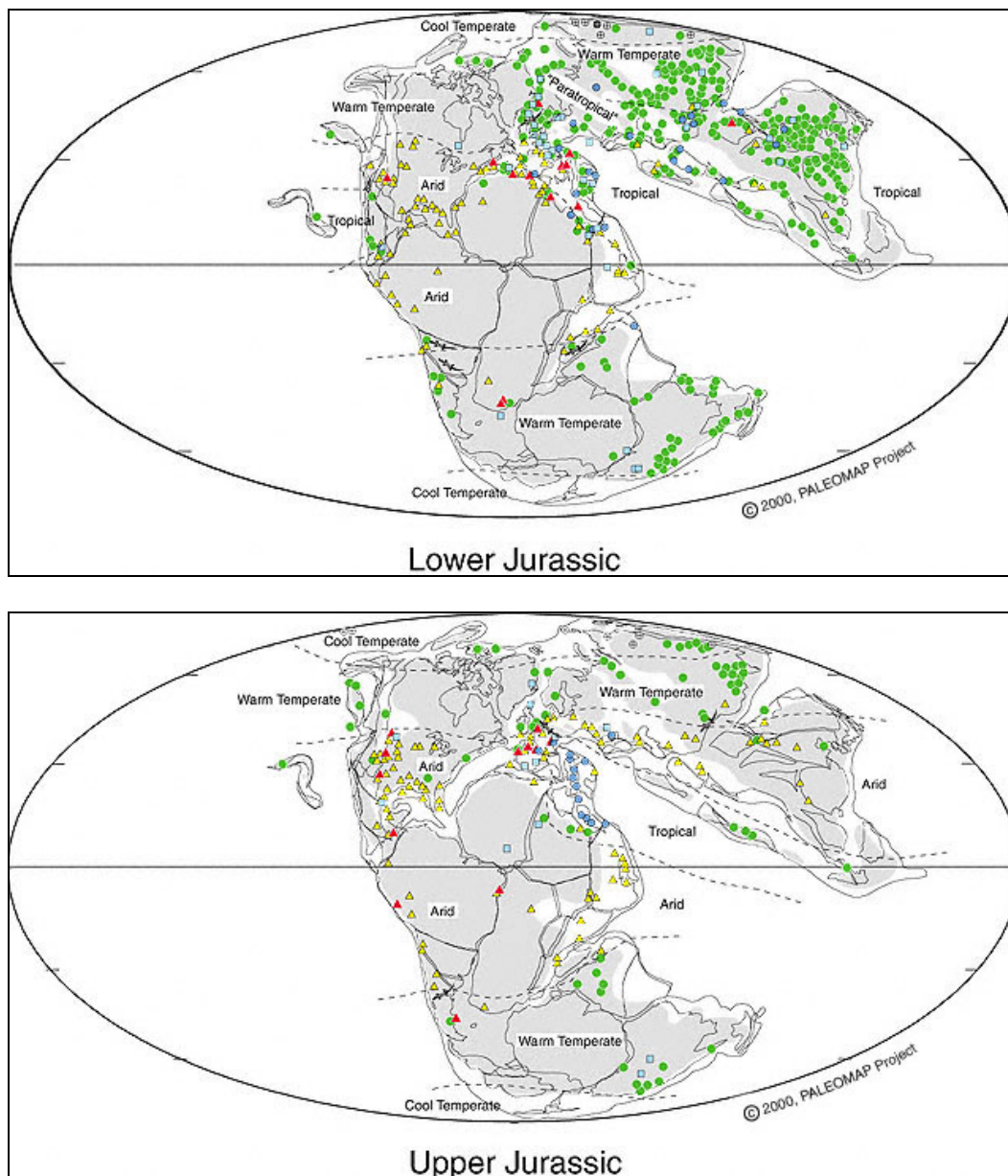


Figura 3 – Mapas de paleoclimas do Jurássico (Scotese, 2001). Acesso via Internet no endereço <http://www.scotese.com/climate.htm>

2.1.4. Principais grupos fósseis e zoneamentos

- a) Algas bentônicas – Algas verdes (clorofíceas) dasicladáceas eram comuns em plataformas carbonáticas rasas próximas ao Tétis e, na ausência de outros marcos bioestratigráficos, podem ser usadas para a construção de zoneamentos (Page, 2004). No Jurássico surgiram as algas vermelhas (rodofíceas) coralínáceas, sendo que o grupo incrustante teve papel importante na produção de recifes e na produção de partículas sedimentares. Em seqüências carbonáticas de água doce os registros fósseis de carófitas podem ser localmente abundantes e, eventualmente, apresentam uso bioestratigráfico na porção média e terminal do Jurássico.
- b) Algas planctônicas – A nanoflora calcária do Jurássico, incluindo os nanofósseis, ainda é pouco conhecida, especialmente no Eojurássico, devido a sua grande sensibilidade a diagênese (Page, 2004). No entanto, os nanofósseis podem ser localmente abundantes e reconhecidos onde a diagênese não destruiu a suas estruturas primárias. Devido a sua grande presença são as principais fontes de material para a formação das seqüências carbonáticas do Jurássico. Os efeitos do provincialismo e do diacronismo levam a montagem de diferentes zoneamentos bioestratigráficos para a região Boreal e do Tétis. A maioria dos zoneamentos constituídos com base em nanofósseis calcários foi estabelecida para a região Boreal do NW da Europa (Bown & Cooper, 1998). Para o Jurássico Superior, cujo domínio era tetiano, o esquema de nanofósseis mais utilizado é o de Bralower *et al.* (1989). Para o Jurássico Inferior e Médio com predominância do Tétis, o principal zoneamento é o de Matioli & Erba (1999). Os cistos de dinoflagelados são abundantes nas seqüências do Jurássico marinho, principalmente em sedimentos ricos em matéria orgânica (Page, 2004). São excelentes guias estratigráficos no Mar do Norte e correlacionam-se aos zoneamentos de amonites da região Boreal (Woolam & Riding, 1983; Riding & Ioannides, 1996). Embora apresentem grande potencial, com resolução equivalente as cronozonas de amonites (Page, 2004), zoneamentos para a região do Tétis ainda não foram completamente definidos (Habib & Drugg, 1983; Ioannides *et al.* 1998). Entretanto, arcabouços independentes foram desenvolvidos para o Jurássico da Austrália (Helby *et al.*, 1987) e para o Jurássico Superior da Nova Zelândia (Wilson, 1984).
- c) Protoctistas – Foraminíferos calcários ou aglutinantes são freqüentes nos sedimentos do Jurássico marinho. Em bacias e plataformas dominadas por sedimentos argiláceos as associações são dominadas por Nodosariidae, enquanto que nos sedimentos carbonáticos a predominância é de Textularina (Page, 2004). As assembléias do Eojurássico apresentam baixa diversidade, aumentando no Mesojurássico. Os primeiros foraminíferos planctônicos (Globigerinina) foram registrados no Mesojurássico e em algumas seqüências do Jurássico Superior (Page, 2004). O uso estratigráfico dos foraminíferos para o Jurássico é relativamente limitado devido a grande amplitude da maioria dos taxa, embora a utilização deste grupo possa ser localmente importante, como para a região do Mar do Norte (Copestake & Johnson, 1989). Zoneamentos baseados em formas grandes de foraminíferos bentônicos foram estabelecidos para a região tetiana (Peybernes, 1998) e formas pequenas de foraminíferos são a base para arcabouços bioestratigráficos para as bacias européias (Ogg, 2004).

Radiolários jurássicos são principalmente encontrados em rochas silicosas de águas profundas, como os cherts, formados abaixo da “Carbonate Compensation Depth” (CCD). Alguns zoneamentos foram desenvolvidos para a margem oeste dos Estados Unidos, Japão, para a parte tetiana da Europa e para o Mar do Norte (Pessagno *et al.*, 1993; Matsuoka & Yao, 1986; Baugartmer, 1987; Dyer, 1998; entre outros). Contudo, a adequada correlação destes zoneamentos com as biozonas de amonites ainda não foi plenamente realizada, permanecendo controversa.

d) Esponjas – São localmente comuns nos carbonatos do Jurássico, principalmente no Jurássico Médio e superior. Biohermas formados por esponjas silicosas (Demosponjas e Hexactinelídeos) são importantes construções em plataformas carbonáticas situadas nos limites do Tétis.

e) Corais e briozoários – Os corais escleractíneos surgiram no Triássico e tiveram grande expansão durante o Neojurássico no mar de Tétis. Estes corais hermatíticos, em simbiose com algas, foram importantes construtores de recifes em ambientes marinhos rasos durante o Jurássico.

Os briozoários, são localmente comuns em sedimentos carbonáticos do Jurássico marinho raso. A ordem que predominou durante este período foi a Cyclostomata.

f) Braquiópodes – Durante o Eojurássico os braquiópodes predominantes eram os articulados das ordens Terebratulida e Rhyconellida. Por vezes, em depósitos carbonáticos marinhos de água rasa são encontrados em grande quantidade, superando os bivalves. Segundo Page (2004), apesar do intenso provincialismo e quando a abundância local permite, este grupo tem uso bioestratigráfico com resolução equivalente as zonas de amonites, proporcionando correlações em nível de bacia ou sub-bacias.

g) Moluscos – Bivalves são extremamente abundantes nos sedimentos do Jurássico, sendo distribuídos desde o ambiente marinho até a água doce. Como suas morfologias são bem distintas em cada ambiente deposicional, os bivalves são muito usados em paleoecologia, principalmente auxiliados pelo fato de que a maioria das ordens sobrevivem até hoje (Page, 2004).

As epifaunas de arqueogastropodes e mesogastropodes predominaram durante o Jurássico, sendo menos diversificadas que as assembléias de neogastropodes do Neocretáceo e Terciário. Contudo, alguns grupos como os nereneídes mostram-se, ocasionalmente, muito abundantes em algumas ambientes marinhos restritos, possuindo valor bioestratigráfico local.

No final do Triássico os amonites sofreram um grande evento de extinção e apenas dois gêneros ultrapassaram o limite Triássico – Jurássico: *Rhacophyllites* e *Psiloceras*. Uma explosão evolucionária ocorreu durante o Jurássico, com o surgimento de várias sub-ordens, gêneros e espécies, distribuindo desde oceano aberto até mares epicontinentais. Desta forma, os amonites são a ferramenta bioestratigráfica que apresentam a melhor resolução para o Jurássico. Entretanto, a sua distribuição geográfica foi afetada pelo provincialismo, levando a construção de diferentes zoneamentos para as diversas províncias biogeográficas (figura 2).

Na distribuição de amonites durante o Neotriássico e Eojurássico distingue-se o domínio Boreal na região ártica e Tétis no sul (figura 2). No Mesojurássico estabeleceu-se a conexão entre margem oeste das Américas com a região do Pacífico Leste, em desenvolvimento. Durante o Meso-Neojurássico formou-se a

direta conexão Boreal – Tétis na Europa, o que possibilitou maior intercâmbio de faunas entre o Oceano Ártico e o Tétis equatorial. Contudo, as faunas de amonites continuaram controladas pela latitude, produzindo assembléias boreais de altas latitudes, sub-boreais a sub-mediterrâneas e assembléias de baixas latitudes na província do Mediterrâneo. Transição análoga, de faunas boreais a tetianas, também ocorreu na região do Pacífico Leste, durante o Meso-Neojurássico (Page, 2004).

Os zoneamentos de amonites do Jurássico são alvos de constantes revisões e refinamentos, desde o trabalho pioneiro de Opper (1856-1858). Atualmente, são subdivididos em 70 a 80 zonas e entre 160 e 170 subzonas, dependendo da província biogeográfica (Ogg, 2004).

Embora não tão diversos quanto os amonites, os belemnites também apresentaram os mesmos controles biogeográficos, com distintas assembléias entre o Tétis e a região Boreal. Possuem resolução bioestratigráfica inferior a dos amonites, sendo uma zona de belemnites equivalente a duas de amonites (Combemorel, 1998; Page, 2004, entre outros). Por serem formados por calcita de baixo teor de magnésio, as suas maiores aplicações referem-se a estudos geoquímicos e paleoambientais dos oceanos, realizados com isótopos estáveis de oxigênio, carbono e estrôncio.

- h) Crustáceos – Crustáceos decápodes foram, aparentemente, os principais causadores das bioturbações encontradas em sedimentos marinhos de água rasa do Jurássico. Entretanto, a sua preservação só era possível em condições especiais, como rápido soterramento em ambiente rico em fosfato. Geralmente, só os traços-fósseis são encontrados, incluindo Thalassinoides, produzidos pelo gênero *Callianassa*.

As carapaças calcárias de ostracodes do Jurássico são importantes indicadores ambientais, pois se distribuem entre ambientes marinhos, mixohalinas e doces e são representadas por um grande número de gêneros e espécies. Também podem ser usadas como indicadores estratigráficos levando-se em conta, porém, que a sua aplicação pode ser apenas local, devido ao provincialismo. Associados à bioestratigrafia de foraminíferos, os ostracodes podem ter grande potencial de correlação no Jurássico.

- i) Equinodermas – Durante o Jurássico, os crinóides já não eram os mais importantes produtores de bioclásticos para sedimentos de ambiente marinho raso quanto antes. Entretanto, ainda eram localmente significantes.

Equinodermas bentônicos móveis, como os ofiuróides e os holoturóides devem ter sido muito abundantes em alguns ambientes marinhos, como sugere a presença de suas espículas e fragmentos em resíduos microfósseis (Page, 2004). Os equinóides, por sua vez, foram mais comuns onde o fundo marinho tinha boa oxigenação podendo ter, localmente, uso bioestratigráfico.

- j) Vertebrados – A fauna de peixes do Jurássico foi dominada pelos osteíctes, possuidores de esqueleto ósseo, em particular pelos actinoptérigeos, detentores de nadadeiras pares com raios. Nesta subclasse os condrósteos estavam em declínio, enquanto que os representantes da ordem Teleostei (teleósteos) estavam se expandindo. Embora apresentando baixa diversidade quando comparados ao Paleozóico Superior, os condríctes (peixes com esqueleto cartilaginoso, incluindo os tubarões) mantiveram-se relativamente comuns.

Grandes répteis marinhos são característicos do Jurássico, especialmente os ictiossauros, plesiossauros (pescoço longo) e pliossauros (pescoço curto). Os

pterossauros surgiram no Jurássico mas só atingiram grande tamanho e diversidade no Cretáceo (e.g. Mendes, 1977).

Os dinossauros representam a mais famosa fauna do Jurássico. Após um tímido início no Triássico, rapidamente se diversificaram e dominaram todas as faunas vertebradas terrestres. No Mesojurássico surgiram os grandes herbívoros saurópodes, os grandes carnívoros terópodes, os estegossauros e os anquilossauros. No Neojurássico alguns dinossauros pequenos desenvolveram penas e a transição para as aves se completou no Kimmeridgiano com o *Archaeopteryx*.

Durante o Jurássico, os mamíferos, que surgiram no final do Triássico, eram pequenos e pouco diversificados.

- k) Flora Continental – Durante o Jurássico proliferaram as samambaias e vários grupos de gimnospermas. Onde as condições permitiram ocorreu o desenvolvimento de vegetação pantanosa. A principal característica das floras terrestres jurássicas é a relativa ausência de variação latitudinal. As floras das regiões “temperadas” do NW do Canadá e Sibéria são similares às floras “tropicais” da Europa, América do Norte, Ásia Central e China (Page, 2004). A presença de floras temperadas em altas latitudes na Antártica, indica ausência de gelo polar durante o Jurássico.

2.2. Jurássico da Bacia Lusitânica

2.2.1. Gênese e Tectônica da Bacia Lusitânica

A Bacia Lusitânica, em Portugal (figura 4), localizada na borda oeste da Placa Ibérica, pertence a um conjunto de bacias oceânicas marginais atlânticas que iniciaram sua formação durante a fase rifte ocorrida no final do Triássico (Wilson, 1975; Mauffret *et al.*, 1988; Boilot *et al.*, 1979; Ribeiro *et al.*, 1979; Vanney & Mougénou, 1981; Soares *et al.*, 1988, 1990, 1993a, 1993b). A sua orientação é NE-SW com cerca de 300 km de comprimento e 150 km de largura, incluindo-se a parte submersa, com espessura sedimentar máxima de 5 km. Esses sedimentos pertencentes ao Triássico Superior – Cretáceo Superior, com cobertura do Terciário, sendo o maior volume sedimentar de idade jurássica (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988; Azerêdo *et al.*, 2003).

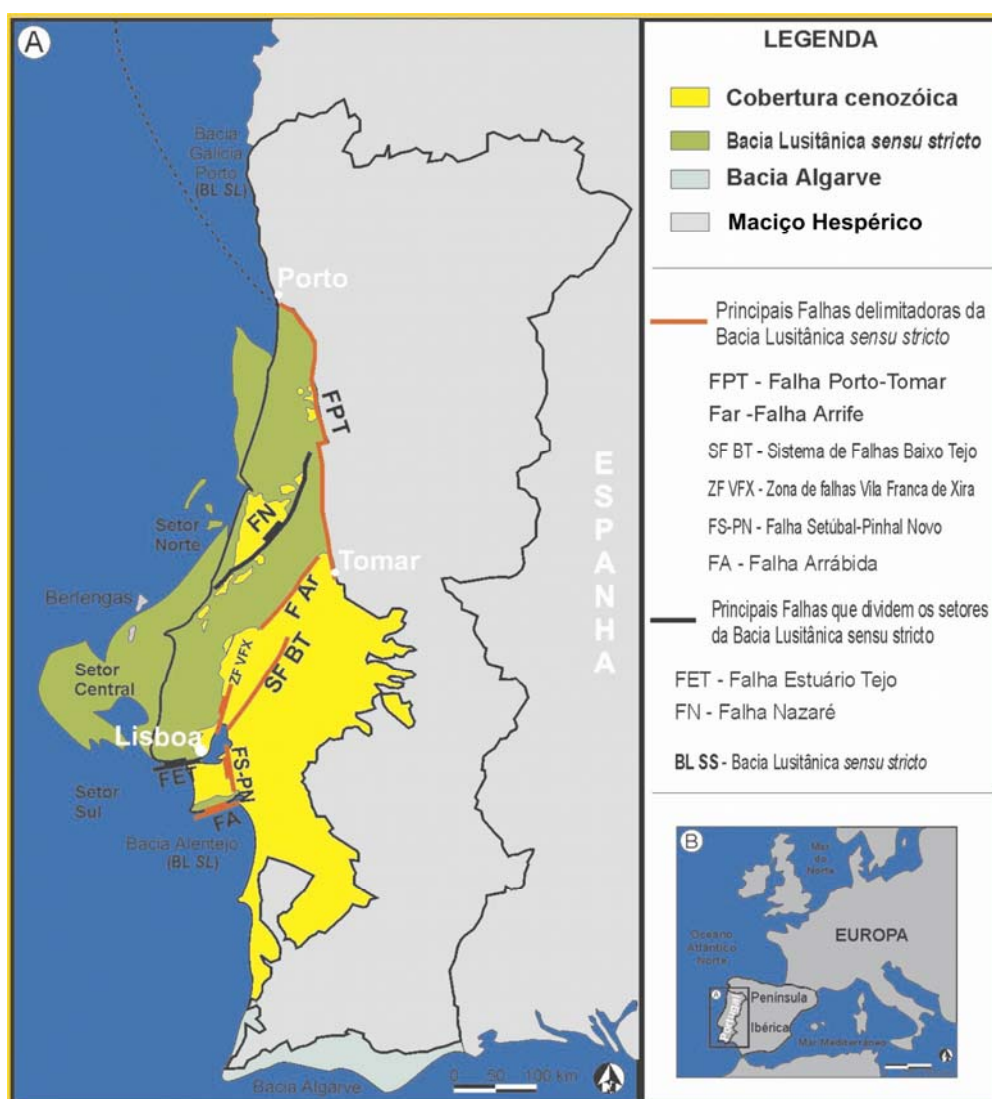


Figura 4 – Mapa geológico simplificado de Portugal: A) Principais estruturas da Bacia Lusitânica e sua compartimentação interna. Em vermelho estão representadas as principais falhas delimitadoras da Bacia Lusitânica e em preto as falhas que dividem os setores da Bacia Lusitânica B) Mapa de localização de Portugal (Silva, 2003).

A bacia limita-se à leste com o embasamento Hercíniano (Maciço Hespérico) através da falha de Porto – Tomar. Para sul esta falha inflete para SW (Falhas de Arrife – Vale inferior do Tejo) e para SE (Falha de Setúbal – Pinhal Novo) (figura 4). A oeste o limite está atualmente representado pelos *horsts* aflorantes nas ilhas das Berlengas e Farilhões (Azerêdo *et al.*, 2002, 2003).

A evolução tectono-sedimentar da Bacia Lusitânica tem sido alvo de vários estudos (por exemplo: Ribeiro *et al.*, 1979; Montenat *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Pinheiro *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Kullberg, 2000; Silva, 2003). Muitos destes trabalhos detalharam a evolução da bacia com bases em dados sísmicos cujo objetivo era a exploração de petróleo (Montenat *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Ellis *et al.*, 1990; Leindfelder, 1994; Leindfelder & Wilson, 1998; Rasmussen *et al.*, 1998; Kullberg, 2000; Alves *et al.*, 2002; Carvalho *et al.*, 2005). Apesar dos inúmeros trabalhos, não existe consenso quanto às fases tectônicas da bacia, bem como em relação às seqüências de preenchimento.

Entretanto, todos os autores registram dois principais episódios de rifteamento na Bacia Lusitânica, diretamente relacionados com a formação do Atlântico Norte. Considera-se que a primeira fase rifte, ocorrida no Neotriássico, teria abortado e, conseqüentemente, não produzido crosta oceânica. Formou-se uma topografia irregular e dinâmica de blocos limitados por falhas normais, relacionados com a reativação de falhas do embasamento (Ribeiro *et al.* 1979; Wilson, 1988; Wilson *et al.*, 1989). A principal fase de rifteamento, com criação de crosta oceânica, se iniciou no Neojurássico, permitindo a abertura do oceano entre a Iberia e Newfoundland (Ribeiro *et al.* 1979; Wilson, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Pinheiro *et al.*, 1996).

Para Rasmussen *et al.* (1998), entre o Neotriássico e o Cretáceo a bacia passou por 4 fases de rifteamento (figura 5). Para estes autores, o rifte Triássico teve maior desenvolvimento na parte central e sul da bacia, sendo limitado por grábens e semi-grábens, estes últimos principalmente na região sul. Durante o Hetangiano ocorreu subsidência regional com a deposição de evaporitos. Rasmussen *et al.* (1998) indicam uma segunda fase rifte durante o Sinemuriano – Pliensbaquiano, resultando em movimentos de sal ao longo das principais falhas. Derivado deste mesmo evento de rifteamento, durante o Sinemuriano – Caloviano desenvolveu-se uma espessa seqüência carbonática, associada à deposição marinha (Stapel, *et al.*, 1996; Alves, *et al.*, 2002). A terceira fase rifte descrita por Rasmussen *et al.* (1998) é aquela associada com a abertura do Atlântico Central – Norte e a quarta teria ocorrido durante o Neojurássico e o Eocretáceo. Para estes autores, o tectonismo distensivo no Jurássico resultou em movimentos do sal, com formações de estruturas ao longo das zonas de falha. Durante o Cretáceo, cessam os tectonismos distensivos e ocorre subsidência regional com a deposição uniforme de seqüências sedimentares durante o Cretáceo. Ainda segundo Rasmussen *et al.* (1998), durante o Mioceno médio desenvolveram-se diápiros de sal e destacada inversão das falhas normais, seguidos por pulsos tectônicos do Neomioceno ao presente.

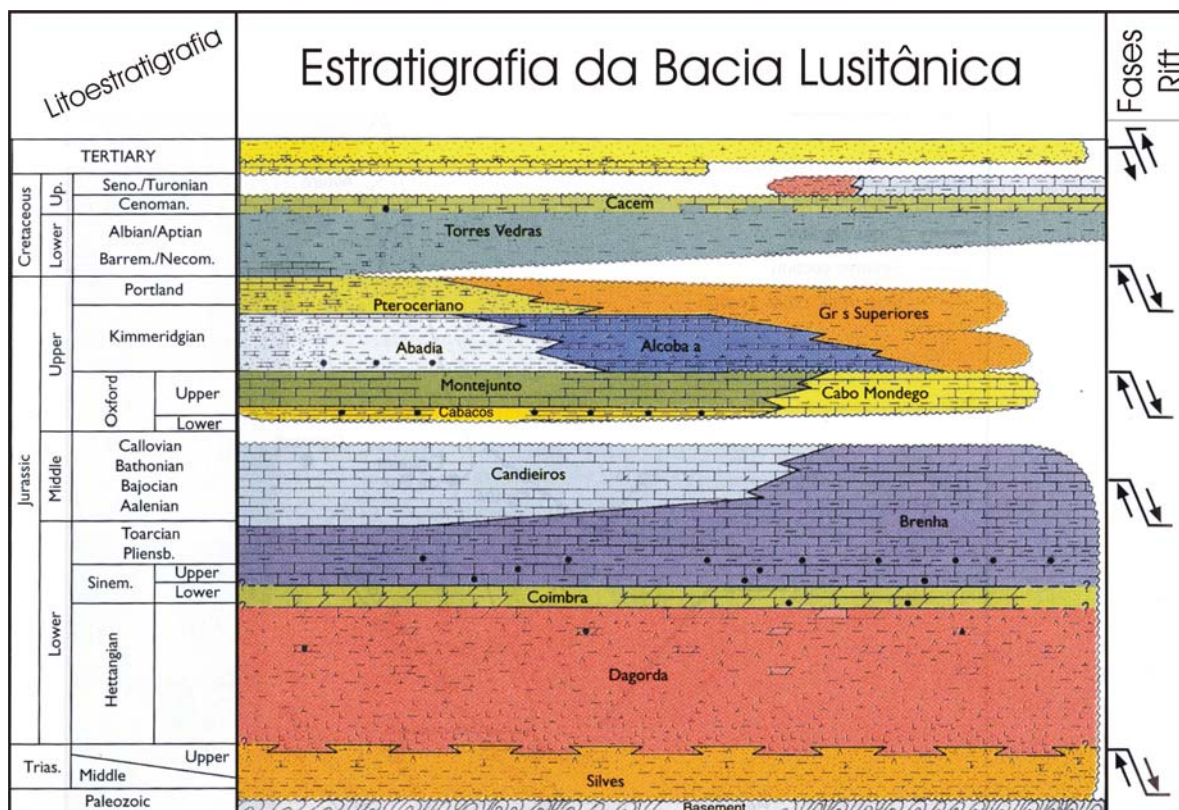


Figura 5 – Sumário estratigráfico regional da Bacia Lusitânica (Baseado em GPEP, 1986) com indicações das 4 fases tectônicas (Rasmussen *et al.*, 1998).

a) Relação entre a Bacia Lusitânica e outras bacias do Atlântico Norte durante o Mesozóico

As bacias mesozóicas do Atlântico Norte (figuras 6 e 7) compartilham várias feições pois possuem origem comum, controlada pelo rifteamento intracontinental e subsequente separação da Europa e América do Norte (Hiscott *et al.*, 1990). Pulsos distensivos estão refletidos nos registros sedimentares de quase todas estas bacias, sendo que superpostos aos eventos tectônicos somam-se os efeitos das variações eustáticas do nível do mar. Para Hiscott *et al.* (1990) a tectônica predomina sobre a variação eustática na formação de registros sedimentares similares síncronos nestas bacias riftes. A figura 8 sumariza os principais elementos estratigráficos presentes em algumas destas bacias.

Hiscott *et al.* (1990) calcularam a taxa de subsidência aparente do embasamento (TSAE) nas principais bacias mesozóicas do Atlântico Norte, como pode ser visto nas figuras 9 e 10. Os dados assinalam taxas diferentes para as bacias durante as fases distensionais provavelmente porque os esforços distribuíram-se irregularmente ao longo e através das principais zonas de falhamentos dos riftes. Além disto, onde os eventos foram de grande magnitude e abruptos (como no Kimeridgiano da Bacia Lusitânica) a subsidência pode ter sido seguida por uma elevação termal do embasamento.

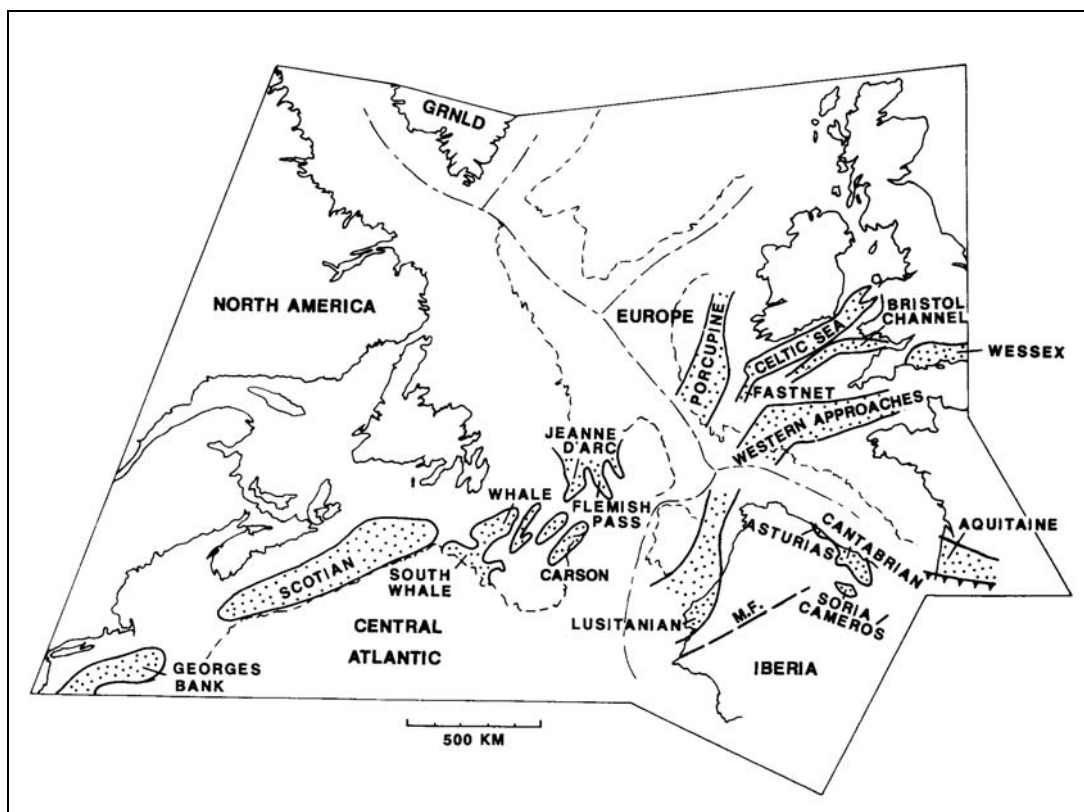


Figura 6 – Localização das principais bacias sedimentares durante o Jurássico e Eocretáceo no Atlântico Norte e Central (Hiscott *et al.*, 1990).

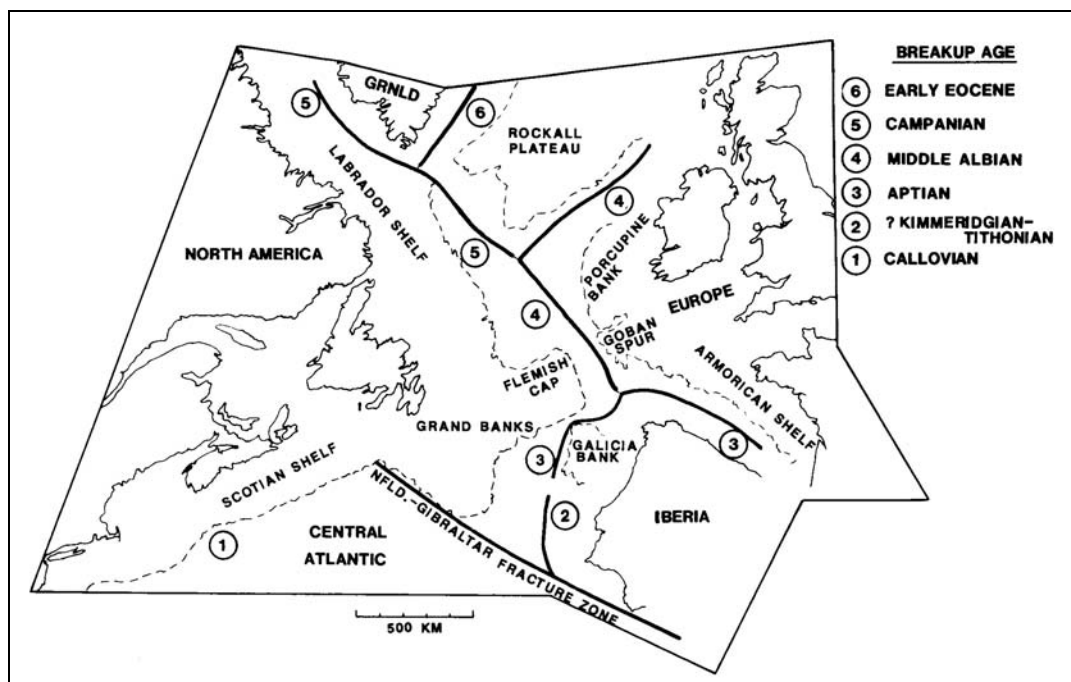


Figura 7 – Principais elementos fisiográficos do rifte do Atlântico Norte com indicação das idades das separações continentais (Hiscott *et al.*, 1990).

EVENTOS E ELEMENTOS ESTRATIGRÁFICOS	Cronoestratigrafia	BACIAS							
		JDA	LUS	CANT	S/C	AST	AQU	CSEA	FAST
Influxo de siliciclásticos devido ao rejuvenescimento da fonte	Albiano superior								
Bacias profundas com subsidência diferencial	Albiano								
Discordância precedendo arenitos	Aptiano								
Seções condensadas	Barremiano								
Granodrecrescência, transgressão	Valangiano / Hauteriviano								
Discordância precedendo arenitos	Berriasiano terminal / Valanginiano								
Arenitos regressivos, deltas	Berriasiano inferior								
Ciclos Transgressivos / Regressivos	Titoniano								
Preenchimento dos paleovales	Kimeridgiano		?						
Bacias profundas com influxo de siliciclásticos	Kimeridgiano inferior								
Hiatos e bacias restritas (salgadas ou hipersalinas)	Oxfordiano inferior	?							

Figura 8 – Sumário dos principais eventos e elementos estratigráficos compartilhados pelas bacias Mesozóicas do Atlântico Norte. JDA= B. Joana D’Arc; LUS= B. Lusitânica; CANT= B. Cantábrica; S/C= B. Soria/Cameros; AST= B. Astúrias; AQU= B. Aquitaine (Parentis); CSEA= Mar Céltico; FAST= Fastnet. (Modificado de Hiscott *et al.*, 1990).

Durante o Mesozóico, e também durante parte do Terciário, a Bacia Lusitânica ocupou uma posição intermediária entre o Atlântico Norte e o Tétis. Devido a isto, o seu desenvolvimento foi afetado pelas sucessivas fases de abertura do primeiro e do fechamento do segundo (Wilson, *et al.*, 1989). A figura 11 mostra as principais fases de abertura do Atlântico Norte e Central nas proximidades da Península Ibérica. Wilson, *et al.* (1989) e Hiscott *et al.* (1990), utilizam a zona de fraturas Newfoundland – Gibraltar (figura 7) para subdividir esta porção do Oceano Atlântico em Central (ao sul da zona de fratura) e Norte (acima deste conjunto de fraturas). A abertura do oceano entre a Ibéria e os Grandes Bancos (*Grand Banks*) iniciou-se ao sul do Banco da Galícia, antes do Aptiano. A separação da Ibéria e Europa, e a completa separação da Ibéria e Grandes Bancos, só ocorreu posteriormente, no final do Aptiano e início do Albiano (Mauffret *et al.*, 1988; Wilson *et al.*, 1989; Hiscott *et al.*, 1990).

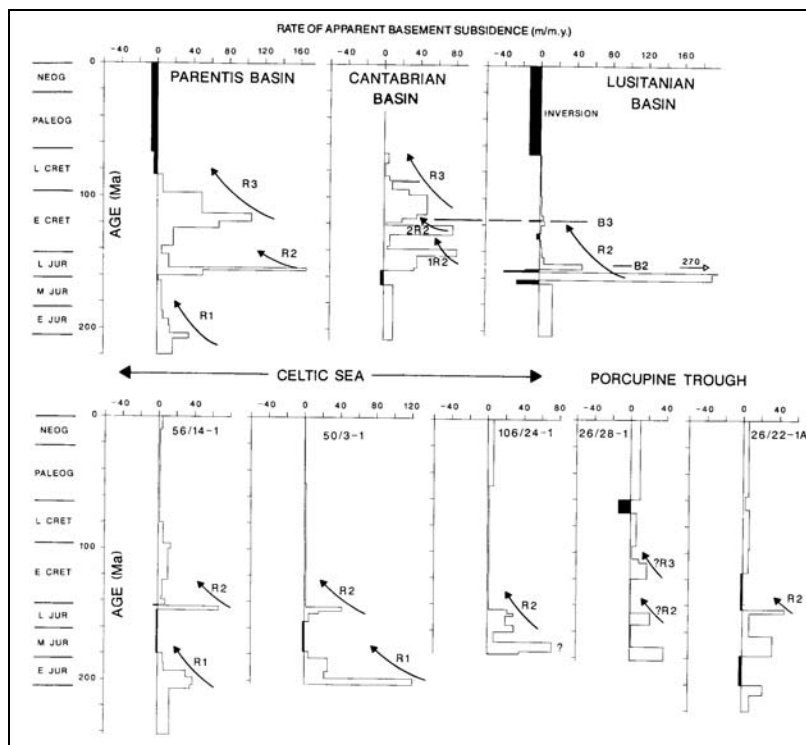


Figura 9 – Taxas de subsidência aparente de 5 bacias rifte do Mesozóico da Europa. Valores positivos indicam subsidência tectônica. Valores negativos (em preto) indicam elevação. Episódios rifte são indicados como R1, R2 e R3. Eventos de separação estão assinalados como B2 e B3 (Hiscott *et al.*, 1990).

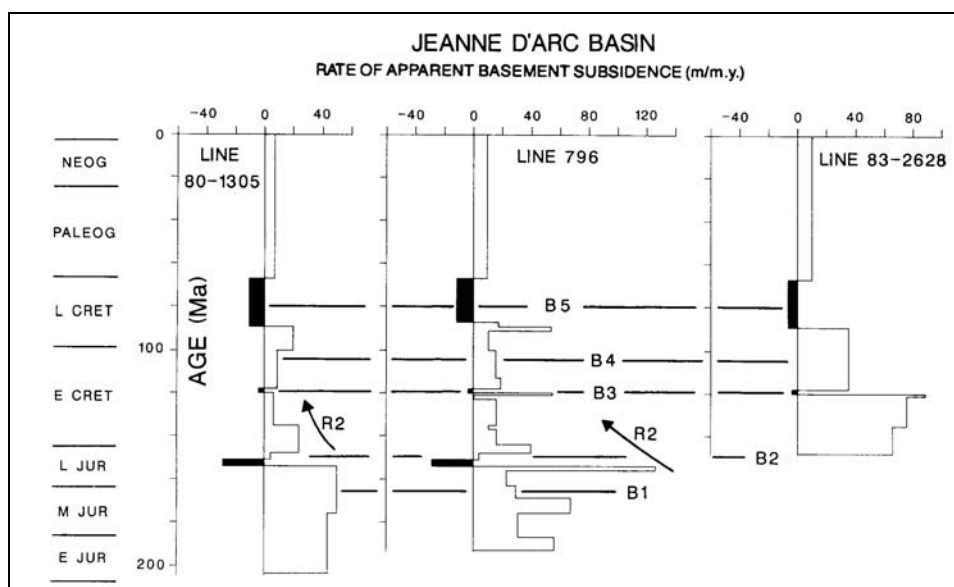


Figura 10 - Taxas de subsidência aparente de 3 localidades na bacia canadense de Joana D’arc. Valores positivos indicam subsidência tectônica. Valores negativos (em preto) indicam elevação. O episódio rifte está indicado como R2. Eventos de separação estão assinalados como B1, B2, B3, B4 e B5 (Hiscott *et al.*, 1990).

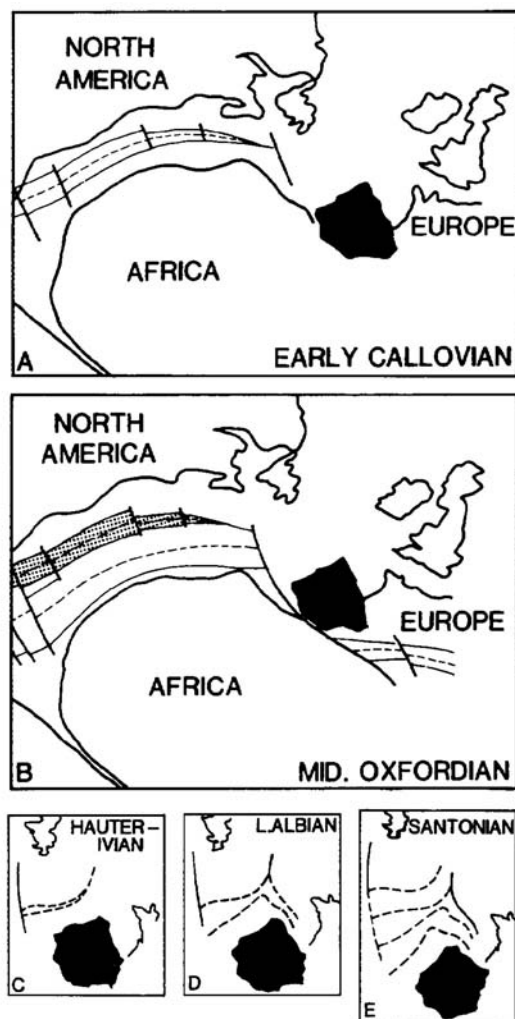


Figura 11 - Principais fases de abertura do Atlântico Norte e Central nas proximidades da Península Ibérica. Figuras C, D e E correspondem as fases de rotação da Península Ibérica (Wilson *et al.*, 1989).

2.2.2. Seqüências sedimentares mesozóicas

No registro Mesozóico da Bacia Lusitânica são identificadas quatro etapas de preenchimento que possuem correspondência com os eventos distensionais da formação do Atlântico Norte. Estas etapas são seqüências limitadas por discordâncias sendo caracterizadas pelas seguintes fases: Triássico Superior – Caloviano, Oxfordiano médio – Berriasiano inferior, Valanginiano – Aptiano inferior e Aptiano superior – Turoniano (Wilson *et al.*, 1989; Rasmussen *et al.*, 1998).

Neste trabalho, focado principalmente na primeira seqüência, utiliza-se como arcabouço estratigráfico o esquema apresentado na figura 12, modificado de Kullberg (2000), cuja base principal é o trabalho publicado pelo GPEP (Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo) em 1986. Distintas versões, ligeiramente diferentes da aqui apresentada, podem ser consultadas nos trabalhos de Wilson (1988), Wilson *et al.*

(1989), Leinfelder (1993), Rasmussen *et al.* (1998, ver figura 5 deste capítulo), Azerêdo *et al.* (2002) e Silva (2003), entre outros. Além disso, também são utilizadas algumas modificações e subdivisões que detalham ou substituem as formações previamente estabelecidas, como aquelas apresentadas por Duarte & Soares (2002) e Azerêdo *et al.* (2003) para o Jurássico Inferior e Médio, e que estão listadas ao longo do texto.

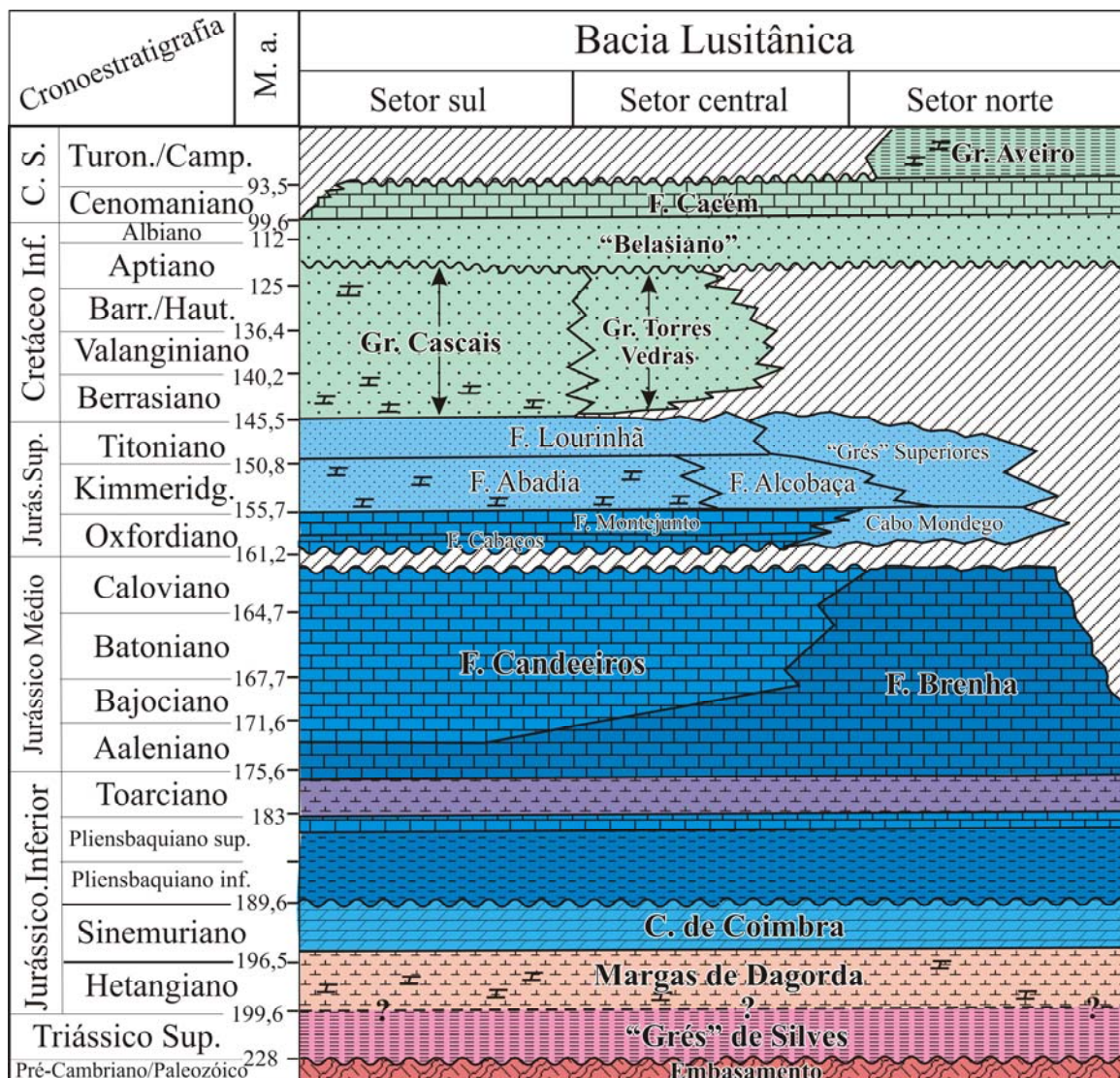


Figura 12- Carta estratigráfica da Bacia Lusitânica (Modificado de Kullberg, 2000).

a) Seqüência Triássico Superior – Caloviano

Após o pulso inicial de rifteamento no Neotriássico, formaram-se grábens e semi – grábens controlados por falhas lítricas, criando as condições para o preenchimento por sedimentos aluviais e fluviais que predominam na fase inicial de preenchimento da bacia (Azerêdo *et al.*, 2003). Os depósitos de conglomerados, arenitos e pelitos vermelhos, que caracterizam esta seqüência, têm espessura muito variável em toda a bacia sendo representados pelo “Grés de Silves” (Choffat, 1887, 1903 – 1904 *apud* Azerêdo *et al.*, 2003; Palain, 1976). Estes conglomerados passam lateral e

superiormente a sedimentos pelíticos – carbonáticos e evaporíticos, denominados de “Margas de Dagorda” (Choffat, 1882, 1903 – 1904 *apud* Azerêdo *et al.*, 2003; Palain, 1976), depositados no Hetangiano. Ambas as unidades foram redefinidas e subdivididas por Azerêdo *et al.* (2003) nas formações Conraria, Castelo Viegas, Dagorda e Pereiros (figura 13). Na região de Arrábida e de Santiago de Cacém, esta seqüência é sobreposta pelo Complexo Vulcano – Sedimentar que, provavelmente, está relacionado com a fase distensiva do processo de rifteamento. O Complexo Vulcano - Sedimentar é formado por diabásios de natureza toleítica, tufos vulcânicos argilosos englobando níveis dolomíticos e pelitos (Manuppella, 1983; Martins, 1991). A Formação Coimbra (ou Camadas de Coimbra), que recobre a seqüência evaporítica anterior, é subdividida em dois membros por Azerêdo *et al.* (2003): um membro dolomítico e outro membro calcário.

CHOFFAT (1880-1904)		CARVALHO (1950)	PALAIN (1976)	SOARES <i>et al.</i> (1985) & ROCHA <i>et al.</i> (1990)	Azerêdo <i>et al.</i> (2003)	CRONOSTRATIGRAFIA			
GRÊS DE SILVES	C. de Pereiros	Camadas de Pereiros	C2	Camadas de Pereiros (50-60m)	Pelitos margosos e dolomias gresosas Grês c. <i>C. meniscoides</i> <i>N. Isocyprina</i> e <i>Prom.</i>	Fm. de Pereiros	Fm. de Dagorda	Sinemuriano	JURÁSSICO
			C1 (10m)					Hetangiano	
	Gres à Nuances Claires		Marnes de Dagorda					B2 (6m)	Camadas de Castelo Viegas (cerca de 210m)
		B1 (cerca de 210m)		Norianano					
	Gres à Rouge Brique		A2 (80m)	Camadas da Conraria	Camadas da Conraria (< 50m)	Grês com <i>Voltzia ribeiroi</i>	Fm. de Conraria	Carniano	
			A1 (100-140m)					Ladiniano	
LACUNA									

Figura 13 – Correlação das unidades litoestratigráficas de diversos autores para o Triássico e o início do Jurássico da Bacia Lusitânica (Azerêdo *et al.*, 2003).

A entrada gradual do mar, que se iniciou no Eojurássico, evidencia-se com a instalação de uma rampa carbonática de baixa energia durante o Neosinemuriano. A Formação Água de Madeiros (Duarte & Soares, 2002) que é o equivalente do Membro calcário da Formação Coimbra (Azerêdo *et al.*, 2003), formalizada para a região de Peniche /São Pedro de Moel, testemunha a primeira grande abertura da bacia ao meio marinho, com a instalação de uma rampa carbonatada homoclinal, inclinada para ocidente (Azerêdo *et al.*, 2003).

A Formação Brenha, que foi originalmente definida por Witt (1977) para fins de pesquisas petrolíferas como incluindo toda a porção margosa – calcária do Meso-

Eojurássico da porção ocidental da bacia, representa um conjunto litoestratigráfico complexo, englobando várias seqüências distintas. A unidade informal “Formação Candeeiros” também surgiu no âmbito da prospecção petrolífera, sendo substituída por Azerêdo *et al.* (2003) por um conjunto de formações (figura 14).

Para Duarte & Soares (2002) a Formação Brenha é, na verdade, constituída, na sua parte inferior, pelas Formações Água de Madeiros (Sinemuriano superior), Vale das Fontes (Pliensbaquiano), Lemede (Pliensbaquiano superior – Toarciano inferior, parte inferior) e São Gião (Toarciano). Para estes autores, durante o Toarciano as regiões de Tomar e Peniche tiveram características sedimentares diferenciadas do restante da bacia. Desta forma, definiram para estas áreas, respectivamente, as Formações Prado (Toarciano – Aaleniano inferior) e Cabo Carvoeiro (Toarciano – Aaleniano / Bajociano?). Os registros bioestratigráficos indicam uma fase de aprofundamento deposicional durante a maior parte do Pliensbaquiano. No Neopliensbaquiano inicia-se um evento regressivo, aproximadamente correspondente a Fm. Lemede (Duarte & Soares, 2002). O Toarciano inicia com uma seqüência transgressiva, mas a sua maior parte é caracterizada por uma fase regressiva (Duarte *et al.*, 2004a; Duarte, 2005a), acompanhada por episódios de fluxo gravitacional mais expressivos a oeste (Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997b; Duarte *et al.*, 2004b), ocorrências localizadas de bioconstruções de espongiários (na porção leste da bacia, Duarte *et al.*, 2001) e paleosismos (região de Sesimbra) (Azerêdo *et al.*, 2003).

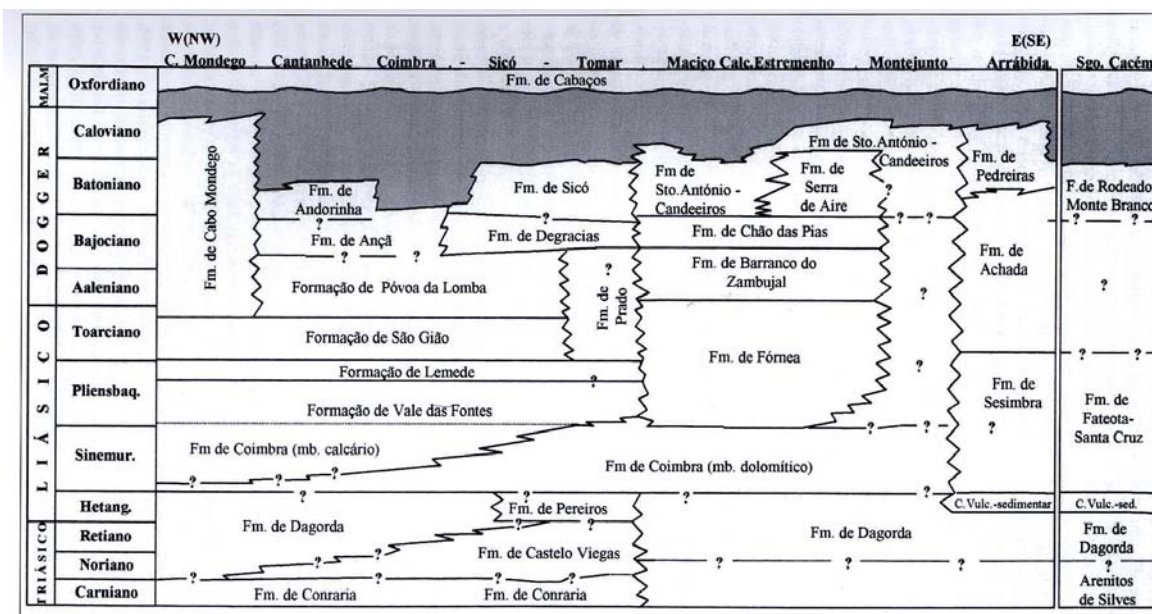


Figura 14 – Síntese litoestratigráfica proposta por Azerêdo *et al.* (2003) para o Jurássico Médio e Inferior da Bacia Lusitânica e da sub-Bacia de Santiago do Cacém. A região de Peniche é considerada como um caso particular, sendo especificada em separado (ver item 2.2.3 e figuras 23 e 24).

No final do Toarciano ocorre o incremento da diferenciação entre a rampa distal e a rampa proximal, com decréscimo gradual do espaço disponível (Duarte, 1997b; Duarte *et al.*, 2001; Azerêdo *et al.*, 2003).

A partir da passagem Aaleniano – Bajociano e, sobretudo ao longo desta última idade, acentua-se gradualmente a tendência regressiva na bacia, com ocorrência de fácies de pequena e média profundidade a leste e a sudoeste, com retração das fácies

mais externas para oeste e nordeste (Mouterde *et al.*, 1971, 1979; Mouterde & Ruget, 1975; Rocha *et al.*, 1987; Azerêdo, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003). Com condições tectono – eustáticas, climáticas e topográficas favoráveis, o sistema de rampa carbonática iniciado no Eojurássico evolui para uma rampa de alta energia atingindo a sua máxima expressão durante o Mesojurássico (Azerêdo, 1993, 1998; Azerêdo *et al.*, 2003). No Neobajociano assinalam-se episódios pontuais de fluxos gravitacionais evidenciados pela ocorrência de calciturbiditos e fluxos detríticos na região do Baleal e do Cabo Mondengo (Azerêdo, 1988, 1993; Watkinson, 1989).

No início do Batoniano a taxa de elevação relativa do nível do mar tende ao equilíbrio com a taxa de sedimentação na rampa interna, causando o incremento da agradação (Azerêdo *et al.*, 2003). Deste modo, depositaram-se centenas de metros de calcários de alta energia, gerados num paleoambiente de ilhas – barreira (calcários oolíticos e bioclásticos com estratificação cruzada, calcários maciços, etc.) e de calcários lagunares e de infra-maré (calcários micríticos e oncolíticos, dismicritos, etc.), formados nas áreas protegidas ante-barreira interna. Biostromas, depósitos de canais / delta de maré ocorrem como fácies secundárias (Azerêdo, 1988, 1993, 1998; Watkinson, 1989; Martins, 1998a, 1998b; Martins *et al.*, 2001; Azerêdo *et al.*, 2003). No início do Caloviano verifica-se uma variação transgressiva relativa (retrogradação) causada pelo incremento do espaço de acomodação que coincide com a elevação eustática do nível do mar indicada por Hardenbol *et al.* (1998), para esta época (Azerêdo *et al.*, 2003). Durante o Caloviano médio - superior a tendência é prográdante.

A diminuição relativa do nível do mar, durante o Meso-Neocaloviano, bem como o início da diferenciação em sub-bacias, relaciona-se com fim do ciclo Triássico – Mesojurássico cujo final é assinalado por uma expressiva descontinuidade registrada em toda a Bacia Lusitânica (Azerêdo *et al.*, 2003), correspondendo a um hiato entre o Caloviano terminal e o Eo-oxfordiano, podendo atingir estratos do Batoniano superior. Semelhante descontinuidade é registrada em outras bacias europeias e do Atlântico Norte e deve estar associada a eventos eustáticos globais (Rasmussen *et al.*, 1998; Azerêdo, 1998; Azerêdo *et al.*, 2002). A passagem Mesojurássico – Neojurássico é ainda caracterizada por uma regressão acentuada, com exposição sub-aérea a leste. A sedimentação predominante variou entre lacustre e marinho marginal (Azerêdo *et al.*, 2003).

b) Seqüência Oxfordiano médio – Berriasiano inferior

Os sedimentos do Oxfordiano médio são normalmente precedidos por uma superfície cárstica (Wilson *et al.*, 1989) e os primeiros sedimentos desta seqüência são carbonatos predominantemente lacustres da Formação Cabaços (Wright & Wilson, 1985), sucedidos pelos carbonatos marinhos da Formação Montejunto (Wilson, 1988). Nesta última, atuaram dois tipos de construção de carbonatos que se desenvolveram em ambientes tectônicos distintos (Ellis & Wilson, 1986). As construções desenvolvidas nas adjacências dos diápiros de sal são relativamente espessas (500 a 1000m), formadas por *grainstones* e *packstones* com pouca variação lateral (figura 15).

No Cabo Mondego durante o Meso-oxfordiano médio e o Neo-oxfordiano (equivalente lateral da Formação Montejunto a norte da Falha de Nazaré; Kullberg, 2000), é constituído por calcários margosos, com intercalações betuminosas e arenosas, depositados em ambiente de planície litorânea e plataforma carbonática interna.

O Neo-oxfordiano e o Eokimeridgiano são caracterizados por um aporte significativo de siliciclásticos na bacia (Wilson, 1979), correspondendo aos Membros Castanheira e Tojera da Formação Abadia.

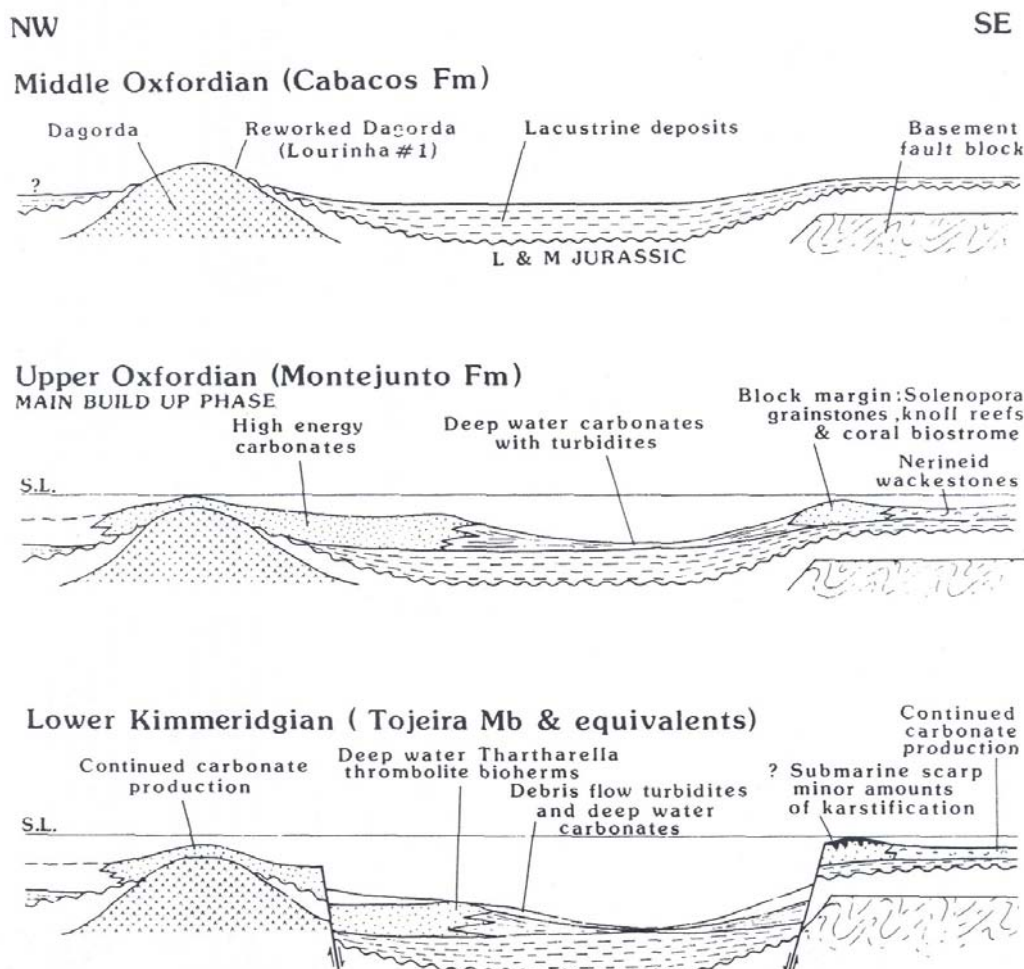


Figura 15 – Seções esquemáticas mostrando como ambientes tectônicos distintos propiciaram a formação de diferentes tipos de carbonatos no Meso-oxfordiano (Formação Cabaços) e Neo-oxfordiano (Formação Montejunto). O início do rifte no Kimeridgiano aprofunda a bacia criando novas deposições carbonáticas (Wilson, 1988).

Os principais constituintes da Formação Abadia são margas com intercalações de arenitos de granulometria grosseira, por vezes conglomerados, e localmente níveis de calcários. Esta formação distribui-se nos setores central e sul da bacia, entre as Falhas de Torres Vedras-Montejunto e Arrábida. A espessura é muito variada, podendo ultrapassar os 1000 metros.

A Formação Alcobaca (Kimeridgiano) é o equivalente lateral da Formação Abadia no setor central, desde Montejunto até a Falha de Nazaré. É composta por uma alternância de margas, por vezes arenosas, margas e calcários detríticos com *patch reefs* de ostras (Kullberg, 2000). Representa um ambiente de sedimentação de plataforma mista de pequena profundidade.

A Formação Lourinhã (Hill, 1988), de idade titoniana, é constituída por sedimentos marinhos detríticos, com intercalações carbonáticas, que foram depositadas em ambientes rasos (Witt, 1977). Rocha *et al.* (1996) consideram a Formação Lourinhã de um modo mais amplo, englobando os carbonatos da Formação Amaral (regiões de Arrábida e Montejunto), Mem Martins (região de Sintra) e Abiúl (região de Alcobaça-Pombal).

O equivalente lateral da Formação Lourinhã no setor norte da bacia é a Formação Grés Superiores (Kimeridgiano Superior – Titoniano), formada principalmente por arenitos com níveis conglomeráticos que se depositaram em ambiente fluvio-deltaico, interdigitados com folhelhos marinhos nas margens e carbonatos na região central da bacia (Wilson *et al.*, 1989).

Entre esta seqüência e a sobrejacente observa-se uma pronunciada discordância, separando os estratos sin-rifte dos estratos pós-rifte, caracterizando o início da deposição em ambiente de margem passiva. Para Pena dos Reis *et al.* (2000), a reativação ocorrida durante o Eotitoniano e na transição Titoniano – Berriasiano deixou registro sedimentar em escala regional. O decréscimo na taxa de subsidência e a queda do nível do mar resultaram na progradação do sistema siliciclástico marginal, com total preenchimento do espaço de acomodação criado.

Leinfelder (1993) assinala que a atividade tectônica durante o Neojurássico da Bacia Lusitânica controlou a quantidade e a direção do influxo de terrígenos, assim como a formação e a localização das plataformas rasas. Para este autor, variações de 3ª ordem no nível do mar modificaram estes sistemas deposicionais estruturalmente controlados. Devido à reativação tectônica, durante o Kimeridgiano a região sul (Serra da Arrábida – Cabo Espichel) e central (Sintra) da bacia foram dominadas por rampas carbonáticas com influxos de terrígenos, enquanto na região norte predominavam sistemas siliciclásticos (Leinfelder *et al.*, 2004). Em decorrência do intenso processo tectônico desta época formaram-se 3 sub-bacias: Bombarral, Turcifal e Arruda. As duas primeiras são semi-grábens e estão separadas da última por um lineamento reativado do embasamento hercíniano (Leinfelder & Wilson, 1989; Leinfelder *et al.*, 2004). Ao longo deste lineamento formaram-se estruturas de almofadas de sal sinsedimentares, causando soerguimento adicional e com modificação estrutural (Sistema da Falha de Montejunto com extensão para sul para a Falha de Runa, Leinfelder *et al.*, 2004). A sub-Bacia de Arruda desenvolveu depocentro com cerca de 2,5 km de espessura, enquanto nas outras sub-bacias a subsidência foi mais reduzida, com o predomínio de sistemas continental e marinho marginal, localmente com ingressões marinhas (Leinfelder *et al.*, 2004).

c) Seqüências Valanginiano – Aptiano inferior e Aptiano superior – Turoniano

Estas duas seqüências apresentam similar distribuição de fácies, com arenitos fluviais ao norte, passando a margas marinhas e calcários com rudistas ao sul (Wilson *et al.*, 1989).

Segundo Kullberg (2000), os Grupos Torres de Vedras e Cascais representam os sedimentos siliciclásticos depositados na Bacia Lusitânica durante o Eocretáceo. O Grupo Torres de Vedras, localizado no setor central da bacia, é dividido em oito formações (Rey, 1993), com espessura total de 200m, sendo constituído por siliciclásticos depositados em ambiente aluvial por canais anastomosados. O Grupo Cascais, posicionado no setor sul da bacia, divide-se em onze formações (Rey, 1992), entre o Berriasiano e o Albiano, sendo constituído por carbonatos marinhos, depositados em plataformas rasas, e sedimentos detríticos.

A Formação Cacém é de idade cenomaniana – turoniana, sendo constituída por carbonatos depositados em ambiente marinho raso e folhelhos com construções de rudistas, transgressivos sobre a formação sotoposta.

Segundo Callapez (2004), a seqüência Cenomaniano – Turoniano, da região centro-oeste de Portugal, faz parte da megasseqüência Aptiano Superior – Campaniano inferior (Wilson, 1988; Cunha, 1992; Pinheiro *et al.*, 1996) que seria constituída pela seguinte sucessão sedimentar:

1. Sedimentos aluviais de granulometria grosseira;
2. Plataformas carbonáticas;
3. Arenitos micáceos marinhos a aluviais, principalmente preservados a NE da bacia;
4. Arenitos aluviais e conglomerados.

A parte inferior da megasseqüência Aptiano Superior – Campaniano inferior é formada por conglomerados continentais e arenitos com grãos grosseiros, intercalados com argilitos vermelhos, que correspondem a Formação Figueira da Foz (Dinis, 1999). A fonte para estes sedimentos siliciclásticos foi o maciço Herciniano da Ibéria e, localmente, os *horsts* de Berlengas e Farilhões (Rey, 1972, 1979).

A Formação Figueira da Foz é sobreposta por uma espessa sucessão de carbonatos marinhos, relacionados a elevações do nível do mar, designados de “Formação Carbonatada” (Soares, 1966, 1980). Na região de Lisboa – Sintra, os membros inferiores desta unidade foram denominados de “Belasiano” (Aptiano superior – Albiano), uma unidade cronoestratigráfica local criada por Choffat (1885, 1900 *apud* Callapez, 2004).

A discordância na base do conjunto destas seqüências aumenta de magnitude na margem leste da Bacia Lusitânica (Rey, 1972), sugerindo movimento contínuo ao longo das falhas que limitam a bacia. Do mesmo modo, diápiros continuaram a se desenvolver, como demonstrado pelo contato direto da Formação Torres de Vedras com os evaporitos da Formação Dagorda, entre Peniche e Figueira da Foz.

Acima desta megasseqüência, no setor norte da bacia, depositou-se o Grupo Aveiro (De Meijer, Matos & Witt, 1976 *in* Witt, 1977) entre o Turoniano e o Campaniano. Engloba um conjunto de formações localizadas nos arredores de Aveiro e na plataforma Continental. Os sedimentos predominantes são arenitos, localmente intercalados com carbonatos, com espessuras entre 150 e 260 metros.

d) Atividade magmática

Ciclos de atividade magmática na margem oeste da Península Ibérica, estão presentes tanto no Maciço Hespérico, como na Bacia Lusitânica. As principais áreas com magmatismo em Portugal são mostradas na figura 16. As rochas ígneas encontradas na margem oeste portuguesa estão concentradas ao sul do alinhamento Pombal - Nazaré e nenhuma ocorrência foi registrada ao norte de Figueira da Foz (Pinheiro *et al.*, 1996). Contudo, em termos volumétricos, estas ocorrências são muito pequenas quando comparadas com o vulcanismo que precedeu e acompanhou os processos de rifteamento e abertura do Atlântico Norte.

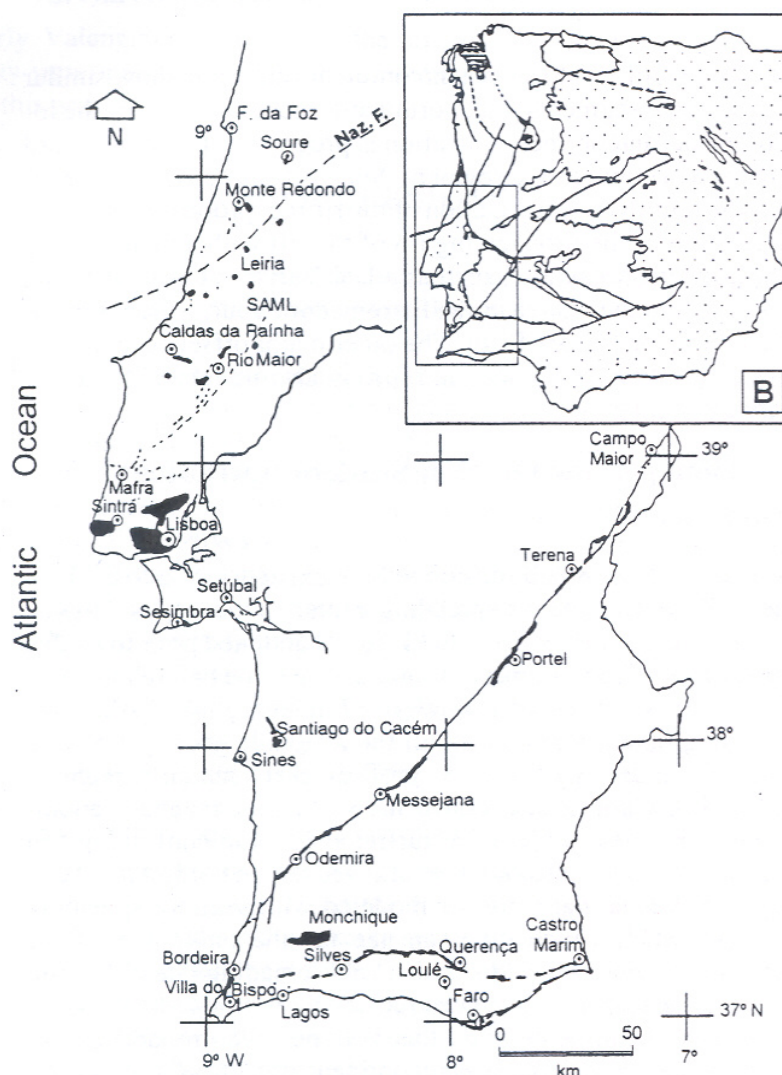


Figura 16 – Áreas de ocorrência das rochas ígneas mesozóicas na Bacia Lusitânica. SAML= Lineamento Serra D'aire – Montejunto ; Naz. F= Falha de Nazaré (Pinheiro, *et al.* 1996).

Pinheiro *et al.* (1996) identificaram 4 ciclos magmáticos durante o Mesozóico na borda oeste da Península Ibérica, sendo que os três primeiros estão associados com os episódios de rifteamento (Martins, 1991):

- Neotriássico / Eojurássico (ciclo basalto alcalino): Fase magmática de ocorrência de basaltos alcalinos com idade K-Ar de 224 ± 11 Ma (Martins, 1991).
- Mesojurássico (ciclo toleítico): Este período foi caracterizado pela intrusão de basaltos e diques de diabásio. Baseado nas idades obtidas nas intrusões ao longo da Falha Odemira – Ávila, Martins (1991) propôs que a atividade toleítica pode ter se estendido entre 190 a 160 Ma, sendo que a maioria parte estaria concentrada entre 190 e 180 Ma. Entretanto, é possível que este magmatismo seja mais precoce, tendo se iniciado em cerca de 205 Ma, próximo a passagem Raetiano – Hatengiano (Martins, 1991).

- Eocretáceo (ciclo transicional) : Este ciclo é representado por diques com direção NNW-SSW e ESE-WNW, constituídos por diabásios, gabros e dioritos. Em menor quantidade também são registrados maciços hipovulcânicos (Região de Leiria). A maioria destas intrusões estão restritas a região entre a Falha de Nazaré e o Lineamento Serra d’Aire – Montejunto (Ribeiro *et al.*, 1979; figura 16). As idades K-Ar destas intrusões variam entre 130 ± 3 Ma e 144 ± 2 Ma (Martins, 1991), estando concentradas entre 130 e 135 Ma.
- Neocretáceo (ciclo alcalino): As principais ocorrências registradas deste episódio magmático incluem o complexo de diques radiais de Mafra (cerca de 100 Ma), o Complexo Basáltico de Lisboa ($72,5 \pm 3$ Ma) e os maciços de Sines, Sintra e Monchique (70 a 80 Ma) que apresentam decréscimo de idades para sul (Martins, 1991; Pinheiro *et al.*, 1996; figura 16). Na área submarina são encontrados basaltos alcalinos com idade $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $74 \pm 0,7$ Ma na região do Esporão da Estremadura (Martins, 1991).

e) Relação entre as falhas e a tectônica salífera

Rasmussen *et al.* (1998), produziram um conjunto de seções geológicas esquemáticas que ilustram a relação entre as falhas da Bacia Lusitânica e a movimentação do sal (figura 17). Os perfis A e B, respectivamente perfil da Plataforma Marinha e perfil de Monte Real, são localizados ao norte do alinhamento Pombal - Nazaré. O perfil de Arruda (perfil C) está posicionado na parte central da bacia, ao norte de Lisboa. No início do Sinemuriano os eventos tectônicos caracterizam-se pelo “onlap” da Formação Coimbra nos anticlinais formados pela incipiente halocinese inicial. Os dados sísmicos de Rasmussen *et al.* (1998), demonstram que estas estruturas salíferas estão sempre associadas às falhas pré-existentes. Apesar do reduzido soterramento, as movimentações iniciais ocorreram provavelmente devido à alta densidade dos sedimentos sobrepostos (dolomitos da Formação Coimbra).

A principal fase de formação de almofadas ocorreu no Neojurássico– Eocretáceo (figuras 17A e 17B), com concentração na parte central da bacia. O desenvolvimento de diápiros de sal (ex.: diápiro de Monte Real, figura 17B) deu-se durante as inversões tectônicas no Mesomioceno (figuras 17A e 17B). Estas inversões também resultaram na formação de almofadas nas áreas marginais (figura 17A) e próximo ao alinhamento Pombal - Nazaré (figura 17B). Ao sul desta, a subsidência controlada por falhas ocorreu em época diferente ao restante da bacia (figura 17C). A leste da cidade de Nazaré (figura 18, Rasmussen *et al.*, 1998) a subsidência ocorreu durante o Neosinemuriano – Eocaloviano, correspondendo às formações Brenha (*sensu* Witt, 1977) e Candeeiros. Em decorrência, formaram-se almofadas de sal, através da migração pela zona de falha. Na região de Arruda (figura 17C) este desenvolvimento iniciou-se no Caloviano e tornou-se uma estrutura conspícua durante a fase rifte no Oxfordiano.

Alves *et al.* (2002), concluíram que, durante o Jurássico, os eventos distensivos desencadearam a halocinese na área norte da Bacia Lusitânica (porção submarina), com maior expressão durante o Oxfordiano-Kimeridgiano. Além disso, verificaram que os principais tipos de estruturas associadas ao sal demonstram similaridade com os modelos físicos de Withjack & Callaway (2000 *apud* Alves *et al.*, 2002; figura 19).

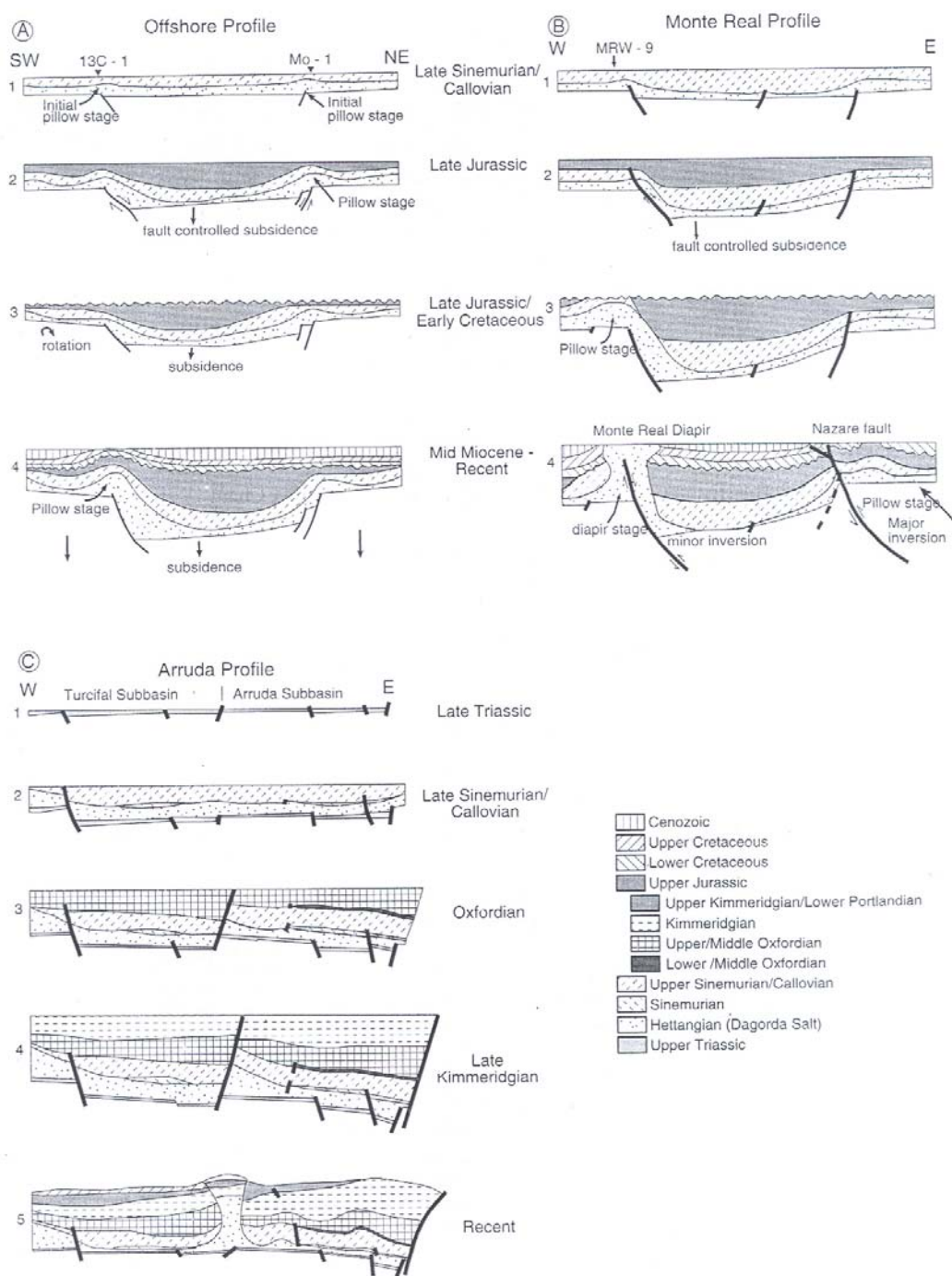


Figura 17 – Reconstrução esquemática de seções na Bacia Lusitânica ilustrando a relação entre as falhas e a movimentação do sal (Rasmussen *et al.*, 1998).

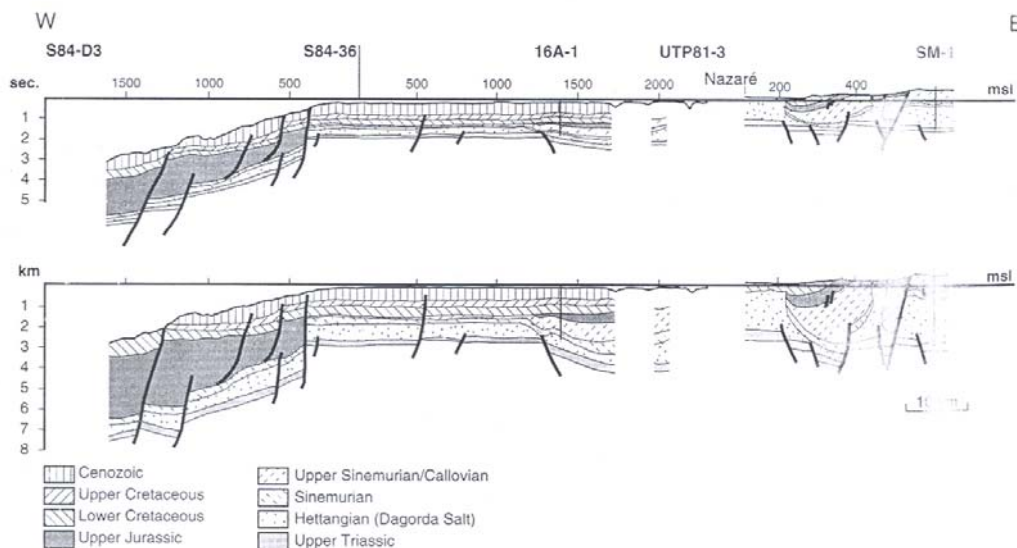


Figura 18 – Seções em tempo e profundidade, combinando dados offshore e onshore de áreas próximas a Nazaré. Sedimentos do Neosinemuriano e Caloviano espessam-se a leste de Nazaré (Rasmussen *et al.*, 1998).

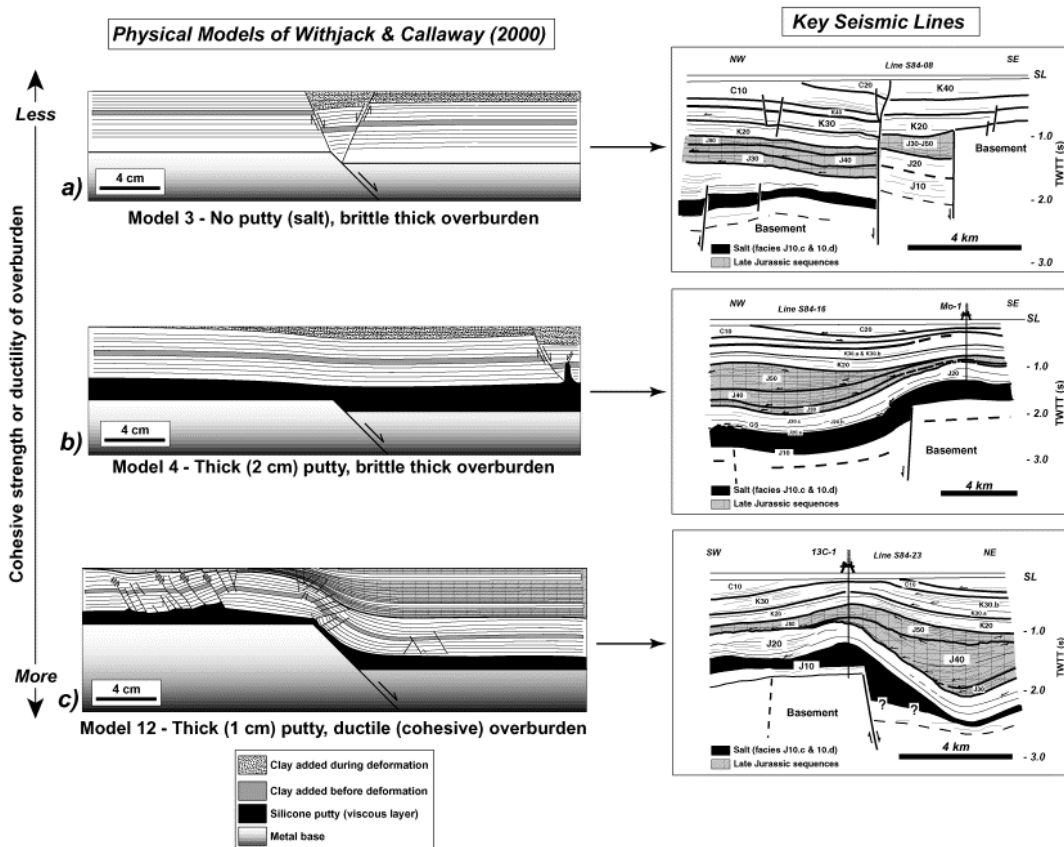


Figura 19 – Modelagem física de estruturas de sal (Withjack & Callaway, 2000 *apud* Alves *et al.*, 2002) e suas correlações com seções da área norte da Bacia Lusitânica.

2.2.3. Jurássico Inferior de Peniche

O Jurássico Inferior está particularmente bem representado na Bacia Lusitânica, através de vários afloramentos de grande relevância geológica (Duarte & Soares, 2002; Azerêdo, *et al.*, 2003; Duarte, 1997b, 2004; Duarte *et al.*, 2004a). Entre eles, a região de Peniche constitui uma das seções mais importantes (Duarte 2004, 2005b; Henriques, 2004), devido à boa exposição das séries margo-calcárias e a continuidade da sucessão sedimentar, com mais de 450 metros de espessura, distribuída entre o Sinemuriano e o Toarciano (Mouterde, 1955; Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1995, 2003a, 2004, 2005b; Duarte *et al.*, 2004a). Peniche é uma península localizada a cerca de 100 km a norte de Lisboa (figuras 20, 21 e 22). Os afloramentos pertencentes ao Jurássico Inferior estão expostos ao longo da costa, entre as localidades da Ponta da Papôa e Remédios.



Figura 20 – Mapa de localização da Península de Peniche, localizada na costa oeste portuguesa a 100 km a Norte de Lisboa e a 200 km ao sul de Coimbra.

a) Unidades Litoestratigráficas

Duarte & Soares (2002), em trabalho de formalização das unidades margo – calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica, redefiniram a litoestratigrafia da região (figura 23).

Segundo Duarte (2003a), a deposição durante o Pliensbaquiano e o Eotoarciano de Peniche ocorreu em ambiente de rampa carbonática homoclinal, que era inclinada para oeste. Em termos gerais, os sedimentos desta idade correspondem aos períodos de maior influência marinha na bacia.

A figura 24, representa o perfil litológico esquemático da região de Peniche (Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.* 2004a).

Cronoestratigrafia		Biozonas de Amonites	Duarte & Soares (2002)										
			Generalidade da Bacia		Peniche / S. Pedro de Moel								
JURÁSSICO	MÉDIO (=BOGGER)	AALENIANO	Opalinum	Calcários de Póvoa da Lomba		Fm. do Cabo Carvoeiro	Mb. C. Carvoeiro 5						
			TOARCIANO					Superior	Aalensis Meneghini Speciosum Bonarellii	Fm. de S. Gião	Margas e margas calcárias com braquiópodes		
								Médio	Gradata Bifrons		Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários		
								Inferior	Levisoni Polymorphum		Margas e calcários margosos com <i>Hildaites</i> e <i>Hildoceras</i> C. nodul. em plaquetas Margo-calcários com fauna de <i>Leptaena</i>		
			INFERIOR (= LIAS)					PLIENSBACUANO	Domeriano	Spinatum Margaritatus	Formação de Lemedo		
									Carixiano	Davoei Ibex Jamesoni			
	SINEMURIANO	Superior (Lotaringiano)		Raricostatum Oxynotum Obtusum	Fm. de Coimbra	Fm. de Água de Madeiros	Camadas de S. Miguel Camadas de Coimbra s.s.	Membro de Polvoeira					
				Camadas de Coimbra s.s.									
		Inferior											

Figura 23 - Unidades litoestratigráficas propostas por Duarte & Soares (2002) para o Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica.

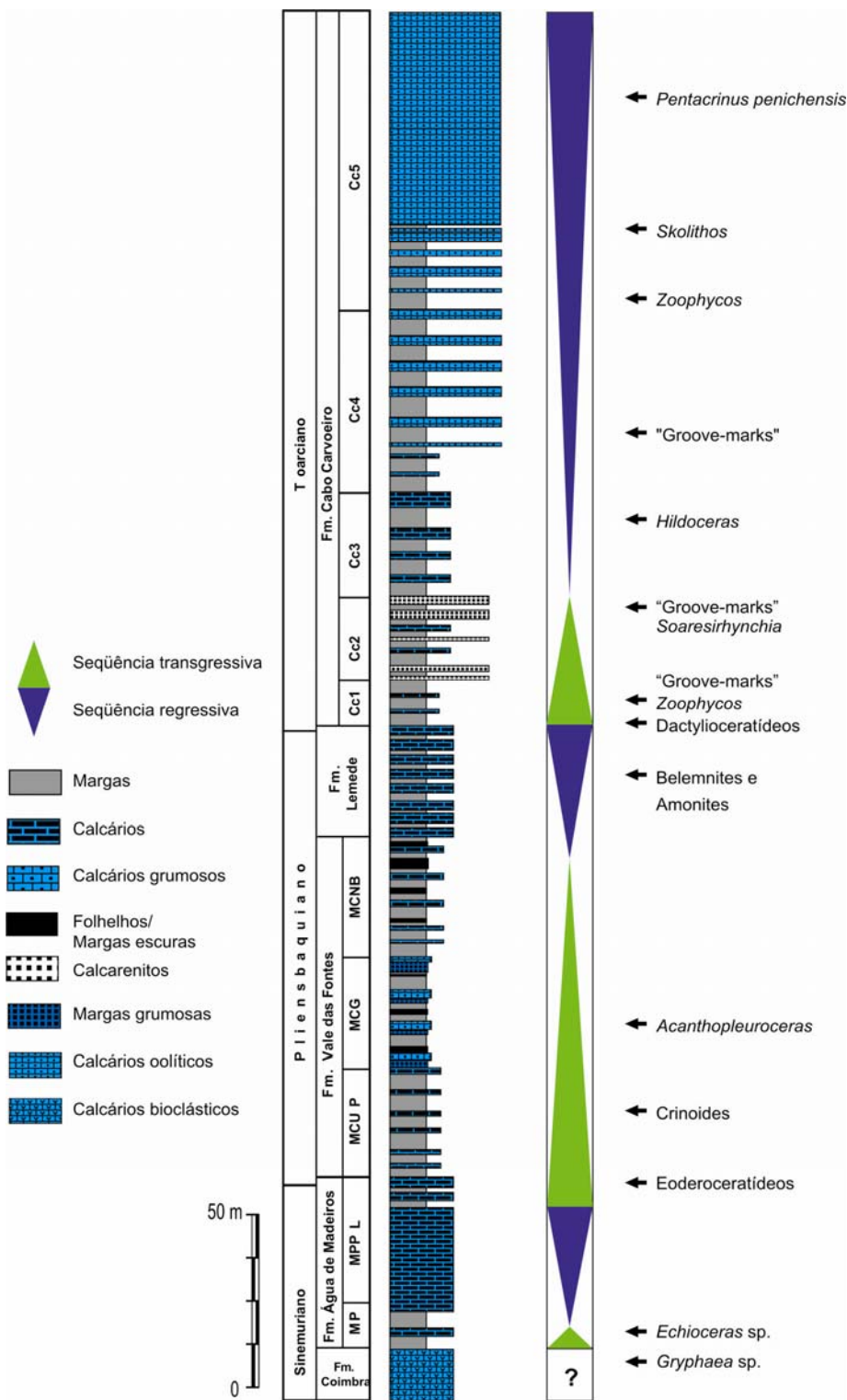


Figura 24 – Perfil esquemático das Fms. Coimbra, Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemedo e Cabo Carvoeiro na região de Peniche. MP- Mb. Polvoeira, MPPL – Membro da Praia da Pedra Lisa, MCUP- Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*, MCG – Margas e calcários grumosos, MCNB – Margo-calcários com níveis betuminosos, Cc1 a Cc5 – Cabo Carvoeiro de 1 a 5. (Duarte *et al.* 2004).

Na área afloram as Fm. Coimbra, Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemede e Cabo Carvoeiro, que estão descritas abaixo:

- Formação Coimbra – De idade sinemuriana, esta unidade é composta, principalmente, por calcários bioclásticos com cerca de 50 metros de espessura. Aflora basicamente na localidade da Ponta da Papôa (figura 25).
- Formação Água de Madeiros – Esta unidade é de idade neosinemuriana – eopliensbaquiana (?). Na região de Peniche está representada junto a Ponta da Papôa (figura 25). A base da unidade é definida no primeiro nível de marga mais expressivo que sucede aos calcários da Fm. Coimbra (Duarte & Soares, 2002, figuras 26 e 27).



Figura 25 – Vista geral da ponta da Papôa (face oeste), brecha vulcânica e do Portinho da Areia.



Figura 26 – Limite entre as formações Coimbra (parte inferior da foto) e Água de Madeiros.



Figura 27 – Detalhe do limite entre as formações Coimbra e Água de Madeiros.

A Fm. Água de Madeiros é sub-dividida em dois membros:

- Membro Polvoeira – Com cerca de 10 metros de espessura, é composto por alternância de margas e calcários margosos associados a vários espécimes de *Echioceras*.
- Membro Praia de Pedra Lisa – Corresponde ao topo da Fm. Água de Madeiros com, aproximadamente, 40 metros de espessura. É constituído, predominantemente, por calcários intercalados com margas milimétricas a centimétricas.

- Formação Vale das Fontes - Pliensbaquiano. A seção-tipo foi definida, por Duarte & Soares (2002) na Península de Peniche, ao longo das falésias do Portinho da Areia (figura 28). É composta por margas e margas calcárias decimétricas alternadas com camadas de calcário margoso, que raramente ultrapassam 20 centímetros de espessura. Tem uma espessura total de 90 metros, sendo decomposta em 3 membros:

- Membro Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* – Formado por sucessões rítmicas de margas e calcários margosos, com a presença de deformações sin-sedimentares. Apresenta uma assembléia fossilífera diversificada com predomínio de crinóides (*Pentacrinus subteres*, Munster, in Mouterde *et al.*, 1978) e belemnites (figura 29).

- Membro Margas e calcários grumosos – Composto por margas, margas calcárias e calcários grumosos. Estas fácies grumosas (*lumpy limestones*) foram estudadas por diversos autores (Hallam, 1971; Dommergues *et al.* 1981; Dromart & Elmi, 1986; Elmi *et al.*, 1988; Fernandez-López *et al.*, 2000). Correspondem a concreções nodulares subangulosas, centimétricas, com intraclastos de cor castanho escura e recristalizações microesféricas, espículas de espongiários silicosos e moluscos (figuras 30, 31 e 32).



Figura 28 – Detalhe do limite entre as formações Água de Madeiros (parte inferior da foto) e Vale das Fontes.



Figura 29– Detalhe de belemnites e crinóides no Mb. Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*.



Figura 30 – Vista geral dos calcários grumosos (*lumpy limestones*) da Fm. Vale das Fontes.



Figura 31 – Detalhe dos calcários grumosos.



Figura 32 – Detalhe dos calcários grumosos.

o *Membro Margo-calcários com níveis betuminosos* – Formado por margas laminadas cinzentas, por vezes limoníticas, alternadas com calcários margosos (figuras 33 e 34). Para Duarte & Soares (2002), esta unidade corresponde a uma fase de aprofundamento da bacia, com o desenvolvimento de condições anóxicas.



Figura 33 – Camadas calcárias margosas (cor cinza), intercalada com margas laminadas betuminosas e ferruginosas. Membro Margo-calcário com níveis betuminosos da Fm. Vale das Fontes.



Figura 34 – Detalhe da margam laminada ferruginosa-betuminosa da foto anterior, com 3 centímetros de espessura. Destaque para os nódulos de pirita de cor castanha.



Figura 35 – Vista geral da seção-tipo da Fm. Lemede. Ao fundo a ponta do Trovão.



Figura 36 – Belemnites em calcários da Fm. Lemedé.



Figura 37 – Camada com amonites e belemnites da Fm. Lemedé.

- *Formação Lemedé* – Depositada entre o Neopliensbaquiano e o Eotoarciano. Em Peniche tem cerca de 16 metros de espessura. A seção-tipo foi definida (Duarte & Soares, 2002) na localidade de Cabo Carvoeiro, entre as praias de Portinho da Areia e

Abalo (figura 35). Composta por calcários margosos e micríticos decimétricos, alternados com margas calcárias cinzentas centimétricas. Apresenta riqueza em fósseis, com a presença de amonites, belemnites, braquiópodes e bivalves. Também são encontrados crinóides, espículas de equinídeos e gastrópodes (figuras 36 e 37).

- Formação Cabo Carvoeiro – Ocorre exclusivamente em Peniche. Sua idade compreende o Eotoarciano ao Aaleniano/Bajociano(?). A seção – tipo localiza-se entre a praia do Abalo e a cidadela de Peniche. O seu limite inferior está na Ponta do Trovão (figura 38), correspondendo aos horizontes 15F e 16A de Mouterde (1955).

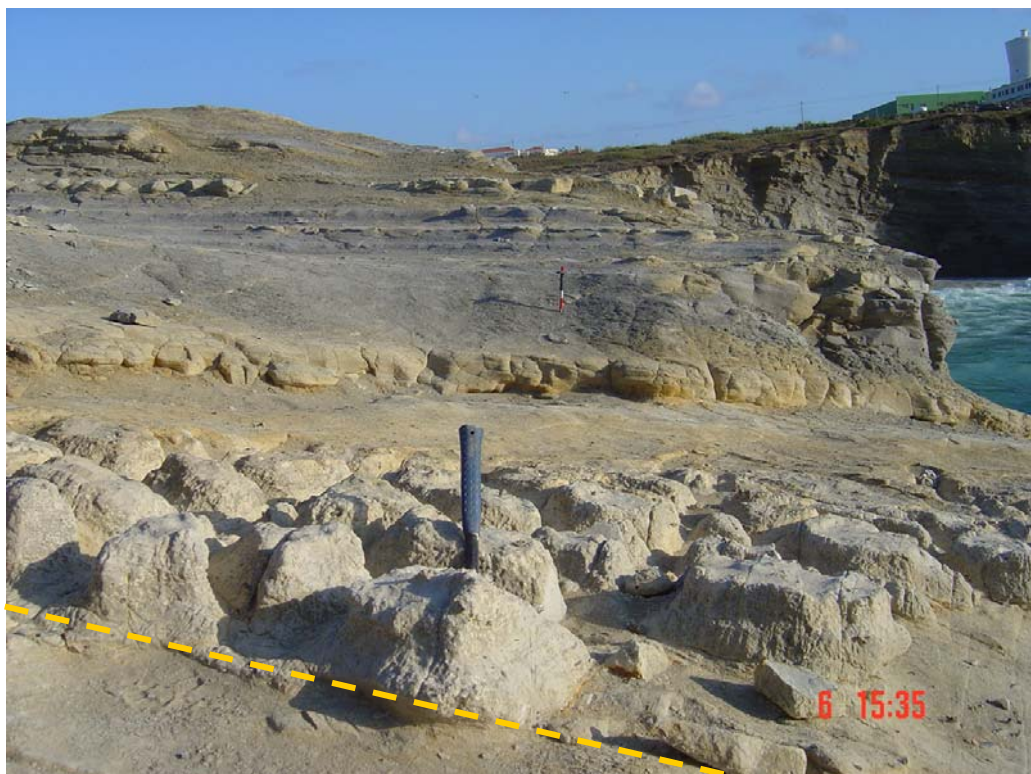


Figura 38 – Limite entre as Fm. Lemedo e Cabo Carvoeiro. O martelo (cabo azul) está em calcários da Fm. Lemedo e a ponteira vermelha está posicionado em margas da Fm. Cabo Carvoeiro. A passagem Pliensbaquiano – Toarciano posiciona-se entre a camada indicada pelo martelo e a camada calcária subjacente.

A Formação Cabo Carvoeiro tem cerca de 210 metros de espessura, sendo dividida em 5 membros:

○ Membro Cabo Carvoeiro 1 – Margas cinzentas – esverdeadas, decimétricas, localmente micáceas e laminadas alternadas com calcários margosos centimétricos (biomocritos argilosos / *wackestones*). Depositada durante o Eotoarciano (zona *polymorphum*) com cerca de 11 metros de espessura (figura 39).

○ Membro Cabo Carvoeiro 2 – Associação vertical de fácies variada, composta por margas cinzentas, localmente betuminosas, siltosas e arenosas; calcários margosos, micríticos e arenosos; arenitos e conglomerados sub-arcoseanos com cimento calcário (Duarte & Soares, 2002). As fácies detríticas apresentam granodrecrescência ascendente, “groove – casts” e marcas de carga, sugerindo deposição turbidítica (Wright & Wilson, 1984) (figura 40). Apresenta localmente fragmentos de matéria orgânica de origem continental (figura 41). Esta unidade, com cerca de 25 metros de espessura, correlaciona-se com a base da zona de amonites *levisoni*.



Figura 39 – Vista geral dos estratos do Mb. Cabo Carvoeiro 1, praia do Abalo.



Figura 40 – Detalhe de camada detrítica na base do Mb. Cabo Carvoeiro 2.

o Membro Cabo Carvoeiro 3 – A base desta unidade é formada por calcários margosos, finamente quartzosos e micáceos que se alternam com margas cinzentas decimétricas. Para o topo regista-se o domínio de calcários. Tem cerca de 30 metros de

espessura e corresponde a parte terminal do Eotoarciano e a parte inicial do Mesotoarciano (figura 42).



Figura 41 – Detalhe de nível de matéria orgânica no Mb. Cabo Carvoeiro 2.



Figura 42 – Vista geral da Fm. Cabo Carvoeiro na praia do Abalo, a partir da ponta do Trovão. Em primeiro plano, camadas do Mb. Cabo Carvoeiro 3.

o Membro Cabo Carvoeiro 4 – Tem cerca de 54 metros de espessura, tendo sido depositado entre o Mesotoarciano e o Neotoarciano. Na base é essencialmente composto por margas. Em direção ao topo aumenta de expressão a presença de calcários oolíticos e peloidais. As margas são cinzentas – esverdeadas com a presença de matéria orgânica e nódulos piritosos (figura 43).

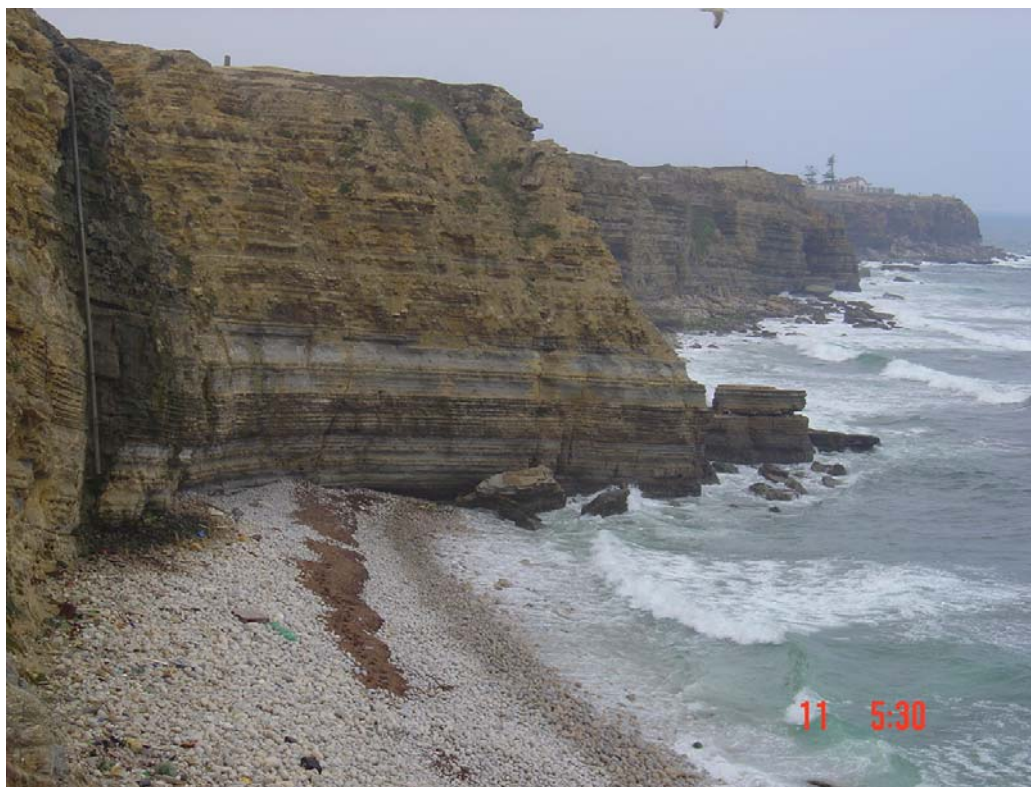


Figura 43 – Vista geral para a Baixa do Outeiro evidenciando as camadas do Mb. Cabo Carvoeiro 4.

o Membro Cabo Carvoeiro 5 – Possui, pelo menos, 90 metros de espessura e foi depositado entre o Neotoarciano e o Aaleniano – Bajociano(?). A sua base é constituída por camadas de margas de aproximadamente 6 metros de espessura. O restante da unidade é dominada por calcários oolíticos, bioclásticos e siliciclásticos.

b) Unidades Bioestratigráficas

O arcabouço fundamental da bioestratigrafia do Jurássico é fornecido pelas faunas de amonites, desde que Opper (1856 *apud* Phelps, 1985) utilizou pela primeira vez este grupo fóssil como ferramenta estratigráfica. Após aos estudos de Opper a importância dos amonites como indicadores estratigráficos foi reconhecido em vários trabalhos, incluindo os pioneiros de Hutton (1836 *apud* Phelps, 1985) e Simpson (1843, 1845 *apud* Phelps, 1985). Para o Jurássico do NW da Europa, predominantemente representado por um ambiente marinho raso, produziu-se uma grande quantidade de zoneamentos com base em amonites. Phelps (1985) apresenta a evolução destes zoneamentos, no Pliensbaquiano, ao longo de mais de 100 anos (figura 44).

OPPEL 1856 NW Europe	COLLENOT 1869 Bourgogne	BUCKMAN 1918, 1930 N.W. Europe	TRUEMAN 1925, 1927 S. England	S P A T H 1923, 1928, 1936, 1942, 1956 Dorset, NW Europe	MOUTERDE 1953 Bourgogne	DEAN et al. 1961 N.W. Europe	ZALONON 1963 England	MOUTERDE et al. 1971 France	DOMMERGUES 1979 Bourgogne	PHELPS 1982 N.W. Europe	PHELPS 1985
Zone	Zone	Age	Zone	Zone	Zone	Zone	Zone	Zone	Zone	Zone	Zone
MARGARITATUS	MARGARITATUS	AMALTHEAN		MARGARITATUS	Stokesi	MARGARITATUS	Stokesi	Stokesi	MARGARITATUS	Stokesi	MARGARITATUS
	DAVOEI	L I P A R O C E R A T A N	Oistoceras	D A V O E I	Figulinum	D A V O E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
	H E N L E Y I	P O L Y M O R P H I T A N	Henleyi	A V O E I	Figulinum	A V O E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
	V E N A R E N S E		Daedalus	V O E I	Figulinum	V O E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
	V A L D A N I		Davoei	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
	J A M E S O N I		3rd, 2nd, 1st capricorn	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
			Lettaecosta	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
			Beauniceras	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
			Cheloniceras	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
			Actaeon	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
			Cheloniceras	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
			Actaeon	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
			Maugenesti	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
			Ibex	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum
			Masseanum	E I	Figulinum	E I	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum	Figulinum

Figura 44– Evolução dos zoneamentos de amonites para o Pliensbaquiano do NW da Europa, entre 1856 e 1985 (Phelps, 1985).

Para o Jurássico Inferior de Peniche, o zoneamento biostratigráfico pioneiro de amonites foi realizado por Mouterde (1955, figura 45). Este arcabouço inicial foi revisto por vários autores (Mouterde *et al.*, 1983; Phelps, 1985; Dommergues, 1987; Elmi *et al.*, 1996, entre outros), sendo que o zoneamento atualmente utilizado para a Bacia Lusitânica, e também aplicável a região de Peniche, é o apresentado na figura 46, que é baseado em dados do GPEP (Gabinete para Pesquisa e Exploração de Petróleo) e apresentado em Rocha *et al.* (1996).

Alméras (1994), detalhou a associação de braquiópodes no Toarciano de Peniche correlacionando-as com as zonas de amonites (zonas *polymorphum* a *gradata*). Na zona *polymorphum*, correspondente às camadas 16A a 16D de Mouterde (1955), a fauna de braquiópodes é caracterizada pela presença de *Koninckella* e *Nannirhynchia pygmoea*. Na zona *levisoni* (equivalente tetiana da zona *serpentinum*), as camadas são caracterizadas pelas seguintes associações faunísticas: *Soaresirhynchia rustica* e *S. flamandi* (camada 17D), *S. flamandi* (camada 17E) e *S. bouchardi* (camada 18). Na Zona *bifrons*, níveis 19 e 20 estão presentes raros *Sphaeroidothyris perfida*. Nas Zonas de amonites *bonarelli* e *speciosum* estão presentes *Soaresirhynchia renzi*, *Nannirhynchia cotteri* e *N. delgadoi*.

	IDADES	CAMADAS	ZONAS AMONITES	ESPESSURAS
Pliensbaquiano superior (Domeriano)		16A	<i>P. spinatum</i>	20m e 60cm
		13A	<i>Amaltheus margaritatus</i>	20m
		11G	<i>Aegoceras capricornu</i>	4m e 20cm
Pliensbaquiano inferior (Carixiano)		11D	<i>T. ibex</i> e <i>A. maugenessi</i>	6m e 20cm
		10	<i>Uptonia jamsoni</i>	40m
Sinemuriano sup. (Lotaringiano sup.)		6	<i>Echioceras raricostatum</i>	25m a 50m
		3		

Sem escala

	IDADES	CAMADAS	ZONAS AMONITES	ESPESSURAS
Toarciano	Toarciano terminal, Alemânico? e Bajociano?	22B	Sem indicação	>40m
		21B	<i>Lytoceras jurense</i>	>40m
		21A	<i>Hildoceras bifrons</i>	cerca de 25m
		19A	<i>Harpoceras falciferum</i>	29m e 50cm
		17A	<i>Dactyloceras tenuicostatum</i>	12m e 50cm
	16A			

Figura 45 – Biozonas de amonites para a seção de Peniche, de acordo com os dados de Mousterde (1955). Foram mantidas as espessuras e as denominações originais do autor.

O trabalho pioneiro de nanofósseis em Peniche foi realizado por Hamilton (1979). Baseado no esquema estratigráfico de Mousterde (1955) este autor estudou um trecho do afloramento (camadas 14 a 19) entre o Pliensbaquiano e o Toarciano. Na figura 47 pode ser verificada a distribuição dos nanofósseis relatada por Hamilton (1979).

Kaenel & Bergen (1993) utilizaram amostras de Peniche para propor um zoneamento de nanofósseis para o Jurássico Inferior e médio da Bacia Lusitânica. Bergen (*in* Kaenel *et al.*, 1996) apresenta um zoneamento para a Bacia Lusitânica que utilizou amostras de Peniche e várias outras localidades de Portugal como base. Este zoneamento é apresentado em várias outras publicações posteriores (por exemplo: Bown & Cooper, 1998; Mattioli & Erba, 1999), muitas vezes sendo indicado como em preparação (figura 48).

Perilli & Duarte (2003, 2006) investigaram a associação de nanofósseis calcários do Toarciano da Bacia Lusitânica e definiram um detalhado arcabouço bioestratigráfico (zonas, subzonas e sucessão de biorizontes), correlacionado com as zonas de amonites (figura 49). Para este trabalho, os autores valeram-se, entre outras, de amostras da Formação Cabo Carvoeiro de Peniche.

<u>Cronoestratigrafia</u>		<u>ZONAS DE AMONITES</u>
TOARCIANO	SUPERIOR	<i>Aalensis</i>
		<i>Meneghinii</i>
		<i>Speciosum</i>
	MÉDIO	<i>Bonarellii</i>
		<i>Gradata</i>
		<i>Bifrons</i>
<i>Levisoni</i>		
INFERIOR	<i>Polymorphum</i>	
PLIENSBACQUIANO	SUPERIOR	<i>Spinatum</i>
		<i>Margaritatus</i>
	INFERIOR	<i>Davoei</i>
		<i>Ibex</i>
		<i>Jamesoni</i>
SINEMURIANO	SUPERIOR	<i>Raricostatum</i>
		<i>Oxynotum</i>
		<i>Obtusum</i>

Figura 46 – Zoneamento de amonites parao Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (modificado de Rocha *et al.*, 1996)

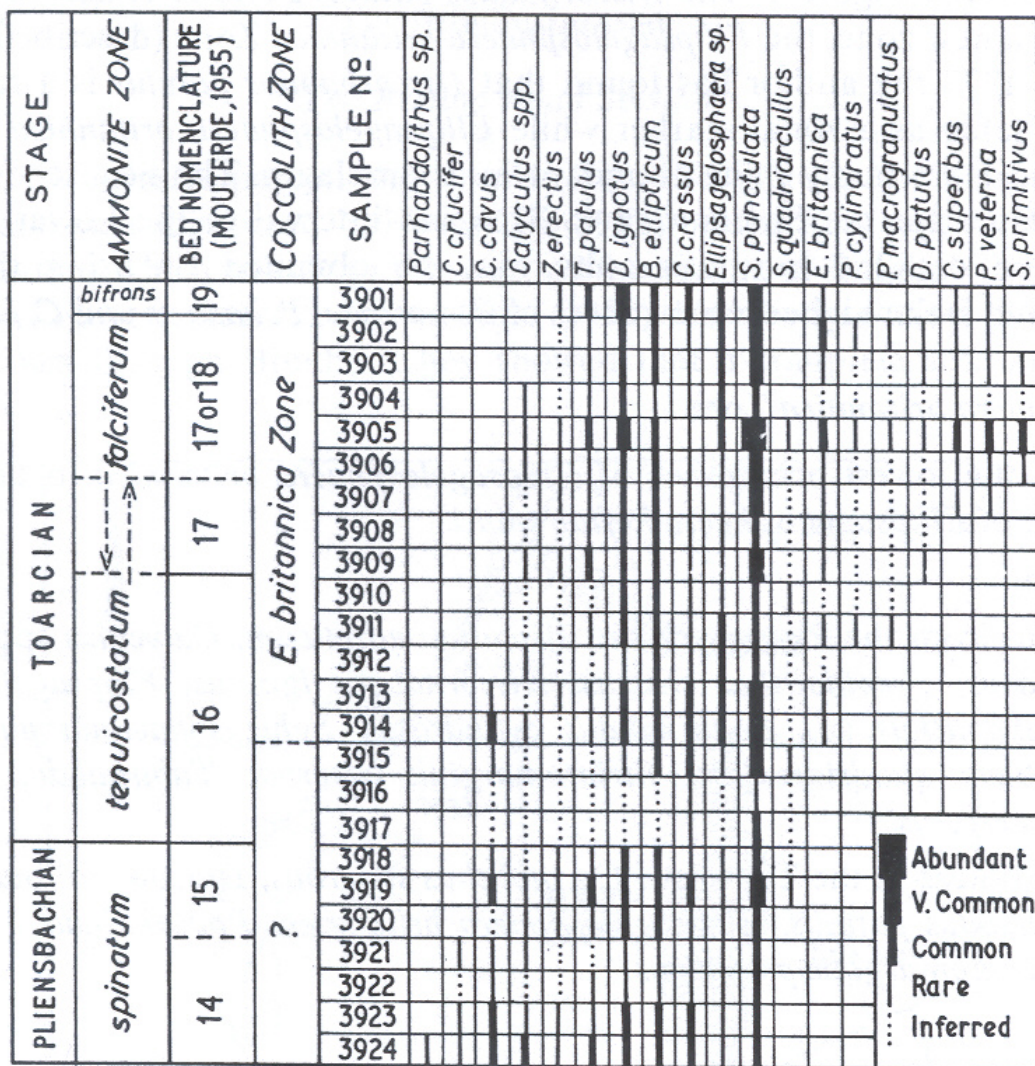


Figura 47– Distribuição e abundância dos nanofósseis calcários descritos por Hamilton (1979) na seção de Peniche.

Recentemente, nos estratos na passagem Pliensbaquiano – Toarciano de Peniche, foram produzidos estudos em vários grupos fósseis. Ruget (2005) detalhou os foraminíferos do Toarciano inferior de Peniche das camadas 16A a 16D de Mouterde (1955) e verificou que a microfauna presente é muito similar àquelas encontradas em outras regiões de Portugal (por exemplo: Sagres e Coimbra). Pinto *et al.* (2005) descreveram as associações de ostracodes do Toarciano inferior de Peniche (Membros Cabo Carvoeiro 1 e 2). Estes autores constataram que apesar da biodiversidade ser alta, as condições de preservação das faunas de ostracodes são muito pobres. Oliveira *et al.* (2005a, 2005b) investigaram os nanofósseis calcários ao longo da passagem Pliensbaquiano – Toarciano de Peniche (parte terminal da zona *spinatum* – parte inicial da zona *polymorphum*), constatando que este limite está na subzona de nanofósseis NJ5b (Bown & Cooper, 1998). Elmi *et al.* (2005), detalharam a fauna de amonites encontradas nas camadas 15A a 16 (Mouterde, 1955), que são à base da indicação desta localidade como estratotipo (figura 50).

Portugal Bergen, in prep.	BOREAL AMM. ZONES	AGE
<i>S. hexum</i> ▼	coronatum	CALLOVIAN
<i>S. bigotii</i> ▲	jason	
<i>S. speciosum</i> ▼	calloviense	
	macrocephalus	
	discus	BATHONIAN
<i>S. hexum</i> ▲	aspidooides	
	hodsoni	
<i>H. cuvillieri</i> ▲	morrisoni	
	subcontractus	
	progracilis	
	tenuiplicatus	
<i>T. shawensis</i> ▼	zigzag	BAJOCIAN
<i>S. spec. octum</i> ▲	parkinsoni	
	garantiana	
<i>D. striatus acme</i> ▼	subfurcatum	
<i>C. superbus</i> ▼	humphriesianum	
<i>S. speciosum</i> ▲		
<i>D. constans</i> ▼	sauzei	
<i>T. sullivanii</i> ▼	laeviuscula	
<i>T. tiziense</i> ▼	discites	AALENIAN
<i>W. britannica acme</i> ▲	concovum	
<i>D. constans</i> ▲	murchisonae	
<i>T. sullivanii</i> ▲	opalinum	
<i>T. tiziense</i> ▲	levesquei	TOARCIAN
<i>B. prinsii</i> ▼	thouarsense	
<i>R. incompta</i> ▼	variabilis	
<i>L. hauffii acme</i> ▼	bifrons	
<i>D. striatus</i> ▲	falciferum	
<i>C. superbus</i> ▲	tenuicostatum	PLIENSBACH.
<i>C. primulus</i> ▼	spinatum	
<i>L. hauffii</i> ▲	margaritatus	
<i>B. novum</i> ▲	davoei	
<i>L. ?barozii</i> ▲	ibex	SINEMURIAN
<i>C. pliensbach.</i> ▼	jamesoni	
<i>B. prinsii</i> ▼	raricostatum	
<i>S. cruciulus</i> ▲	oxynoyum	
<i>C. granulatus</i> ▲	obtusum	HETTANGIAN
<i>C. crassus</i> ▲	turneri	
	semicostatum	
no data	bucklandi	
	angulata	
	liasicus	
	planorbis	

Figura 48 – Sucessão bioestratigráfica de nanofósseis para a Bacia Lusitânica, segundo Bergen (in Kaenel et al., 1996). Em algumas publicações este zoneamento é indicado como em preparação (modificado de Bown & Cooper, 1998).

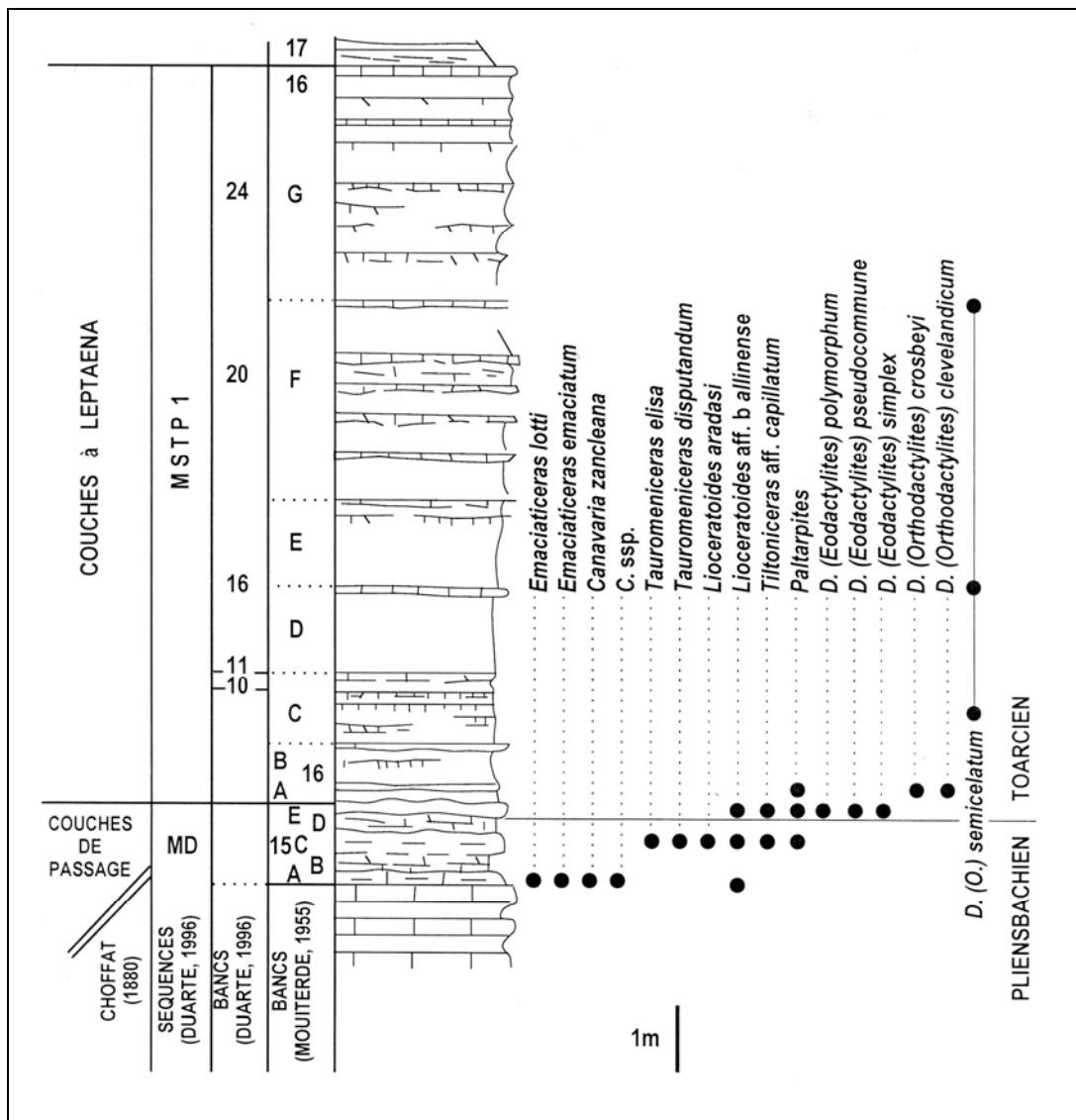


Figura 50 – Distribuição dos amonites através da passagem Pliensbaquiano – Toarciano na localidade da Ponta do Trovão, Peniche (Elmi *et al.* 2005).

2.3. Estratigrafia Química

A estratigrafia química ou quimioestratigrafia (*Chemical stratigraphy* ou *chemostratigraphy*) abrange a aplicação dos dados de geoquímica na caracterização e correlação de camadas, tanto em seqüências carbonáticas como em seqüências siliciclásticas. Com base em assinaturas geoquímicas diagnósticas, estas seqüências podem ser subdivididas em unidades quimioestratigráficas distintas, permitindo sua correlação sobre amplas áreas. Para isto podem ser utilizados dados de geoquímica orgânica e inorgânica, como, por exemplo, razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, carbono orgânico total (COT), elementos químicos maiores, menores e traços além de isótopos estáveis do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) (Rodrigues, 2005).

A estratigrafia química também é largamente aplicada na identificação de eventos paleoceanográficos. A evolução dos oceanos através do tempo geológico pode ser reconstituída pelos métodos utilizados na estratigrafia química, pois as modificações químicas, físicas e biológicas da massa de água dos oceanos produzem equivalentes variações na concentração, composição química e isotópica da matéria orgânica e dos carbonatos. Como estas modificações podem refletir eventos paleoceanográficos que afetaram os oceanos numa determinada fração do tempo geológico (eventos globais), elas podem se constituir em excelentes marcos de correlação cronoestratigráfica (Rodrigues, 1995).

Eventos anóxicos e eventos glaciais são exemplos de eventos globais passíveis de serem identificados e correlacionados através do uso da estratigrafia química. Eventos anóxicos representam intervalos estratigráficos com elevada concentração de matéria orgânica e são produzidos quando a demanda de oxigênio é superior ao seu suprimento (Demaison & Moore, 1980), possibilitando a preservação da matéria orgânica que atinge o fundo. A presença destas condições ambientais pode ser detectada no registro sedimentar da seguinte forma:

- a) Pelo aumento da concentração de matéria orgânica rica em hidrogênio;
- b) Pelo aumento dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ da matéria orgânica e dos carbonatos, devido ao enriquecimento do CO_2 , dissolvido na água, em ^{13}C . Este enriquecimento seria ocasionado pelo aumento de produtividade de organismos que retiram, preferencialmente, ^{12}C , durante a fotossíntese, e pelo baixo retorno de CO_2 rico em ^{12}C derivado da oxidação da matéria orgânica, em função da preservação de grande parte da matéria orgânica durante o evento anóxico.

Já os eventos glaciais são identificados pelo aumento de ^{18}O . Durante a evaporação, o vapor d'água é enriquecido em ^{16}O , quando comparado com a água da qual se originou. Assim, durante as glaciações os oceanos ficam enriquecidos em ^{18}O , devido a maior retenção da água da chuva no gelo.

A aplicação da estratigrafia química, como método de correlação complementar, é especialmente útil em áreas onde os métodos tradicionais, como a bioestratigrafia e os perfis geofísicos, se revelam pouco adequados para correlações mais detalhadas. Esta situação é comum em seqüências pobremente fossilíferas, ou não fossilíferas, e em áreas com alta taxa de sedimentação. Neste último caso, freqüentemente, as seqüências são representadas por espessas e monótonas seções com baixa resolução bioestratigráfica e com assinaturas repetitivas nos perfis geofísicos e sem feições diagnósticas que possam ser utilizadas para uma correlação acurada.

2.3.1. Carbono Orgânico Total (COT)

A matéria orgânica encontrada nas rochas sedimentares fornece uma grande variedade de indicadores que podem ser utilizados para a reconstrução de eventos em ambientes marinhos e continentais, sendo que a sua concentração é função da paleoprodutividade e da preservação (Rodrigues, 2005).

A maior fonte de matéria orgânica encontrada nos sedimentos é derivada do fitoplacton que habita a zona fótica nos ambientes aquáticos. Plantas terrestres também podem ser importantes contribuidores adicionais de matéria orgânica preservada nos sedimentos. Como consequência, a determinação dos diferentes tipos de matéria orgânica é importante para a interpretação das condições paleoambientais. O fitoplancton revela a produtividade primária do ambiente aquático, enquanto que plantas terrestres refletem a produtividade local no continente e o transporte para o ambiente aquático.

Em condições normais de oxigenação, a matéria orgânica se degrada rapidamente durante o trajeto entre a superfície d'água e a interface água – sedimento. A degradação continua após a deposição nas camadas de sedimentos bioturbados. Normalmente, apenas uma pequena fração da matéria orgânica primária resiste aos processos de alteração e é preservada nos sedimentos (Wakeham *et al.*, 1980; Emerson & Hedges, 1988). Esta é a condição que prevalece no registro sedimentar, caracterizando intervalos com reduzido conteúdo de matéria orgânica. A preservação da matéria orgânica só ocorre em condições especiais, quando a coluna d'água se torna fortemente estratificada e /ou ocorre grande produtividade primária, desenvolvendo condições anóxicas.

a) Níveis enriquecidos em matéria orgânica no Jurássico Inferior

No Jurássico Inferior, vários horizontes são caracterizados pela elevada concentração de carbono orgânico de origem predominantemente marinha. Muitos deles podem ser observados por toda a Europa, sendo que um (folhelhos negros do Toarciano) é um evento aparentemente global (Jenkyns *et al.*, 2002). No Jurássico Inferior três intervalos contêm teores muito elevados de matéria orgânica:

- Limite Triássico – Jurássico: na região norte da Europa são registradas camadas localmente enriquecidas em matéria orgânica ao longo da passagem Triássico – Jurássico. As fácies associadas a estes horizontes sugerem deposição em ambiente depletado em oxigênio (Hallam, 1995). Na seção de Somerset (Inglaterra) os valores de COT atingem 10% (Cohen & Coe, 2002). No Canadá foram registrados valores de até 5% nos afloramentos das ilhas Queen Charlotte.
- Sinemuriano: Jenkyns *et al.* (2002) registram a existência de intervalos deste andar ricos em matéria orgânica na Inglaterra, Europa continental e na Américas do Norte e Sul.
- Toarciano: No Toarciano inferior encontra-se um dos mais bem conhecidos exemplos de camadas com elevados teores de COT com expressão global (figura 51). Esta deposição é atribuída a um evento anóxico global associado a uma grande quantidade de carbono sepultada nos sedimentos, temperaturas mais elevadas e expressiva extinção em massa. Estes depósitos teriam ocorrido tanto em mares rasos como em águas profundas (Jenkyns *et al.*, 2002). Jenkyns (1997) relata que o

aumento de produtividade planctônica durante o Eojurássico ocorreu em vários ambientes marinhos que, desta forma, se tornaram pobres em oxigênio.

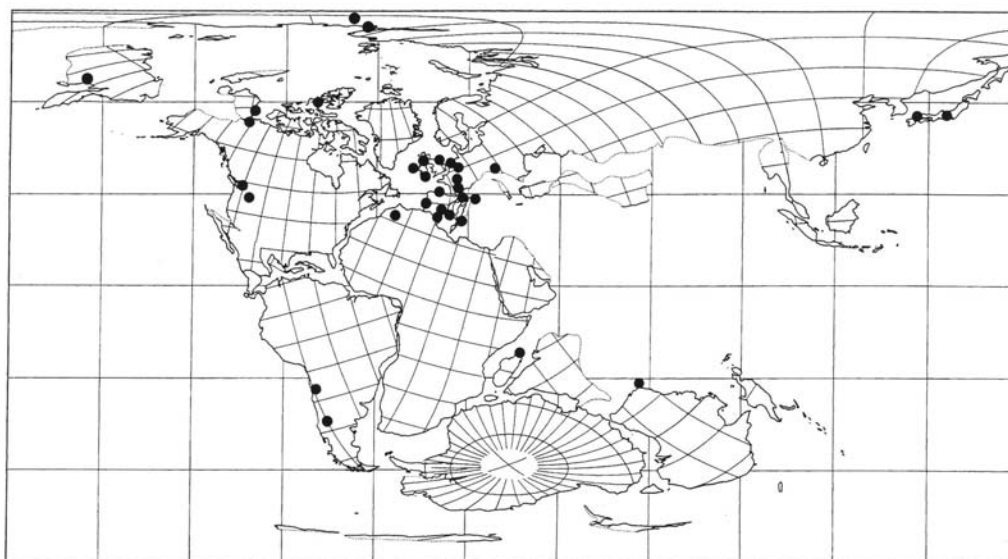


Figura 51 – Distribuição global das camadas com elevados teores de matéria orgânica no Eotoarciano (Jenkyns, *et al.* 2002).

As causas primordiais deste evento anóxico permanecem desconhecidas, sendo que Mattioli *et al.* (2004), citando vários autores, listam uma série de possibilidades, tais como: a) incremento da emissão de CO₂ por atividade vulcânica, b) variações do nível do mar e na circulação global das correntes, c) ressurgências e conseqüente aumento da produção de biomassa e d) liberação para a atmosfera de gás metano, originado dos hidratos contidos nos sedimentos das margens continentais devido ao clima quente. Os trabalhos pioneiros que estudaram este evento global foram conduzidos por Küspert (1982), na Inglaterra, Alemanha, Suíça e França. Posteriormente, Hollander *et al.* (1991), Saelen *et al.* (1996) e Jenkyns *et al.* (2001) realizaram estudos em seções europeias em que as variações de COT foram correlacionadas com o zoneamento de amonites de alta resolução. Jenkyns *et al.* (2002), apresentam uma completa relação de trabalhos realizados no Norte Europeu, e citam vários outros exemplos na porção central e sul da Europa, Norte da África, Oriente Médio, Sibéria, Madagascar, Austrália, América do Sul e Norte e Japão. Como os zoneamentos de amonites para as regiões boreais e tetianas foram definidos com diferentes biozonas, devido ao provincialismo das faunas, os intervalos ricos em matéria orgânica do Toarciano estão inseridos em biozonas com nomenclaturas diferentes. Na região boreal os níveis ricos são encontrados entre as zonas *tenuicostatum* e *falciferum*, com valores máximos de 15% na subzona *exaratum* da zona *falciferum* (figura 52). Na parte sul da Europa, influenciada pelo Tétis, os horizontes enriquecidos são obtidos nas zonas *tenuicostatum* / *polymorphum* e *serpentinus* / *levisoni* (figura 53). Mattioli *et al.* (2004) sugerem que a zona de nanofósseis *Carinolithus superbis* (NJ6 de Bown & Cooper, 1998) apresenta correlação com o intervalo de máxima concentração de COT (figura 54).

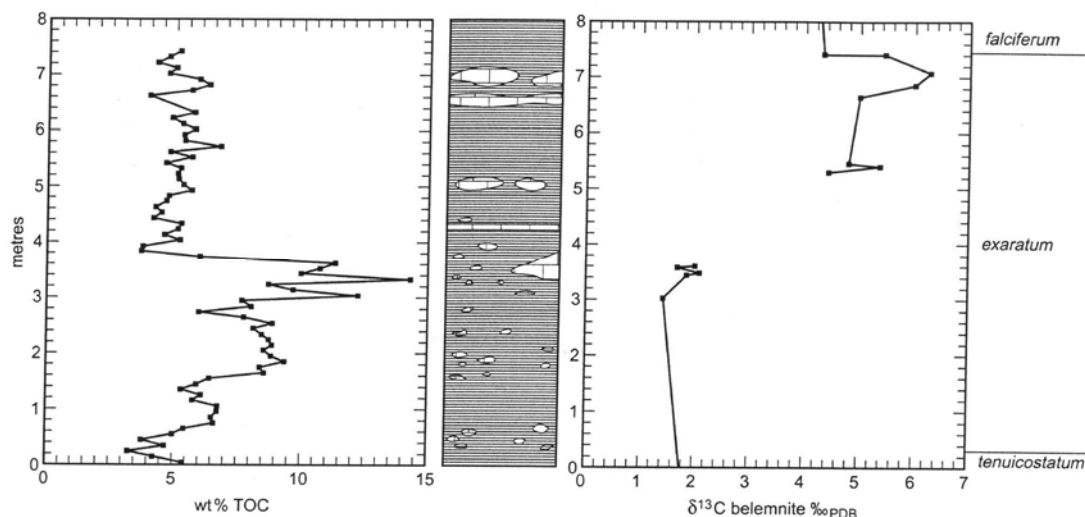


Figura 52 - Carbono orgânico total no Toarciano inferior de Yorkshire, Inglaterra. Os mais altos valores, em torno de 15%, encontram-se na zona de amonites *exaratum* (modificado de Jenkyns *et al.*, 2002).

Potential cosmopolitan index genus	Italy/Spain biostratigraphy (Marche–Umbria, Subbetic)	British biostratigraphy (Yorkshire)	Chemostratigraphical indices, local and regional
F.O. <i>Hildoceras</i>	<i>serpentinus/levisoni</i> Zone	<i>falciferum</i> Subzone	<ul style="list-style-type: none"> Jump in values of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$: Yorkshire $\delta^{13}\text{C}$ maximum: Northern and Southern Europe
F.O. <i>Hildaites</i>		<ul style="list-style-type: none"> hiatus <i>exaratum</i> Subzone hiatuses or extreme condensation 	
F.O. <i>Dactyloceras</i>	<i>tenuicostatum/polymorphum</i> Zone	<i>tenuicostatum</i> Zone	<ul style="list-style-type: none"> steep climb in $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ values : Yorkshire TOC maximum, $\delta^{13}\text{C}$ minimum : Northern and Southern Europe

Figura 53 – Comparação entre os esquemas bioestratigráficos da Inglaterra e Itália e Espanha com a indicação dos máximos locais de COT, $\delta^{13}\text{C}$ e variações acentuadas de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, (modificado de Jenkyns *et al.*, 2002).

Entretanto, os valores de COT na porção sul da Europa são inferiores aos encontrados na região Norte, onde alcançam 15%. Folhelhos negros dos Alpes italianos tem valores de COT entre 1 e 5% (Jenkyns *et al.*, 2001), enquanto que no sul da Espanha estes mesmos folhelhos têm valores de cerca de 1% (Jiménez *et al.*, 1996). Na Grécia os teores de matéria orgânica não excedem 2% (Baudin & Lachkar, 1990).

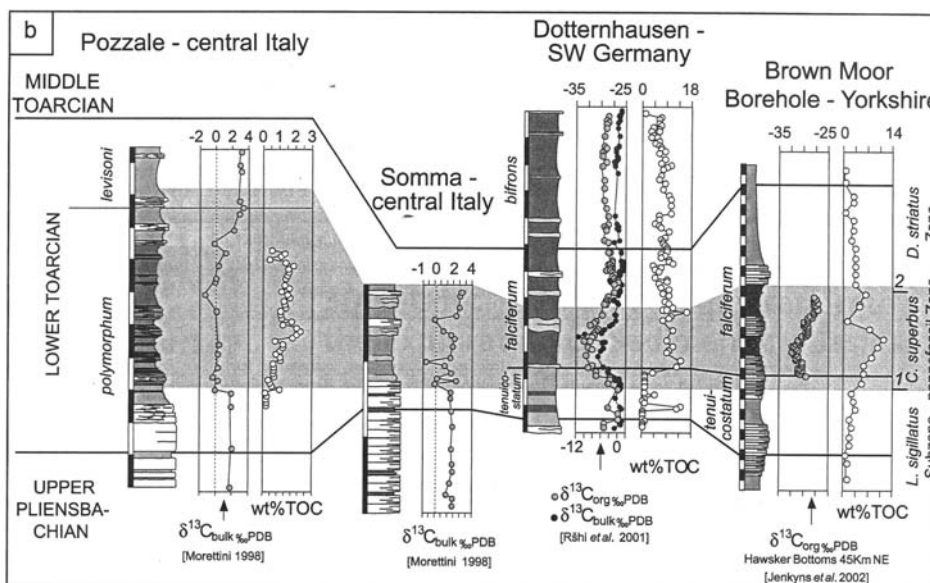


Figura 54 – Correlação de seções europeias demonstrando a relação da biozona de nanofósseis *C. superbus* com o máximo de valores de COT do Toarciano inferior (Mattioli *et al.*, 2004).

2.3.2. Elementos químicos maiores, menores e traços

O uso de elementos químicos na solução de problemas geológicos é extenso e variado. Abrange desde a geoquímica e cosmogeoquímica até a exploração mineral e a geologia ambiental. Na estratigrafia eles são particularmente úteis na correlação de camadas que apresentam reduzida definição bioestratigráfica e nas quais as ferramentas tradicionais de correlação, como os perfis geofísicos de poços, não apresentam feições diagnósticas.

A mobilização natural dos elementos inicia-se no magma que será cristalizado em vários tipos diferentes de rochas. A remobilização posterior ocorrerá durante os processos de intemperismo, quando os elementos serão redistribuídos.

A mobilização inicial ocorre em grandes profundidades sob condições de alta pressão e temperatura. Os principais constituintes da crosta (elementos maiores) formam uma sequência de minerais que são dependentes da temperatura e pressão prevalentes. Os elementos menores, freqüentemente, incluem-se na estrutura destes minerais.

Os fluidos residuais, depositados como pegmatitos ou veios hidrotermais são usualmente ricos em elementos nos quais a crosta terrestre possui baixa concentração. A mobilização e transporte dos elementos no ambiente primário é conhecida como dispersão primária, tendendo a concentrar os elementos em formações geológicas preferenciais (Reeves & Brooks, 1978). A divisão dos elementos em grupos, de acordo com as suas afinidades geológicas, foi proposta no clássico trabalho de Goldschmidt (1954). Foram propostos quatro grupos: siderófilos, calcófilos, litófilos e atmosféricos (tabela 2).

Siderófilos	Calcófilos	Litófilos	Atmosféricos
Fe, Co, Ni, Ru, Rh, Pd, Re, Os, Ir, Pt, Au, Mo, Ge, Sn, C, P, (Pb), (As), (W)	Cu, Ag, (Au), Zn, Cd, Hg, Ga, In, Tl, (Ge), (Sn), Pb, As, Sb, Bi, S, Se, Te, (Fe), (Mo), (Re).	Li, Na, K, Rb, Cs, Be, Mg, Ca, Sr, Ba, B, Al, Sc, Y, terras raras, (C), Si, Ti, Zr, Hf, Th, (P), V, Nb, Ta, O, Cr, W, U, (Fe), Mn, F, Cl, Cr, I, (H), (Tl), (Ga), (Ge), (N).	H, N, (C), (O), (F), (Cl), (Br), (I), Gases inertes.

Tabela 2 – Classificação geoquímica dos elementos segunda a suas afinidades, de acordo com Goldschmidt (modificado de Krauskopf, 1972). Parênteses em torno de um símbolo indicam que o elemento pertence primordialmente a outro grupo, mas apresenta afinidades com o grupo com o qual está relacionado.

Os elementos siderófilos são aqueles que apresentam afinidade com o Fe, os calcófilos correspondem à associação de elementos relacionada a sulfetos e os elementos litófilos têm afinidade com os silicatos e carbonatos. Já os elementos atmosféricos são aqueles que predominam no ar ou em outros gases naturais.

Além das associações apresentadas por Goldschmidt (1954), uma outra é apontada por alguns autores. A afinidade com a matéria orgânica marinha autóctone caracterizaria os elementos organófilos, cujas principais associações são carbono orgânico-Mo-Ni-Cu e carbono orgânico-Mo-Ni-Cu-V-Cr-Zn.

O intemperismo, que ocorre sob condições de baixa temperatura e pressão, provoca nova mobilização dos elementos. Através de processos mecânicos, físicos, químicos e biológicos novas distribuições e concentrações são realizadas.

A tabela 3 apresenta a distribuição de elementos menores nas principais rochas sedimentares. Destaca-se o fato que o enriquecimento é, geralmente, maior nos folhelhos que nos arenitos e calcários. As exceções são o estrôncio e o manganês, mais abundantes nos carbonatos, e o zircônio e as terras raras que se apresentam mais concentrados nos arenitos. O enriquecimento dos arenitos é explicado pela concentração mecânica de zircão e monazita, minerais resistentes, enquanto que a concentração de estrôncio nos calcários é atribuída à aproximação dos tamanhos dos íons Sr^{++} e Ca^{++} , que favorece a substituição de um pelo outro.

A preferência dos elementos menores por sedimentos de granulação fina, como os folhelhos, deve-se, em parte, a substituição iônica, mas também a reação de alguns elementos com a matéria orgânica, mais comum em sedimentos finamente granulados. Entretanto, a adsorção pode ser o principal processo que conduz ao enriquecimento de elementos raros em argilas e folhelhos. Neste caso os íons são adsorvidos por partículas coloidais e mantidos por forças cuja intensidade varia do fraco até o muito forte, dependendo do tipo de colóide e íon. Na geoquímica dos colóides a troca iônica é importante por duas razões (Krauskopf, 1972):

- Redistribuição dos íons metálicos entre soluções e sedimentos. A alta razão de Na/K na água do mar pode ser explicada pela maior facilidade de absorção do K^+ pelas argilas, matérias orgânicas e precipitados químicos.
- Influência dos diversos íons sobre as propriedades adsorventes. Este fenômeno é muito significativo nas argilas. As argilas que contêm principalmente Na^+ são pastosas e impermeáveis, enquanto as ricas em Ca^{++} são granulares e permeáveis.

Elementos	Folhelhos	Arenitos	Carbonatos	Elementos	Folhelhos	Arenitos	Carbonatos
Li	66	15	5	Ge	1,6	0,8	0,2
B	100	35	20	As	13	1	1
F	740	270	330	Se	0,6	0,05	0,08
P	700	170	400	Br	4	1	6,2
Cl	180	10	150	Rb	140	60	3
Sc	13	1	1	Sr	300	20	610
Ti	4.600	1.500	400	Y	26	40	30
V	130	20	20	Zr	160	220	19
Cr	90	35	11	Mo	2,6	0,2	0,4
Mn	850	10-100	1.100	I	2,2	1,7	1,2
Co	19	0,3	0,1	Ba	580	10-100	10
Ni	68	2	20	Ce	59	92	11,5
Cu	45	1-10	4	Pb	20	7	9
Zn	95	16	20	Th	12	1,7	1,7
Ga	19	12	4	U	3,7	0,45	2,2

Tabela 3 – Distribuição de elementos menores em folhelhos, arenitos e carbonatos, em partes por milhão (ppm). (modificado de Krauskopf, 1972).

Em ambientes marinhos com baixa concentração de oxigênio o principal fator que favorece a formação de pirita é a disponibilidade dos íons ferro e enxofre. Sob condições normais de salinidade, um ambiente marinho redutor possui um excesso de enxofre, produzido por bactérias anaeróbicas. Esta condição ambiental pode ser diagnosticada pela correlação de altos valores de matéria orgânica, enxofre e ferro.

Bário é considerado por alguns autores (ex. Schmitz, 1987) como um indicador de produtividade orgânica. Entretanto, Rodrigues (2005) indica que a concentração de bário não é diretamente correlacionada com a matéria orgânica, mas com alumínio. Rodrigues (2005) sugere que o bário é transportado para a bacia através de influxo detrítico terrestre, principalmente em minerais de argila.

a) Estratigrafia química com base em elementos no Jurássico Inferior

Existem diversos estudos de estratigrafia química com base em elementos químicos em carbonatos jurássicos. Jenkyns *et al.* (2002) discutem vários destes trabalhos destacando a utilização de Mg, Mn e Sr. As variações nas razões Mg/Ca e Sr/Ca são apontadas como indicativas de mudanças de temperatura e utilizadas como referências estratigráficas. Em geral, altas razões de Mg/Ca são associadas a temperaturas mais elevadas da água do mar enquanto que valores reduzidos da razão Mg/Ca podem indicar temperaturas mais baixas.

Durante o Jurássico Inferior, especificamente no limite entre as zonas de amonites *tenuicostatum* – *falciferum* (Toarciano inferior) registrado em Yorkshire (Inglaterra), verifica-se um incremento da razão Sr/Ca obtida em belemnites, que correlaciona-se com o aumento da razão Mg/Ca e decréscimo nos valores de $\delta^{18}\text{O}$ (McArthur *et al.*, 2000b).

Rosales *et al.* (2004) apresentaram as razões Mg/Ca e Sr/Ca para o Jurássico Inferior (Sinemuriano – Toarciano) da Bacia Basco – Cantábrica (Espanha). A primeira demonstrou uma boa correlação com a curva de $\delta^{18}\text{O}$, enquanto a segunda apresentou uma fraca correlação.

A abundância relativa de Mn também é utilizada como marco estratigráfico para estratos do Jurássico Inferior. No Toarciano inferior da Europa Central ocorrem camadas de carbonatos enriquecidos em Mn, intercaladas a estratos de folhelhos ricos em matéria orgânica, derivados do evento anóxico global desta época (Jenkyns *et al.*, 1985). Em Dorset (Inglaterra) são registradas excursões positivas nos valores de Mn na base da zona de amonites *falciferum* (Toarciano inferior), estratigraficamente posicionadas um pouco abaixo do máximo de matéria orgânica. Mn também foi empregado como guia estratigráfico em estudos realizados em carbonatos pelágicos do sudoeste da França (Corbin *et al.*, 2000), revelando altos valores de Mn durante o Neoplensbaquiano.

2.3.3. Isótopos estáveis de Carbono e Oxigênio

a) Isótopos de Oxigênio

As variáveis primárias que determinam o sinal isotópico do oxigênio em carbonatos são a temperatura e a razão de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ da água do mar. Em condições de equilíbrio, a composição isotópica do oxigênio durante a fase sólida e líquida apresenta valores diferentes. As variações nos valores de ^{18}O durante a formação dos carbonatos é função direta das alterações de temperatura. Em temperaturas mais elevadas, íons de carbonato com átomos de ^{18}O se mantêm em solução e os carbonatos precipitados sob estas condições de temperatura são menos enriquecidos em ^{18}O que aqueles formados a baixas temperaturas (Urey, 1947, 1948; Emiliani, 1955). Para uma composição isotópica de oxigênio constante da água do mar, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ em carbonatos depositados em equilíbrio isotópico decresce 0,23% a cada grau centígrado de incremento de temperatura (Epstein *et al.*, 1953; Emiliani, 1955). Assim, com estes indicadores é possível estimar qual a temperatura da água do mar durante a deposição dos carbonatos (Epstein *et al.*, 1951, 1953; Craig, 1965; Erez & Luz, 1983, Rodrigues, 2005).

O mais importante processo que produz modificações na composição isotópica do oxigênio da água do mar é a evaporação. Este processo concentra o isótopo ^{18}O , mais pesado, na fase líquida, enquanto que o vapor d'água fica enriquecido em ^{16}O , mais leve. Durante os períodos de glaciação ocorre a retenção nas capas de gelo, de altas latitudes e altitudes, do vapor d'água enriquecido em ^{16}O , originando oceanos ricos em ^{18}O . Conseqüentemente, os carbonatos precipitados nos oceanos nestes períodos também apresentam aumento relativo dos valores de ^{18}O .

As variações na curva isotópica de oxigênio ao longo do tempo geológico é a base para os estudos de mudanças climáticas, glaciações e mudanças no sistema de correntes marinhas. Com base nas variações isotópicas obtidas nas carapaças de foraminíferos planctônicos e bentônicos é possível investigar as diferenças entre a superfície e os fundos oceânicos de forma a reconstruir a sua história geológica.

Normalmente os dados isotópicos de oxigênio em rocha total, são pouco utilizados em correlações estratigráficas devido à possibilidade de ocorrência de alterações diagenéticas. No entanto, mesmo reconhecendo estas limitações, freqüentemente eles apresentam as mesmas tendências dos dados isotópicos baseados em fósseis que não foram afetados pela diagênese. Assim, a utilização de dados isotópicos em rocha total é válida desde que considerados como valores relativos (Rodrigues, 2005).

b) Isótopos de Carbono

O trabalho pioneiro que lançou as bases do uso estratigráfico dos isótopos de carbono foi realizado por Scholle & Arthur (1980), que estudaram carbonatos pelágicos do Cretáceo. Estes autores verificaram que era possível realizar correlações intercontinentais de carbonatos pelágicos utilizando as variações de $\delta^{13}\text{C}$.

As variáveis que afetam a composição isotópica do carbono ainda não são completamente compreendidas. A principal componente do $\delta^{13}\text{C}$ nos carbonatos marinhos é função da relação $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ do carbono inorgânico (ΣCO_2) dissolvido na superfície da água, tendo uma pequena fração associada a precipitação de carbonatos.

Significantes variações na razão dos isótopos de carbono refletem mudanças no ciclo de carbono dos oceanos. A fotossíntese fitoplanctônica incorpora preferencialmente ^{12}C na matéria orgânica formada por este processo. Desta forma, a produtividade fitoplanctônica ou a oxidação bacteriana da matéria orgânica na coluna d'água irão influenciar os valores de $\delta^{13}\text{C}$ na superfície dos oceanos. Como a matéria orgânica é enriquecida no isótopo leve ^{12}C , a sua preservação pelo soterramento enriquece os oceanos de ^{13}C , elevando os valores de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos precipitados sob estas condições (Scholle & Arthur, 1980). Condições de elevados teores de $\delta^{13}\text{C}$, podem assim caracterizar eventos anóxicos – disóxicos.

Durante a diagênese os isótopos de carbono podem ser fracionados por reações bacterianas formando CO_2 rico em ^{12}C , através da oxidação da matéria orgânica e sulfato redução, ou enriquecido em ^{13}C , devido a metanogênese.

Além dos isótopos de carbono em carbonatos também as variações isotópicas da matéria orgânica são utilizadas como ferramentas de correlação estratigráfica. Entretanto, a composição do $\delta^{13}\text{C}$ na matéria orgânica preservada é mais complexa que nos carbonatos, podendo incluir um ou mais dos seguintes fatores, além da composição isotópica do carbono inorgânico dissolvido na água dos oceanos (Jenkyns *et al.*, 2002):

- Mudanças na proporção relativa de carbono orgânico de origens marinha e terrestre;
- Variações nos organismos produtores primários com diferentes seletividades de ^{13}C ;
- Variações nos níveis de CO_2 no sistema oceano – atmosfera;
- Ações de bactérias na matéria orgânica após o soterramento;
- Em regiões de intensa ressurgência a reciclagem de massas d'água contendo carbono oxidado pode transmitir um sinal isotópico mais negativo que a água adjacente.

Devido a estas diversas variáveis a utilização estratigráfica do $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ e mais complexa que os registros de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

c) Isótopos de Oxigênio e Carbono no Jurássico Inferior

A partir de informações compiladas de vários autores, Jenkyns *et al.* (2002) apresentaram curvas isotópicas de carbono e oxigênio para o Jurássico (figuras 55 e 56).

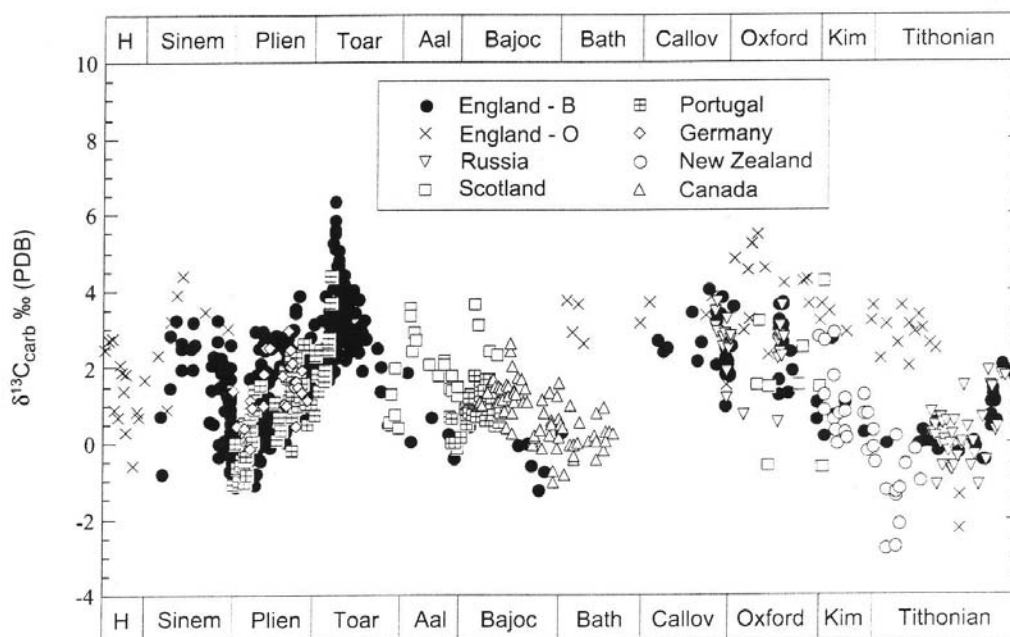


Figura 55 – Curva de $\delta^{13}\text{C}$ para o Jurássico (Jenkyns, *et al.* 2002).

As feições mais destacáveis na curva de $\delta^{13}\text{C}$ para o Jurássico Inferior são a excursão negativa próxima ao limite Sinemuriano – Pliensbaquiano e a excursão positiva no Toarciano inferior. Esta última estaria relacionada ao evento anóxico global desta época e possui amplo registro por toda a Europa.

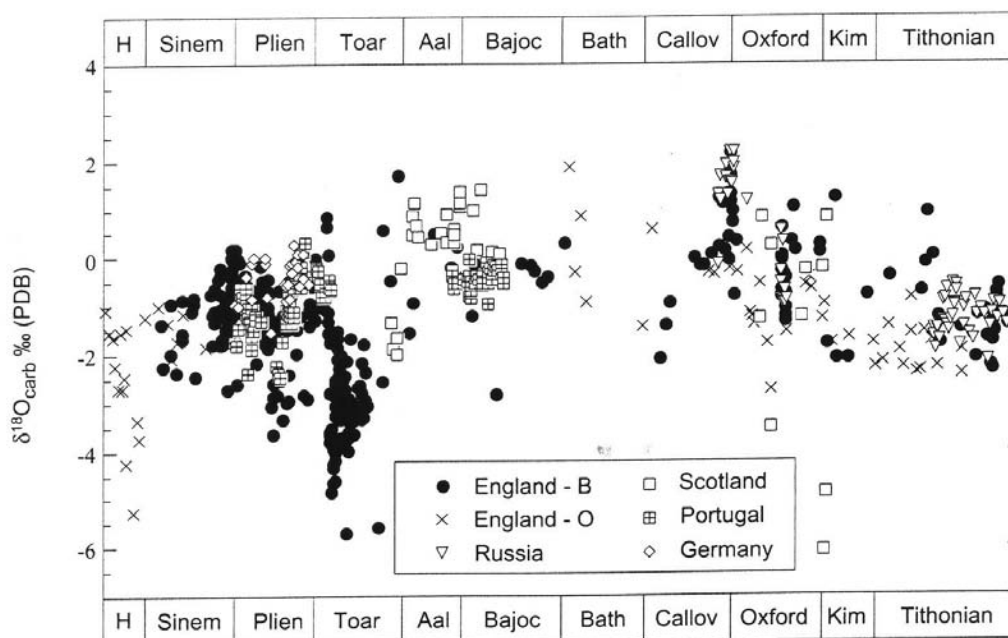


Figura 56 – Curva de $\delta^{18}\text{O}$ para o Jurássico (Jenkyns, *et al.* 2002).

Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ registrados para o Jurássico Inferior mostram-se dispersos. Entretanto, destacam-se os baixos valores de $\delta^{18}\text{O}$ no Toarciano inferior, indicando temperaturas relativamente mais elevadas.

2.3.4. Isótopos de Estrôncio

A utilização dos isótopos de estrôncio ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) como ferramenta estratigráfica se baseia em três princípios (e.g. Burke *et al.*, 1982; Palmer & Elderfield, 1985; Elderfield, 1986; Jones *et al.*, 1994; McArthur, 1994; Veizer *et al.*, 1997 e Jenkyns *et al.*, 2002):

- Considera-se que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ nos oceanos sempre foi isotopicamente homogênea, como é atualmente. Isto seria consequência do longo tempo de residência do Sr (2 a 4 Ma, de acordo com Hodell *et al.*, 1990) e do relativamente curto tempo necessário para homogeneizar as massas de águas oceânicas, cerca de 1 a 2 ka (Broecker & Peng, 1982).
- Assume-se que a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ tenha variado sistematicamente através do tempo geológico.
- Considera-se que as razões isotópicas registradas provêm de minerais de cálcio precipitados diretamente da água do mar.

Atualmente a razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ dos oceanos é 0.7092, sendo, principalmente, resultado do balanço entre o estrôncio radiogênico derivado do continente e o estrôncio não radiogênico oriundo do manto. As rochas continentais atuais possuem alta razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, cerca de 0.7119 (Palmer & Edmond, 1989) enquanto que os fluidos hidrotermais da crosta basáltica dos oceanos tem baixa razão, em torno de 0.7035 (Palmer & Elderfield, 1985). As variações através do tempo geológico na curva de estrôncio isotópico dos oceanos são causadas, principalmente, por mudanças no fluxo de massa e da composição isotópica de estrôncio destas duas fontes. Uma outra fonte de origem de estrôncio, mas de intensidade reduzida, que amortece o valor final da razão, é o retorno às águas oceânicas de antigo estrôncio marinho, pela dissolução ou recristalização de sedimentos e rochas carbonáticas, cujo valor está entre 0.707 e 0.709.

O artigo pioneiro que considerou a composição isotópica do estrôncio como indicador da evolução dos oceanos foi realizado por Peterman *et al.* (1970). Seguiram-se os trabalhos de Veizer & Compston (1974 e 1976) Burke *et al.* (1982) e Veizer (1989), que delinearão a curva global da variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ao longo da história geológica e, principalmente, no Fanerozóico. A partir de então, os trabalhos começaram a focar a estratigrafia isotópica de alta resolução, que foi revista por vários autores (DePaolo & Ingram, 1985; Elderfield, 1986; McArthur, 1994; Smalley *et al.*, 1994 e Veizer *et al.*, 1997 e 1999). Uma grande quantidade de trabalhos também foi produzida detalhando intervalos do tempo geológico específicos (e.g. Jenkyns *et al.*, 2002; Jones *et al.*, 1994; Scasso *et al.*, 2001) e determinadas áreas do globo (e.g. Valencio *et al.*, 2005; McArthur *et al.*, 2000a, 2000b).

A figura 57 apresenta a variação da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ através do Fanerozóico, apresentada por McArthur & Howarth (2004) com idades calibradas através de bioestratigrafia e magnetoestratigrafia. A estratigrafia isotópica de estrôncio, baseada nesta curva, pode ser utilizada para indicar idades aos sedimentos que não podem ser datados por outros métodos, para estimar a duração de hiatos, a duração de biozonas e andares além de distinguir ambientes marinho de não marinhos (McArthur & Howarth, 2004).

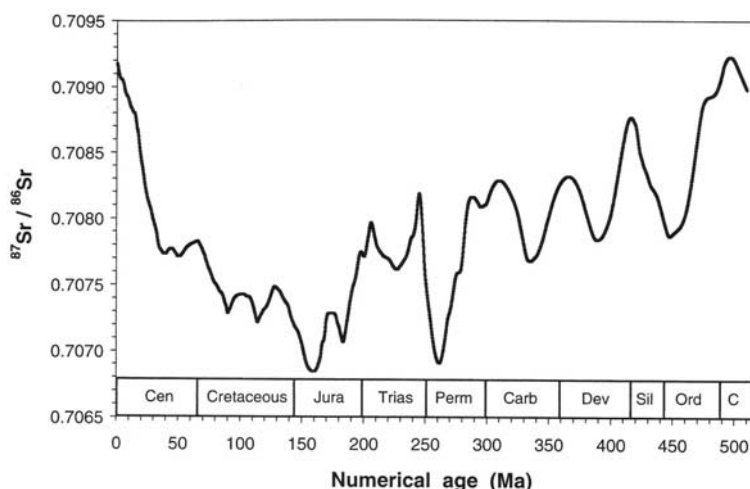


Figura 57 – Variação do $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no Fanerozóico (McArthur & Howarth, 2004).

a) Isótopos de Estrôncio no Jurássico Inferior

Jones *et al.* (1994), utilizando fósseis de belemnites e ostreídeos de afloramentos da Inglaterra, definiram a primeira curva isotópica de estrôncio de alta resolução para o Jurássico Inferior. Jenkyns *et al.* (2002) compilaram dados de vários autores de diversas partes do globo (Inglaterra, Escócia, Alemanha, Portugal, Rússia, Canadá e Nova Zelândia) e construíram uma curva da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para todo o Jurássico (figura 58).

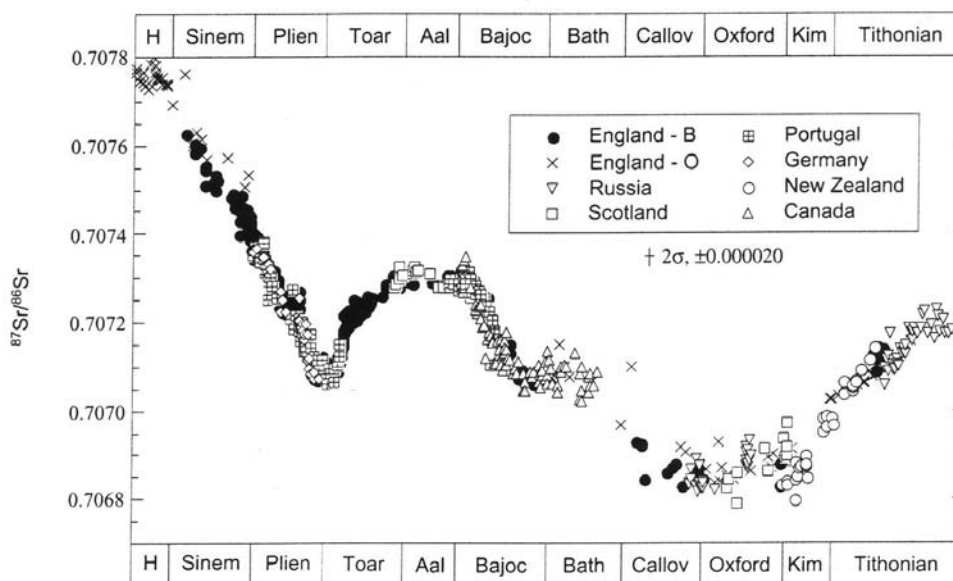


Figura 58 – Curva da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ para o Jurássico (Jenkyns *et al.*, 2002).

A mais destacada feição desta curva no Jurássico Inferior é a contínua diminuição dos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ do Hetangiano (0.70772) ao Pliensbaquiano, com mínimo na passagem Pliensbaquiano – Toarciano (0.70706). No Toarciano inferior, a curva volta a apresentar um aumento dos valores, ficando em torno de 0.7073 no final do Toarciano. Estas características da curva isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ durante o Jurássico Inferior, permitem o seu uso como ferramenta de correlação de alta resolução.

Especificamente para o Pliensbaquiano superior e o Toarciano inferior, McArthur *et al.* (2000b) realizaram estudo nos estratos da costa de Yorkshire (Inglaterra) com ênfase na correlação com as zonas de amonites do NW da Europa (Figura 59).

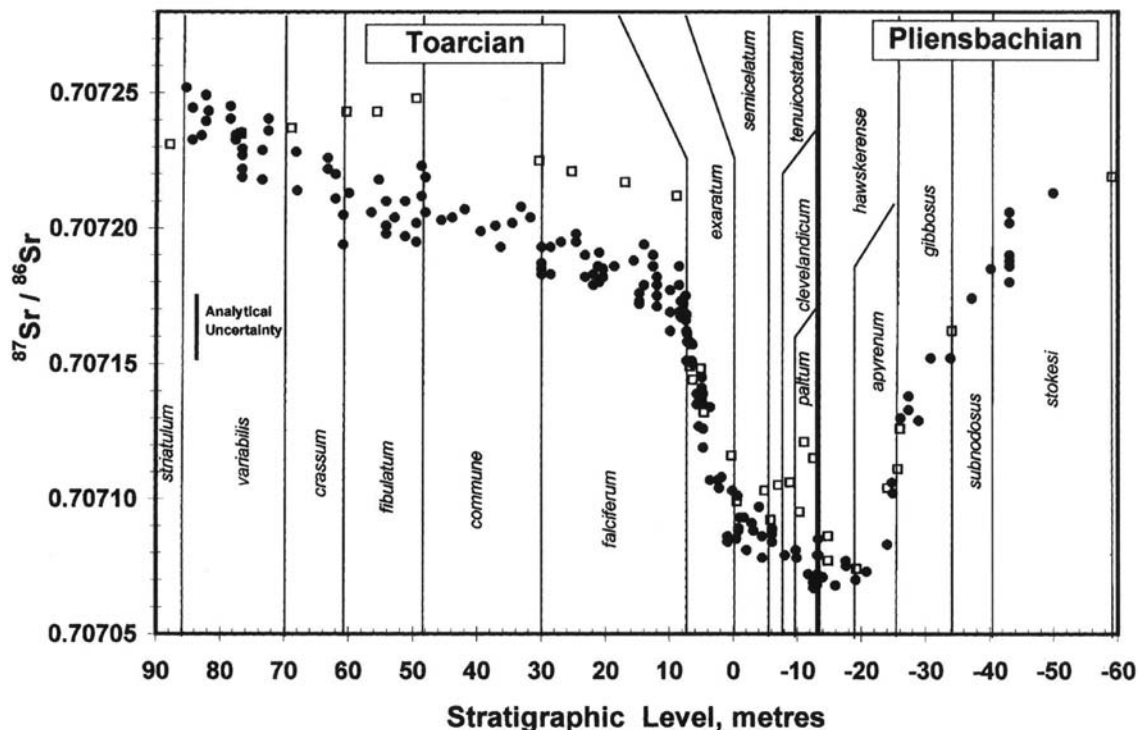


Figura 59 – Valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no Toarciano e Pliensbaquiano de Yorkshire (Inglaterra), correlacionados com as biozonas de amonites do NW da Europa (McArthur *et al.*, 2000b).

2.3.5. Identificação da alteração diagenética

Uma das grandes dificuldades para a reconstrução da história evolutiva dos oceanos, e adequadas correlações, é o estado de preservação das amostras. Apesar da preparação cuidadosa e da aparência macroscópica de boa preservação, as amostras podem conter significantes quantidades de calcita diagenética que podem interferir nos resultados, principalmente aqueles derivados das análises isotópicas de oxigênio e estrôncio.

Os valores isotópicos de carbono em rocha total normalmente não são afetados de forma acentuada pela diagênese. Já os valores isotópicos de oxigênio são mais susceptíveis a alterações pois a razão oxigênio na água dos poros / oxigênio na rocha total é muito elevada, de forma contrária aos isótopos de carbono, onde o volume de carbono na rocha é muito superior àquele encontrado na água de formação. Em relação ao oxigênio também pode ocorrer fracionamento isotópico devido à temperatura, de modo que os efeitos diagenéticos podem ser identificados por grandes variações nos valores isotópicos de oxigênio (Takaki & Rodrigues, 1984).

Para as determinações dos valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ normalmente são utilizados fósseis que apresentam baixos teores de magnésio como belemnites e braquiópodes. Para verificar o grau de alteração diagenética das amostras de fósseis, pode ser utilizadas as seguintes técnicas:

- Lâminas em seções delgadas tingidas com alizarina e ferrocianeto de potássio, para a identificação de calcita rica em ferro e dolomita.
- Catodoluminescência. Amostras com alteração diagenética apresentam luminescência.
- Indicadores químicos. Amostras com baixos teores de Sr e altos teores de Fe e Mn são consideradas como diageneticamente alteradas, sendo que para os valores absolutos não existe consenso, variando de acordo com os autores. Rosales *et al.* (2001 e 2004), trabalhando com belemnites da Bacia Basco – Cantabrica descartaram as amostras que apresentaram valores de Sr < 900 ppm, Mn > 32ppm, Fe > 250ppm, $\delta^{18}\text{O} < -4\text{‰}$) e razão Sr/Mn < 80. Gröcke, *et al.* (1999) excluíram os resultados de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos em amostras de belemnites que tiveram valores de Fe acima de 150 ppm e de Mn acima de 75ppm.

Do conjunto de técnicas utilizadas para a detecção de alterações diagenéticas em fósseis o método determinante é aquele que utiliza os indicadores químicos. Amostras não luminescentes podem estar moderadamente alteradas, não apresentando mudanças de coloração com alizarina ou ferrocianeto de potássio. Somente a análise de elementos químicos detecta baixos níveis de alteração que podem afetar na construção da curva de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

2.4. Nanofósseis Calcários do Jurássico Inferior

2.4.1 Introdução

A expressão nanofósseis calcários define um conjunto de partículas fósseis de composição carbonática, com dimensões inferiores a 30µm e registro exclusivamente marinho. A expressão nanoplâncton foi criada por Lohmann em 1909 (*apud* Antunes, 1997) referindo-se a todo plâncton marinho de até 63µm, incluindo nanofósseis calcários, espículas de ascídias, calcisferas e formas juvenis de foraminíferos.

O grupo dos nanofósseis calcários é formado por cocólitos e nanolitos (figura 60). Os primeiros são plaquetas arredondadas, subarredondadas ou elípticas, provenientes da desagregação do envoltório dos cocolitoforídeos, que são algas unicelulares planctônicas marinhas, pertencentes à divisão Haptophyta. Já os nanolitos são formas associadas, que ocorrem com os cocólitos, porém de origem indefinida (*incertae sedis*), podendo ser provenientes do envoltório dos cocolitoforídeos ou de outros organismos. Os nanolitos são caracterizados por uma grande variedade de formatos.

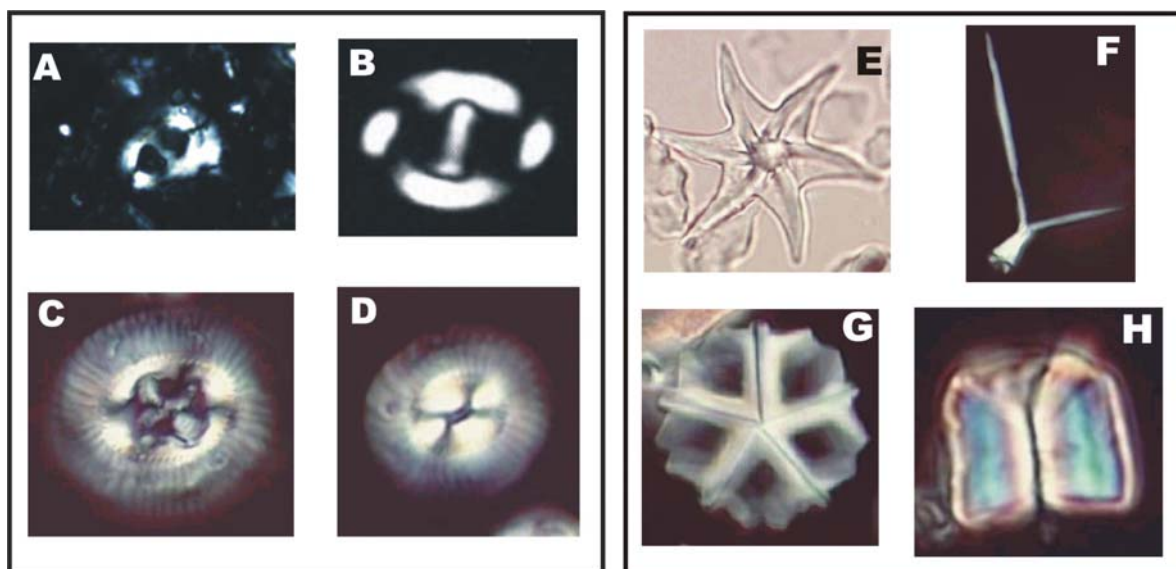


Figura 60 – Exemplos de cocólitos: A – *Helicosphaera mediterranea*; B – *Zygodiscus plectopons*; C – *Chiasmolithus danicus*; D – *Coccolithus pelagicus*. Exemplos de nanolitos: E – *Discoaster lodoensis*; F – *Sphenolithus predistentus*; G – *Pemma basquensis*; H – *Fasciculithus tympaniformis*. Fotos obtidas em microscópio ótico: E – com luz natural (LN). A, B, C, D, F, G e H com luz polarizada (LP). Fotos sem escala. (Fonte: INA - //www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/).

O termo cocosfera define o conjunto de cocólitos que envolve os cocolitoforídeos (figura 61). Este termo foi primeiramente sugerido por Wallich em 1861 (*apud* Siesser, 1994).

Os atuais cocolitoforídeos são caracterizados por possuir na sua parte externa, além da cobertura de cocólitos, dois flagelos locomotores e um haptonema que se constitui em um aparato espiralado. No seu interior são encontrados os cloroplastos marrons – amarelados e o complexo de Golgi, onde são produzidos os cocólitos (figura 62).

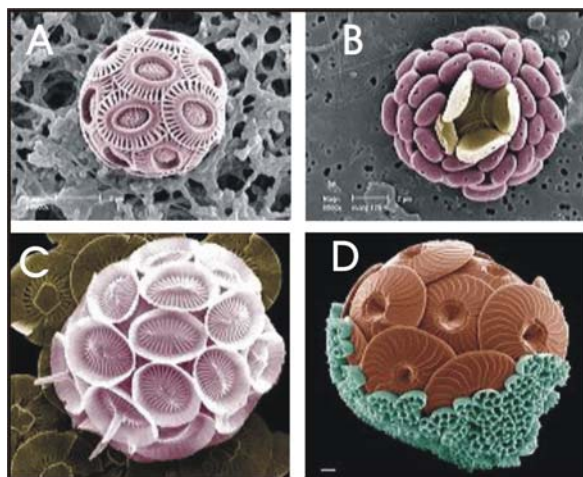


Figura 61 – Exemplos de cocosferas. A- *Emiliana huxleyi*; B- *Algirosphaera robusta*; C- *Syracosphaera nodosa*; D- *Calcidiscus leptoporus*. Fotos obtidas em microscópio eletrônico de varredura (MEV). Coloração artificial, sem escala. (Fonte: INA - //www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/).

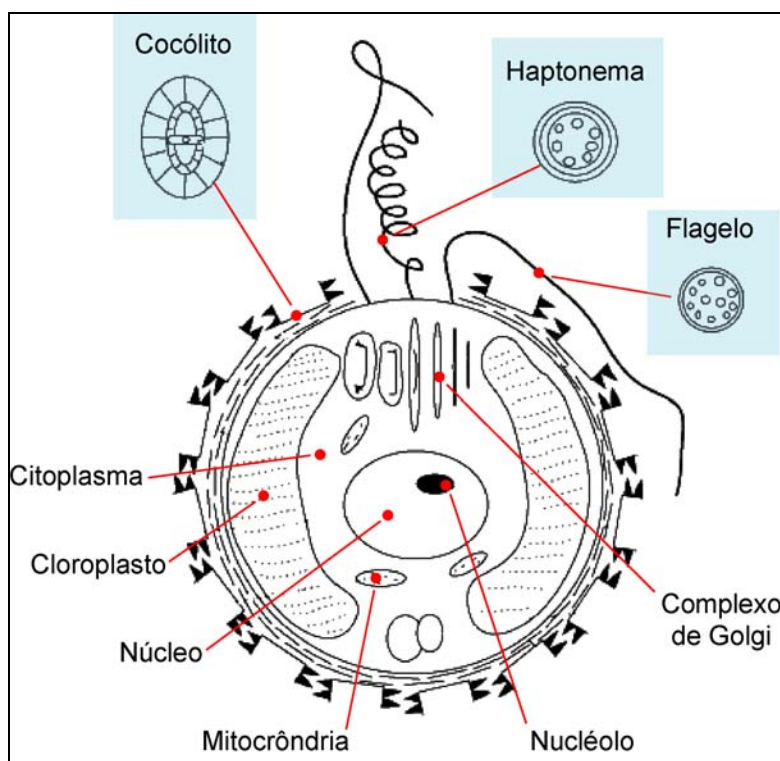


Figura 62 – Representação esquemática de um coccolitoforídeo (modificado de Bown & Cooper, 1998).

Os coccolitoforídeos podem produzir dois tipos de cocólitos, heterococólitos e holococólitos, que podem ser distinguidos pela sua morfologia e comportamento ao microscópio ótico. Os heterococólitos são formados por cristais de formas e tamanhos variados. Estes cristais geralmente estão dispostos em ciclos com simetria radial (figura 63a). De modo diverso, os holococólitos são formados por um grande número de diminutos cristais (<0.1 µm) que possuem tamanhos e formas similares (figura 63b).

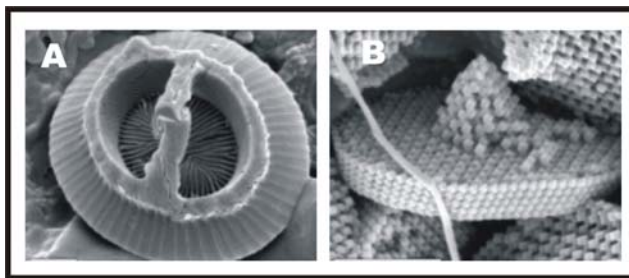


Figura 63 – A) Exemplo de heterocolito: *Gephyrocapsa oceanica*. B) Exemplo de Holocolito: *Syracolithus catiliferus*. Fotos obtidas em Microscópio Eletrônico de varredura (MEV). Sem escala (Fonte: INA - //www.nhm.ac.uk/hosted_sites/ina/).

Os heterocolitos possuem três formatos básicos (figura 64):

- Murolitos – Possuem borda elevada mas sem escudos bem desenvolvidos
- Placolitos – São caracterizados por dois ou mais escudos bem desenvolvidos.
- Planolitos – Heterocolitos planares com borda não elevada.

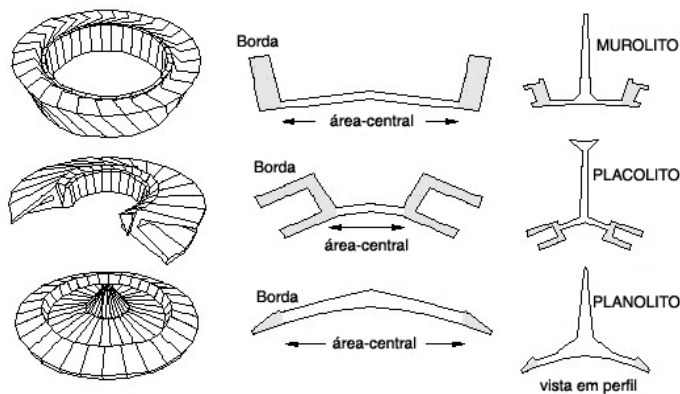


Figura 64 – Principais formatos de heterocolitos (modificado de Young *et al.*, 1997).

Na figura 65 são esquematicamente apresentados os principais termos morfológicos dos placolitos e murolitos.

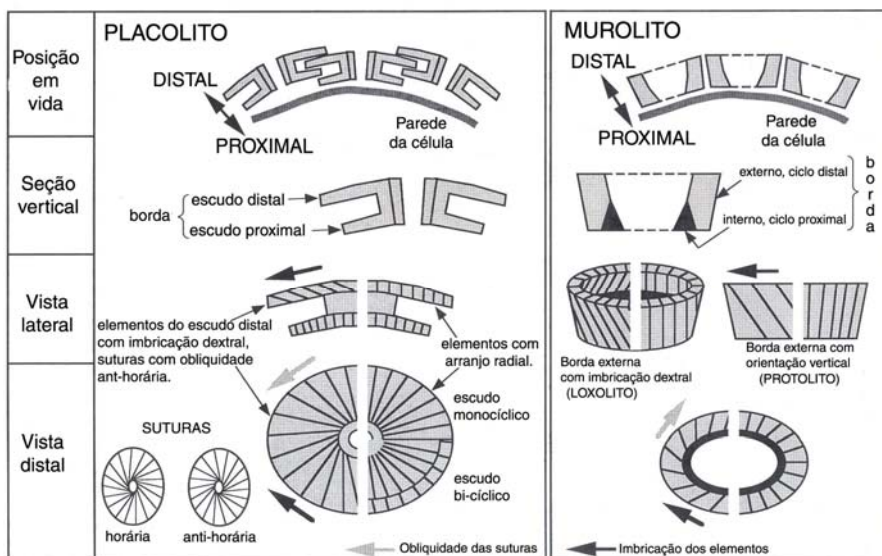


Figura 65 – Principais termos morfológicos dos placolitos e murolitos (modificado de Bown & Young, 1998).

Os nanofósseis, que surgiram no Triássico, são o grupo mais abundante de fósseis calcários e os coccolitoforídeos são os principais responsáveis pela formação dos carbonatos pelágicos. A deposição dos nanofósseis geralmente ocorre associada aos pelóides fecais (*fecal pellets*) do zooplâncton, que protege as plaquetas do fóssil e acelera a sua sedimentação.

Apesar do seu diminuto tamanho, a sua grande quantidade possibilita amplo registro tanto em sedimentos do passado como nos oceanos atuais. Fotos de satélites capturaram imagens de extensos *blooms* (florações anômalas) de coccolitoforídeos que ocorrem, atualmente, em várias regiões do planeta (figura 66).



Figura 66 – Foto do satélite LANDSAT com registro de *bloom* de coccolitoforídeos (porção de cor branca) no litoral da Inglaterra em 1999. (Fonte: Satellite Images of *Emiliana huxleyi* Blooms - [//www.noc.soton.ac.uk/soes/staff/tt/eh/satbloompics.html](http://www.noc.soton.ac.uk/soes/staff/tt/eh/satbloompics.html)).

Devido a sua extrema abundância, ampla distribuição geográfica, rápida evolução e por serem provenientes de organismos planctônicos, os nanofósseis calcários são muito utilizados em estudos biostratigráficos de depósitos marinhos. São encontrados, principalmente em rochas sedimentares de granulometria fina. No Brasil são encontrados em sedimentos marinhos das bacias marginais, desde o Eocretáceo (Aptiano / Albiano) ao Holoceno (Antunes, 1997).

2.4.2 Sucessão dos nanofósseis calcários durante o Triássico e o Jurássico

Os nanofósseis calcários surgiram no Neotriássico, inicialmente restritos a regiões de baixas latitudes (Bown, 1992a). Durante o Jurássico ocorreu rápida diversificação e expansão dos nanofósseis por todas as regiões oceânicas e a consolidação dos coccolitoforídeos como o grupo de nanofósseis dominante (figura 67).

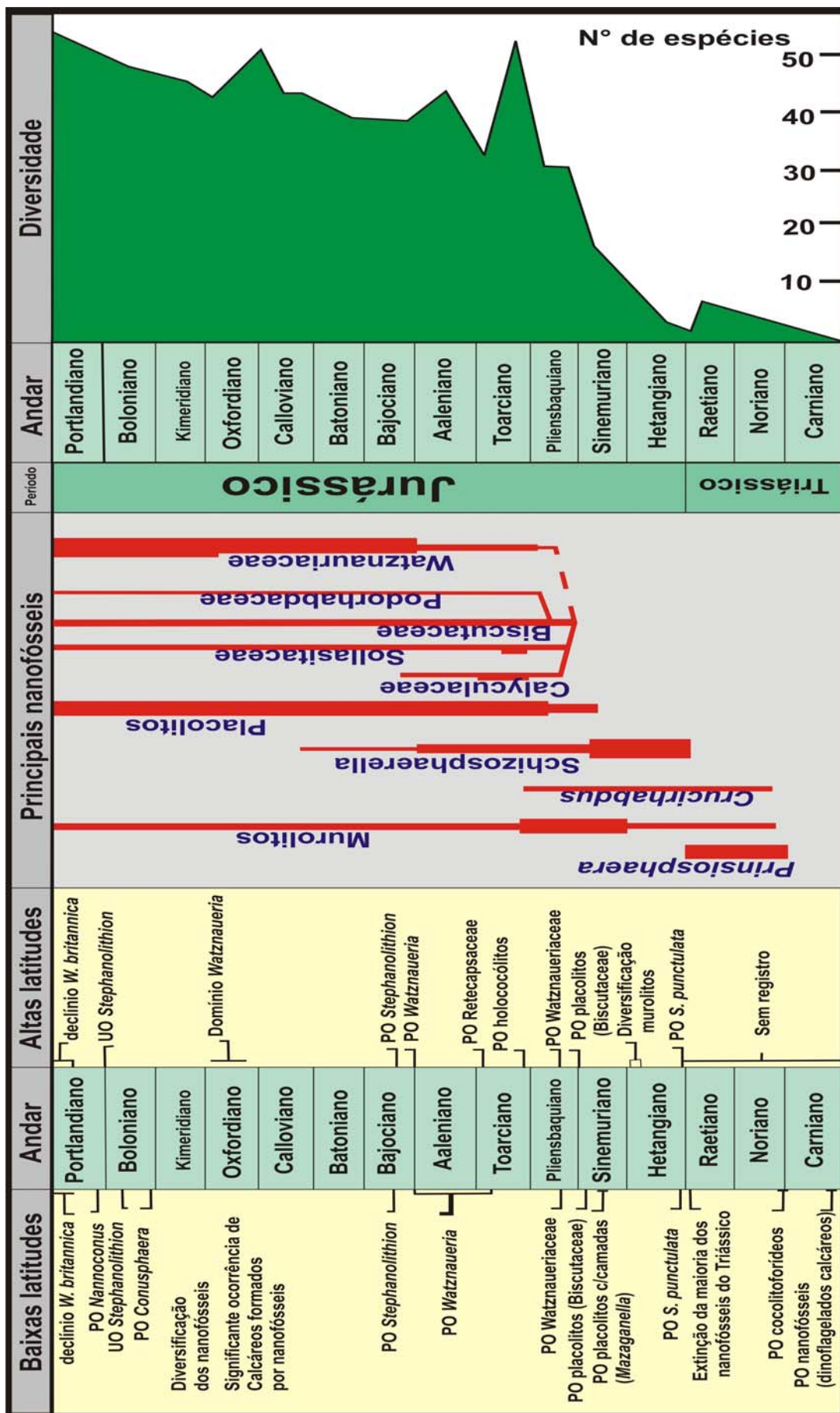


Figura 67 – Principais eventos de nanofósseis no Jurássico, evolução e diversidade (modificado de Bown, 1996).

Os registros de nanofósseis calcários mais antigos foram encontrados por Janofske (1992) nos Alpes em sedimentos do Carniano inferior (Triássico Superior). São calcisferas (provavelmente dinoflagelados calcários) dos gêneros *Orthopithonella* e *Obliquipithonella* e os nanolitos *Carnicalyxia tabellata* e *Cassianospica curvata* (figuras 68 e 69). No Noriano surgiram os nanolitos *Prinsiosphaera triassica* e *Eoconusphaera zlambachensis* que se tornaram as espécies dominantes. Os primeiros cocólitos também surgiram no Noriano: *Crucirhabdus minutus*, *Crucirhabdus primulus* e *Archaeozygodiscus koessenensis* (figura 68 e 69).

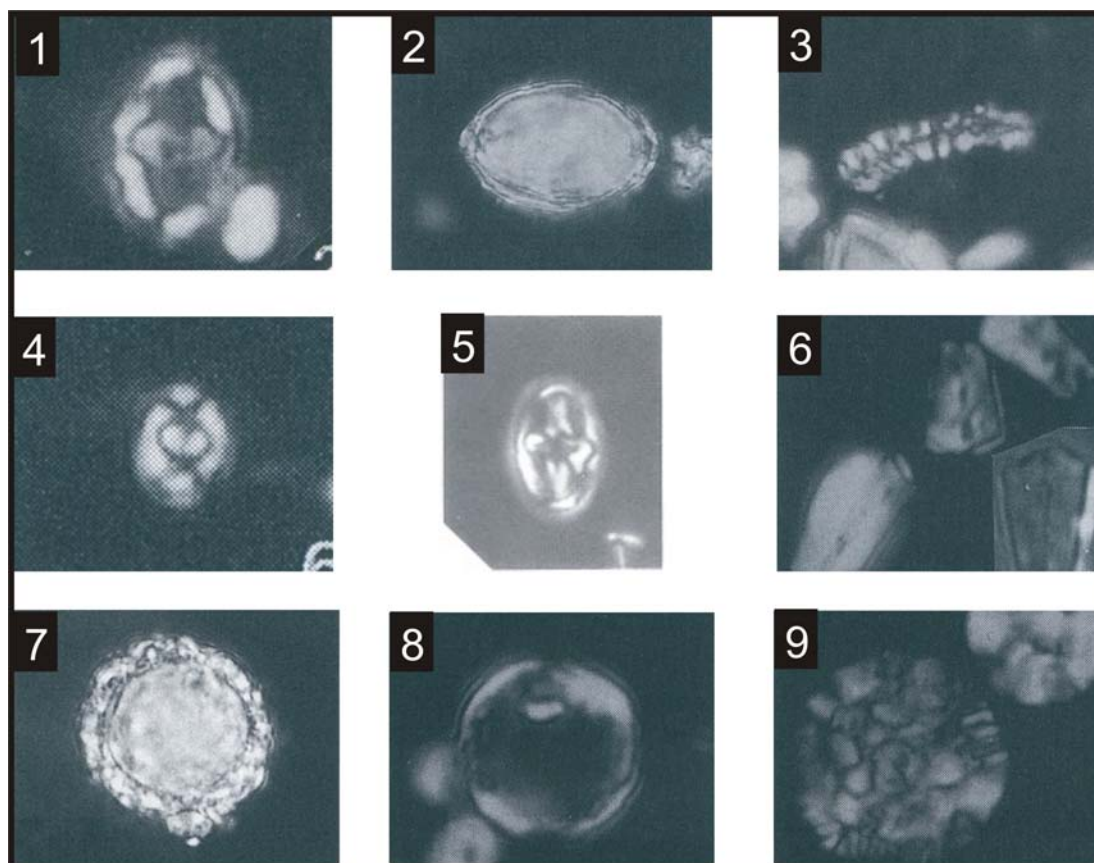


Figura 68 - Nanofósseis do Triássico: 1) *Archaeozygodiscus koessenensis*; 2) *Carnicalyxia tabellata*; 3) *Cassianospica curvata*; 4) *Crucirhabdus minutus*; 5) *Crucirhabdus primulus*; 6) *Eoconusphaera zlambachensis*; 7) *Obliquipithonella prasina*; 8) *Orthopithonella geometrica*; 9) *Prinsiosphaera triassica*. Fontes: foto 5- Bown, 1987; As outras, Bown & Cooper, 1998. Fotos sem escala.

Após significativa extinção durante a passagem Triássico – Jurássico a qual, aparentemente, apenas a espécie *Crucirhabdus primulus* sobreviveu (Bown *et al.*, 1992), as associações do Hetangiano foram dominadas por nanolitos do gênero *Schizosphaerella* (figura 70), com raras ocorrências de *C. primulus*. Segundo Bown & Cooper (1998), durante o Eojurássico ocorreu uma rápida expansão dos nanofósseis em todos os oceanos, diferente do Triássico, quando estes organismos surgiram e viveram, apenas, em baixas latitudes (figura 67).

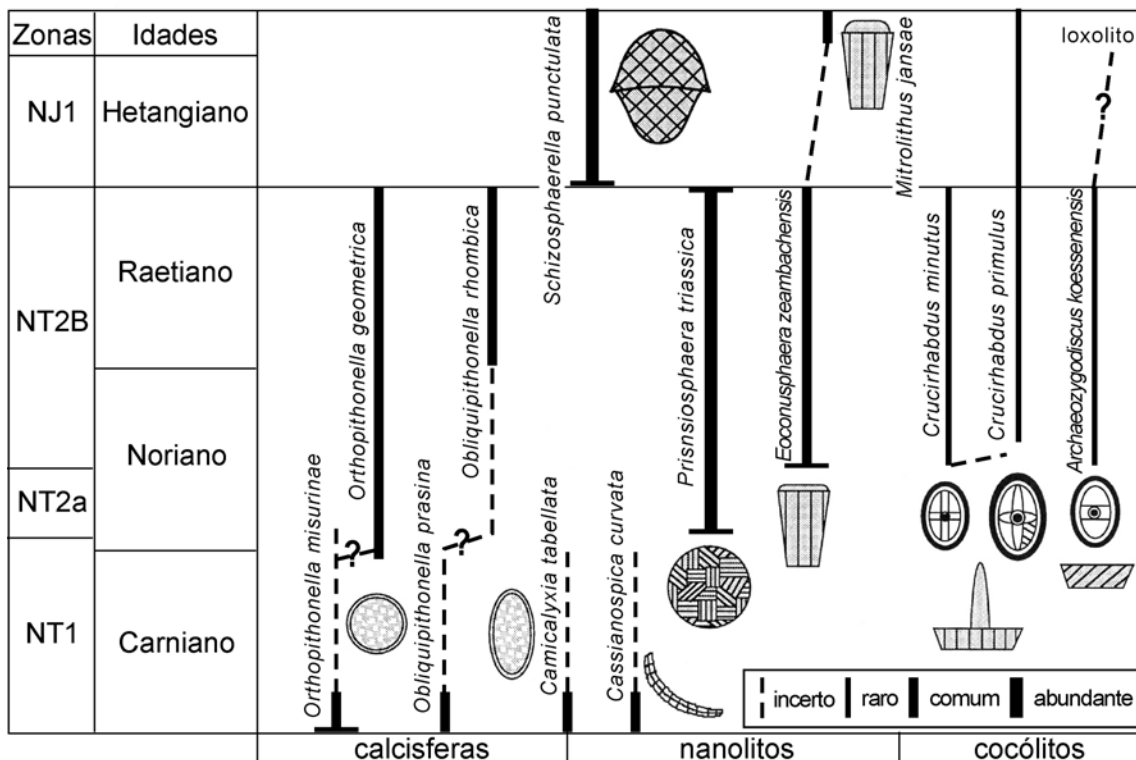


Figura 69 – Evolução dos nanofósseis no Triássico e Eojurássico (modificado de Bown, 1998).

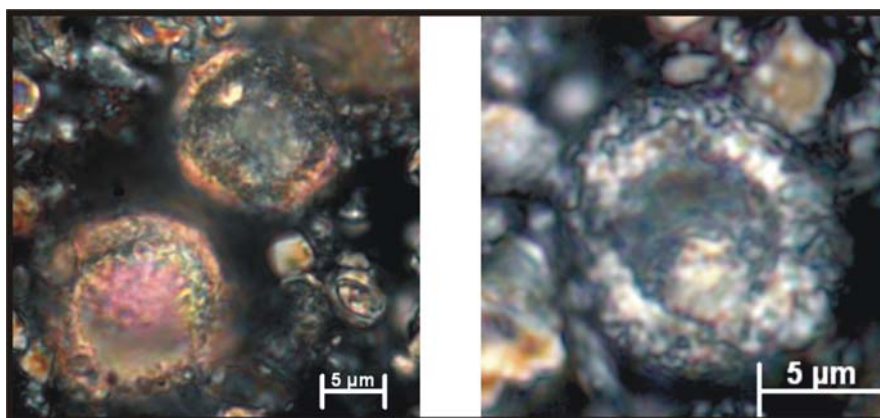


Figura 70 – *Schizosphaerella* spp. Fonte: Oliveira *et al.* (2005a).

Durante o Neohetangiano e o Sinemuriano, predominaram cocólitos do tipo murolitos (ex.: *Parhabdolithus*, *Crepidolithus*) (figura 71), formas simples que ao longo do restante do Eojurássico seriam suplantadas numericamente pelos placolitos, possuidores de estruturas mais complexas. No Eopliensbaquiano surgiu o gênero de placolito *Similiscutum* (figura 72) que rapidamente se diversificou, dando origem a *Biscutum*, *Sollasites*, *Calyculus*, *Carinolithus* e *Discorhabdus* (figura 73). Placolitos do gênero *Mazaganella*, surgiram no Sinemuriano ocorrendo apenas no Tétis da época. No NW da Europa, exemplares deste gênero são registrados somente a partir do Toarciano. No final do Pliensbaquiano, surgiu a terceira família de placolitos, *Watznaueriaceae* (representada pelo gênero *Lotharingius*) que se tornou a associação numericamente dominante (Bown & Cooper, 1998).

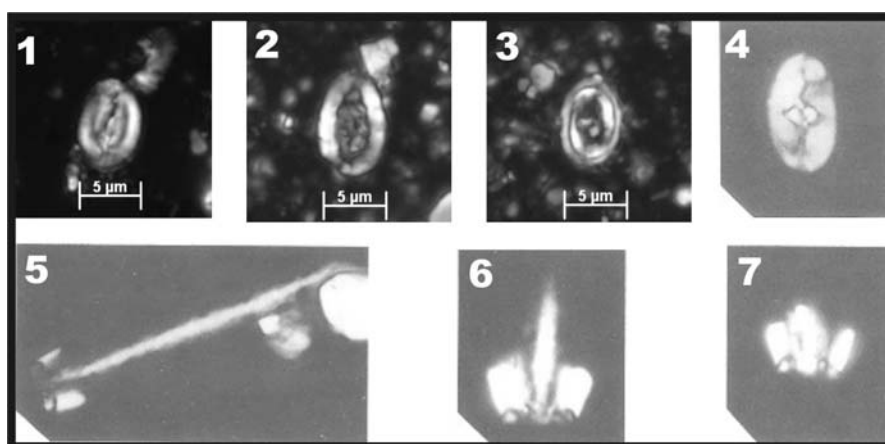


Figura 71 – Exemplos de murólitos dos gêneros *Crepidolithus* e *Parhabdololithus*: 1) *C. crassus* 2) *C. granulatus* 3) *C. imponsus* 4) *C. plienschachensis* 5) *P. liassicus* 6) *P. marthae* 7) *P. robustus*. Fontes: fotos 1, 2 e 3, Oliveira *et al.* (2005a); fotos 4, 5, 6 e 7 Bown, 1987.

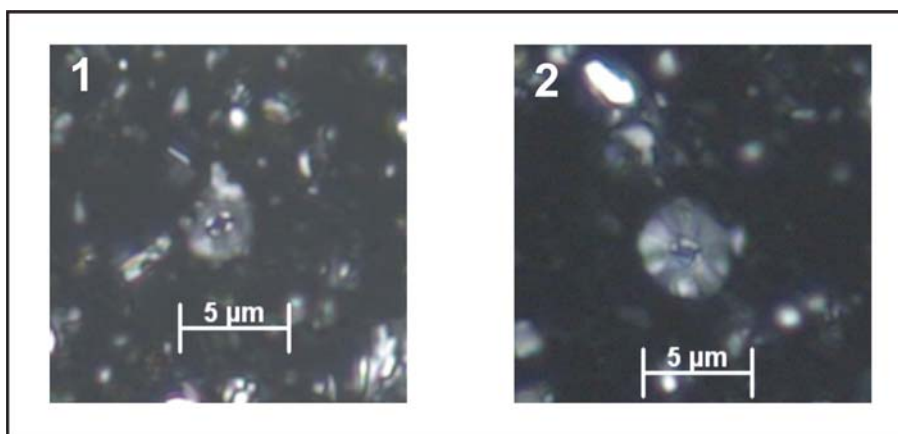


Figura 72 – Exemplos de placólitos do gênero *Similiscutum*: 1) *Similiscutum orbiculus*; 2) *Similiscutum cruciulus*. Fonte: Oliveira *et al.* (2005a).

Uma sensível mudança ocorreu na associação nanofossilífera durante a passagem Pliensbaquiano – Toarciense, com a expansão dos placólitos e diminuição dos murólitos (Bown & Cooper 1998). *Biscutum* e *Lotharingius* (figura 74) tornaram-se os mais importantes componentes da nanoflora e *Parhabdololithus*, *Crucirhabdulus* e *Mitrolithus* (figura 74) extinguíram-se. Ao final do Toarciense existiam nove famílias, das quais derivaram a maioria dos *taxa* do Meso e Neojurássico.

No Aaleniano e Eobajociano, ocorreu a transição entre *Lotharingius* e *Watznaueria*. Estes dois gêneros dominaram a nanoflora no Bajociano e Batoniano, sendo que, no Caloviano, *Watznaueria* (figura 75) tornou-se predominante. O Mesojurássico também se caracterizou pela diversificação das famílias Stephanolithiceae e Axopodorhabdaceae (figura 75).

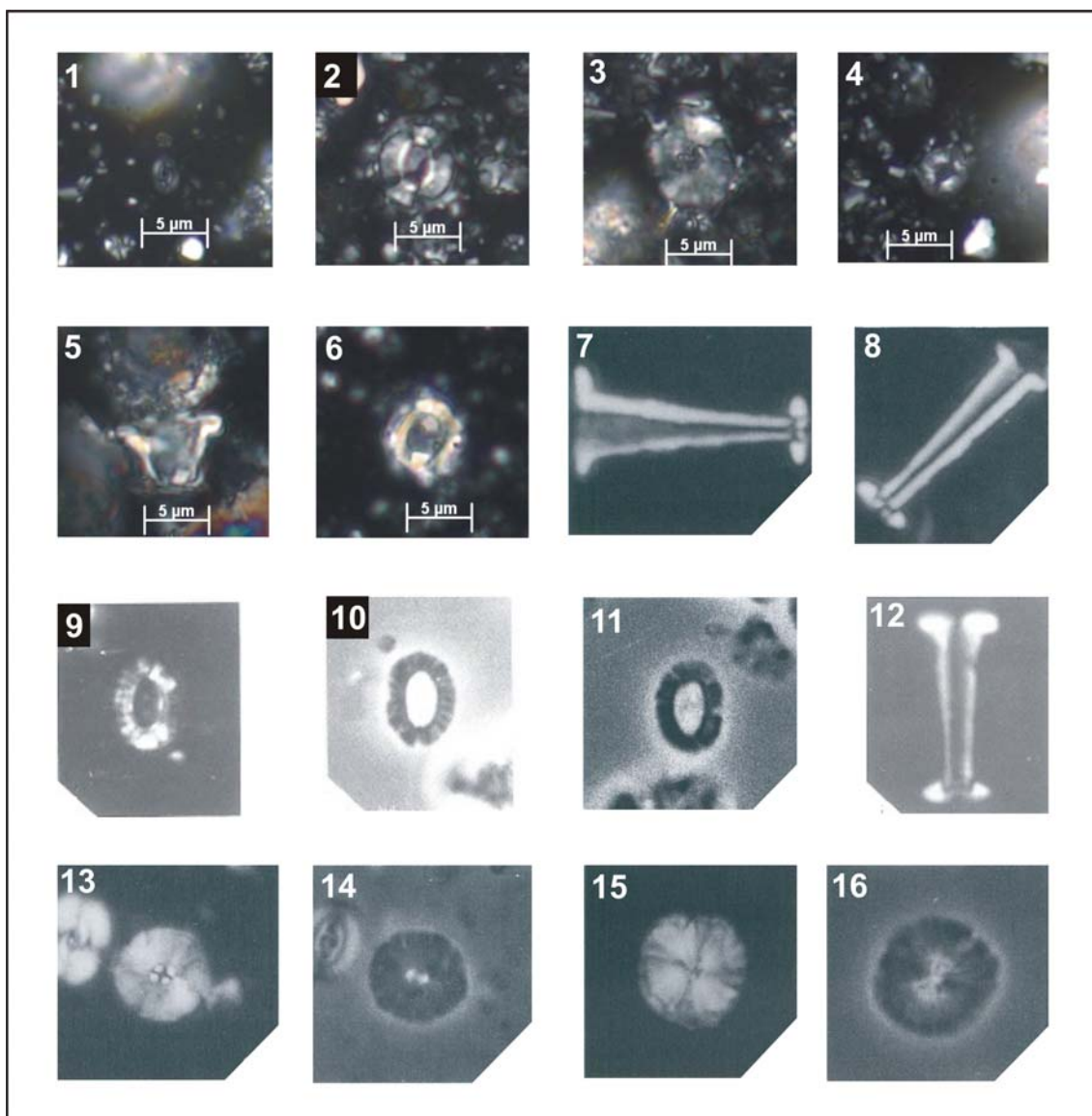


Figura 73 – Outros placolitos: 1) *Biscutum dubium*; 2) *B. grande*; 3) *B. finchii*; 4) *B. novum*; 5) *Calyculus* sp. (vista lateral); 6) *Calyculus* sp. (vista de topo); 7, 8 e 12) *Carinolithus superbus*; 9) *Sollasites arctus* (luz polarizada); 10) *Sollasites arctus* (luz natural); 11) *Sollasites arctus* (contraste de fase); 13) *Discorhabdus criotus* (luz polarizada); 14) *Discorhabdus criotus* (contraste de fase); 15) *Discorhabdus striatus* (luz polarizada); 16) *Discorhabdus striatus* (contraste de fase). Fonte: fotos 1 a 6 – Oliveira *et al.* 2005a; fotos 7, 8, 11, 13, 14, 15, 16 – Bown & Cooper, 1998; fotos 9, 10 e 12 – Bown, 1987.

O Caloviano e o início do Oxfordiano foram intervalos de alta diversidade, incluindo-se várias espécies de Stephanolithiceae. Durante o restante do Jurássico ocorreu progressiva redução da diversidade na região Boreal. Contudo, a abundância de nanofósseis continuou alta, com *Watznaueria* (principalmente *W. britannica*) sendo o principal constituinte das associações.

No Titoniano ocorreu uma diversificação, inicialmente restrita a região oeste do Tétis e ao Proto-Oceano Atlântico, com o aparecimento de novos grupos de nanolitos (ex.: *Conusphaera* e *Nannoconus*; figura 75), sendo que nas regiões boreais surgiram espécies endêmicas como *Stephanolithion atmetos*. Foi durante o Titoniano que ocorreu a máxima diferenciação biogeográfica dos nanofósseis jurássicos, coincidindo com as primeiras ocorrências, com espessuras significativas, de carbonatos pelágicos formados por nanofósseis, como a Formação Maiolica na Itália (Bown & Cooper 1998).

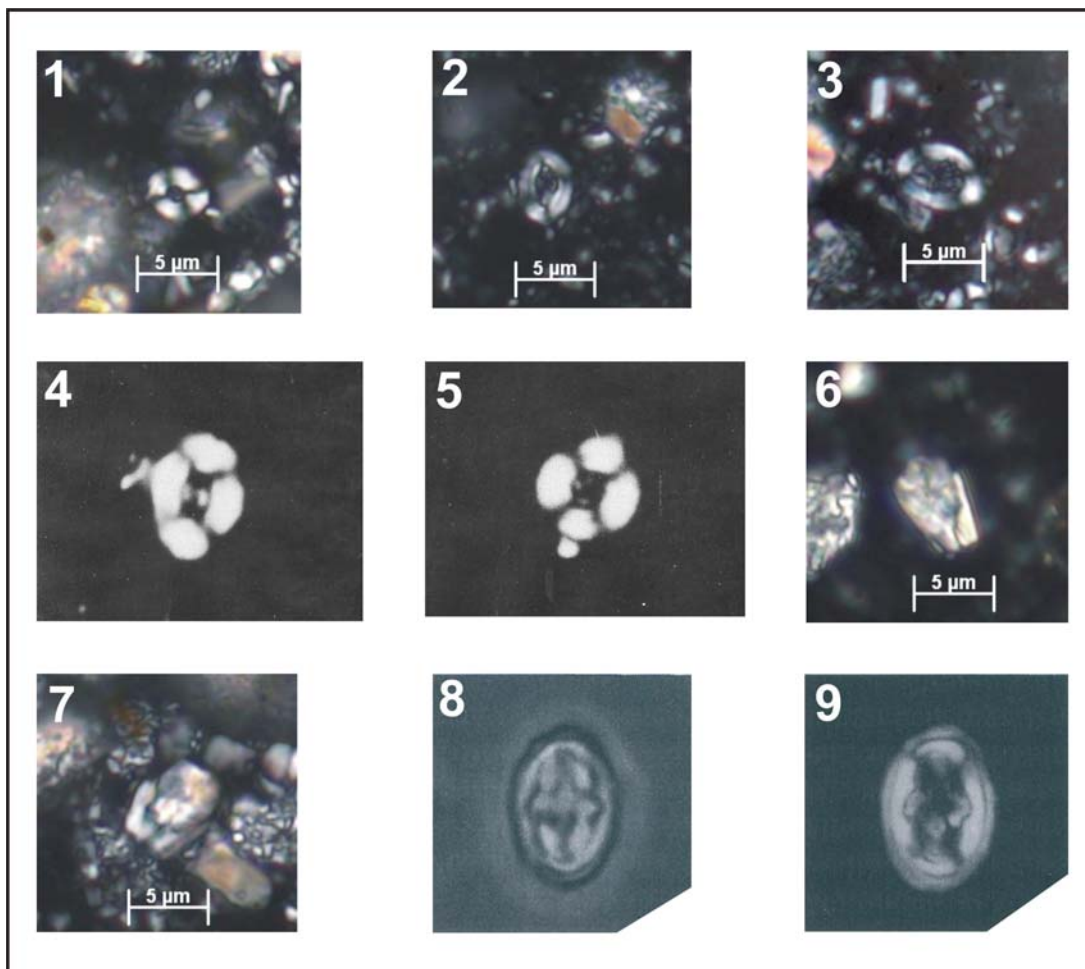


Figura 74 – 1) *Lotharingius hauffii*; 2) *L. sigillatus*; 3) *L. aff. L. velatus*; 4) *L. frodoi*; 5) *L. umbriensis*; 6 e 7) *Calcivascularis (Mitrolithus) jansae*; 8) *Crucirhabdus primulus* (contraste de fase); 9) *C. primulus* (luz polarizada). Fontes: Fotos 1, 2, 3, 6, 7 – Oliveira *et al.*, 2005a; fotos 4 e 5 - Mattioli, 1996; fotos 8 e 9 – Bown & Cooper, 1998.

2.4.3. Considerações sobre linhagens evolutivas durante o Jurássico Inferior

Durante o Neopliensbaquiano – Eotoarciano os nanofósseis calcários sofreram uma intensa fase de diversificação, acompanhada por mudanças da composição das associações. Vários gêneros e espécies surgiram neste intervalo do tempo geológico. Inicialmente, a diversificação evolutiva durante o Eojurássico teria ocorrido no Tétis. Posteriormente, após um certo intervalo de tempo, também ocorreu na região de mares epicontinentais do Noroeste da Europa. Para Bown (1987), a razão para esta diferença teria sido a ausência de correntes oceânicas ou a necessidade de um período de aclimação antes da colonização do ambiente mais estressante situado, então, no NW da Europa.

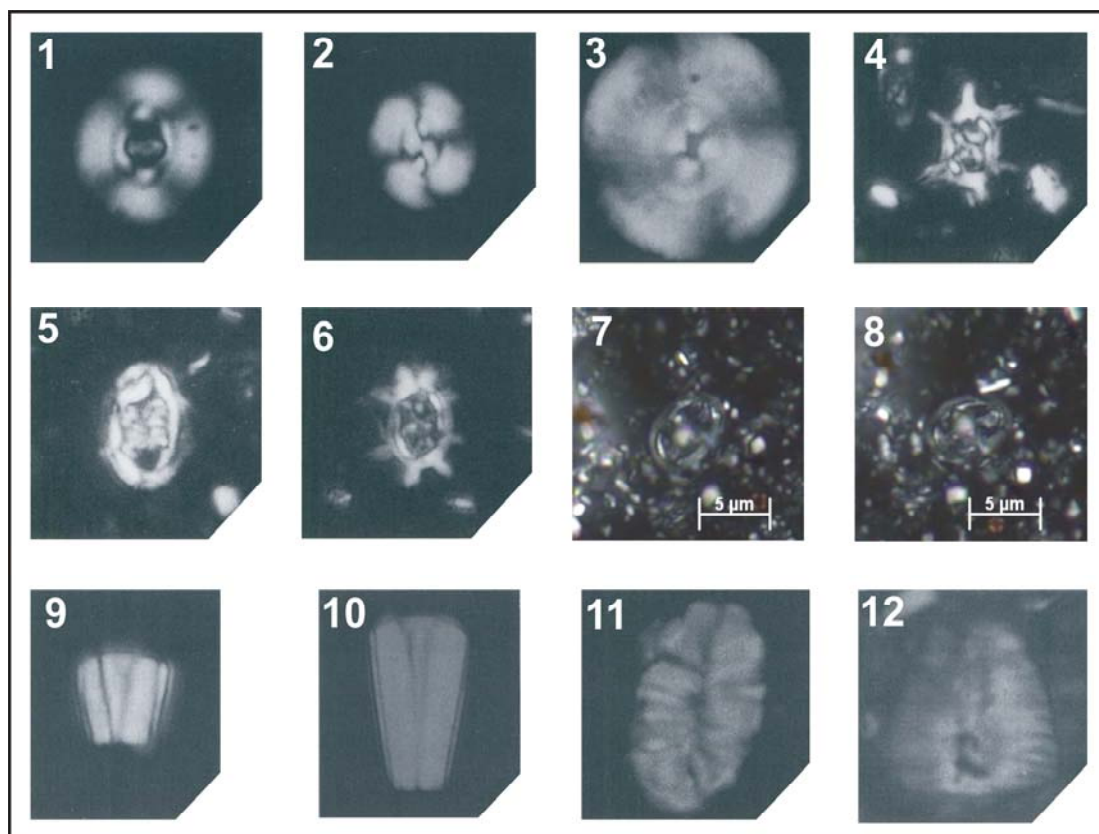


Figura 75 – 1) *Watznaueria britannica*; 2) *W. barnesae*; 3) *W. manivittiae*; 4) *Stephanolithion bigotti*; 5) *S. brevispinus*; 6) *S. hexum*; 7 e 8) *Axopodorhabdus atavus*; 9 e 10) *Conusphaera mexicana*; 11) *Nannoconus compressus*; 12) *Nannoconus steinmannii*. Fontes: Fotos 7 e 8 – Oliveira *et al.*, 2005a; fotos restantes – Bown & Cooper, 1998.

a) Linhagem evolutiva da família Calyculaceae

A linhagem evolutiva entre os gêneros *Calyculus* e *Carinolithus* foi discutida por Bown (1987) e Mattioli (1996). Esta evolução deu-se através do gradual desenvolvimento vertical dos elementos do escudo distal, tendência de fechamento do canal axial e redução da largura total e área central do escudo proximal (figura 76).

As espécies do gênero *Calyculus* são resistentes à dissolução e a sua diferenciação é feita com base na espessura do escudo distal, em vista lateral. A transição entre os gêneros *Calyculus* e *Carinolithus* ocorreu no Eotoarciano, de modo rápido, no intervalo de tempo correspondente à zona de amonites *tenuicostatum* (Mattioli, 1996).

O surgimento de *Carinolithus* no Eotoarciano é um relevante marco bioestratigráfico. A primeira ocorrência de *Carinolithus superbus* é o *datum* utilizado para definir a base da biozona NJ6 (Bown & Cooper, 1998; Perili *et al.*, 2004) e NJT6 (Mattioli & Erba, 1999). *Carinolithus poulabbronei* e *Carinolithus cantaluppii* são apontados como as formas transicionais entre *Calyculus* e *Carinolithus*. Mattioli & Erba (1999) descrevem *C. cantaluppii* como sendo restrito ao domínio do Tétis.

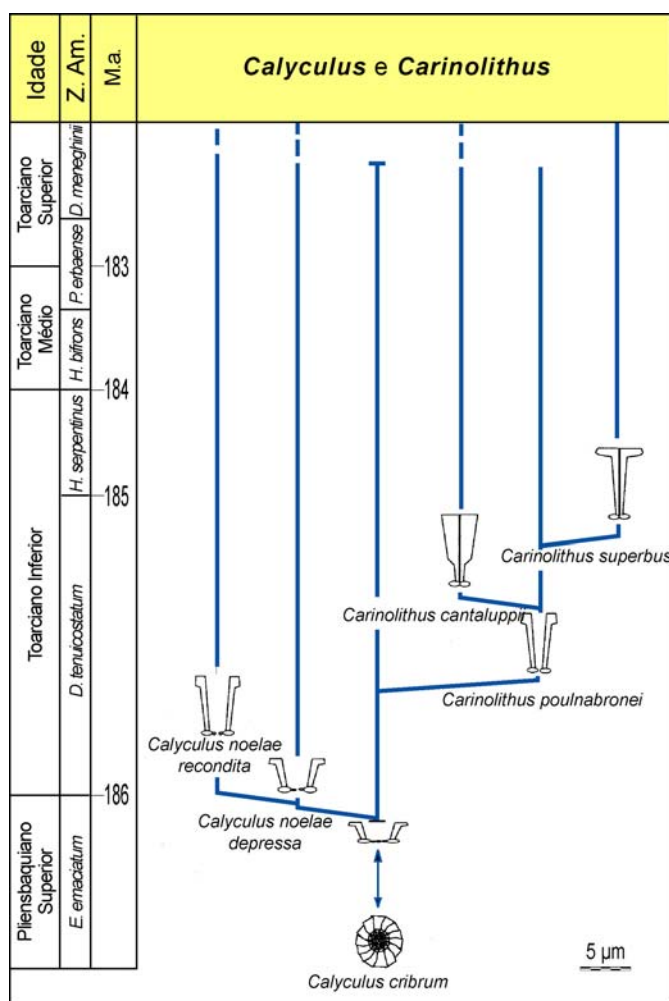


Figura 76 – Linhagem evolutiva do gênero *Calyculus* para o gênero *Carinolithus* durante o Eojurássico (modificado de Mattioli, 1996). Z. Am.= Zona de amonites.

b) Linhagem evolutiva da família Watznaueriaceae

Mattioli (1996) e Cobianchi *et al.* (1992) registram que a principal característica evolutiva desta família, no final do Pliensbaquiano e início do Toarciano, é o aumento gradativo de tamanho, tanto no gênero *Lotharingius* como no gênero *Watznaueria*. Entretanto, a evolução de *Lotharingius* inclui outras modificações morfoestruturais (Mattioli, 1996) (figura 77):

1. Aumento da área central, com conseqüente redução da razão margem / área central;
2. Aumento de tamanho do ciclo externo em relação ao ciclo interno, em vista distal;
3. Desenvolvimento de uma estrutura de maior complexidade na área central, passando de simples barra ou cruz alinhada com os eixos da elipse (*L. frodoi* e *L. barozii*) a pequenos e diminutos elementos granulares dispostos radialmente ou longitudinalmente (*L. velatus*).

Mattioli (1996), teoriza que os gêneros *Lotharingius* e *Watznaueria* evoluíram do mesmo ancestral, *Lotharingius hauffii*, sendo que as características evolutivas de *Watznaueria* incluem:

1. Tendência à passagem de formato aproximadamente elíptico a subcircular.
2. Redução da área central.
3. Simplificação das estruturas da área central.
4. Aumento da descontinuidade ótica entre os ciclos internos e externos do escudo distal, devido à acentuação convexidade e a maior imbricação do ciclo externo.

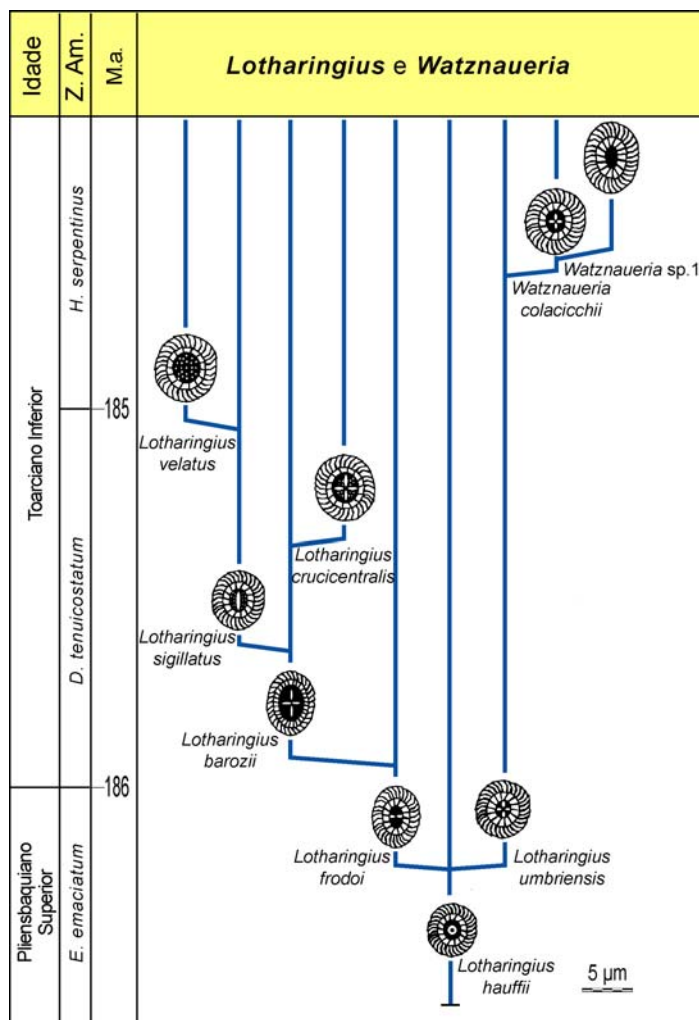


Figura 77 – Linhagem evolutiva do gênero *Lotharingius* para o gênero *Watznaueria* (modificado de Mattioli, 1996).

c) Linhagem evolutiva da família Biscutaceae

No Eojurássico, a família Biscutaceae é constituída pelos gêneros *Similiscutum*, *Biscutum*, *Discorhabdus* e *Sollastites* (Bown & Cooper, 1998), sendo que este último é classificado em separado, por alguns autores, em outra família ou sub-família (Bown & Young, 1997; figura 78). O gênero *Palaeopontosphaera*, definido por Noel (1965) e emendado por Kaenel & Bergen (1993) é considerado como sinônimo júnior de *Biscutum* (Bown & Young, 1997).

Similiscutum é o gênero mais antigo desta família, sendo que a primeira ocorrência destes placolitos radiados é indicada por diversos autores como sendo um evento consistente próximo ao limite Sinemuriano – Pliensbaquiano. No entanto, não

existe concordância quanto ao exato momento de seu surgimento, variando entre o Sinemuriano superior e o Pliensbaquiano inferior (Mattioli & Erba, 1999). *Similiscutum* foi inicialmente descrito por Kaenel & Bergen (1993) incluindo as espécies *S. avitum*, *S. cruciulus*, *S. orbiculus* e *S. precarium*. Kaenel & Bergen (1993) também registram *S. finchii* e *S. gephyrion*. Todavia estas duas espécies parecem ser sinônimos de *Biscutum finchii* (Bown & Cooper, 1998) sendo, desta forma, erroneamente incluídos neste gênero. As sutis diferenças entre as espécies de *Similiscutum* não são facilmente observadas ao microscópio ótico. Alguns autores (Mattioli & Erba, 1999) distinguem apenas *S. cruciulus* e *S. orbiculatus*, pois a primeira é diferenciada da segunda por apresentar um elemento em forma de cruz que preenche a pequena abertura central. Para estas autoras, *S. cruciulus* seria mais antigo, tendo surgido no Neopliensbaquiano, um pouco antes de *S. orbiculatus*. Outros especialistas preferem incluir todas as espécies do gênero em *S. cruciulus* (Bown & Cooper, 1998).

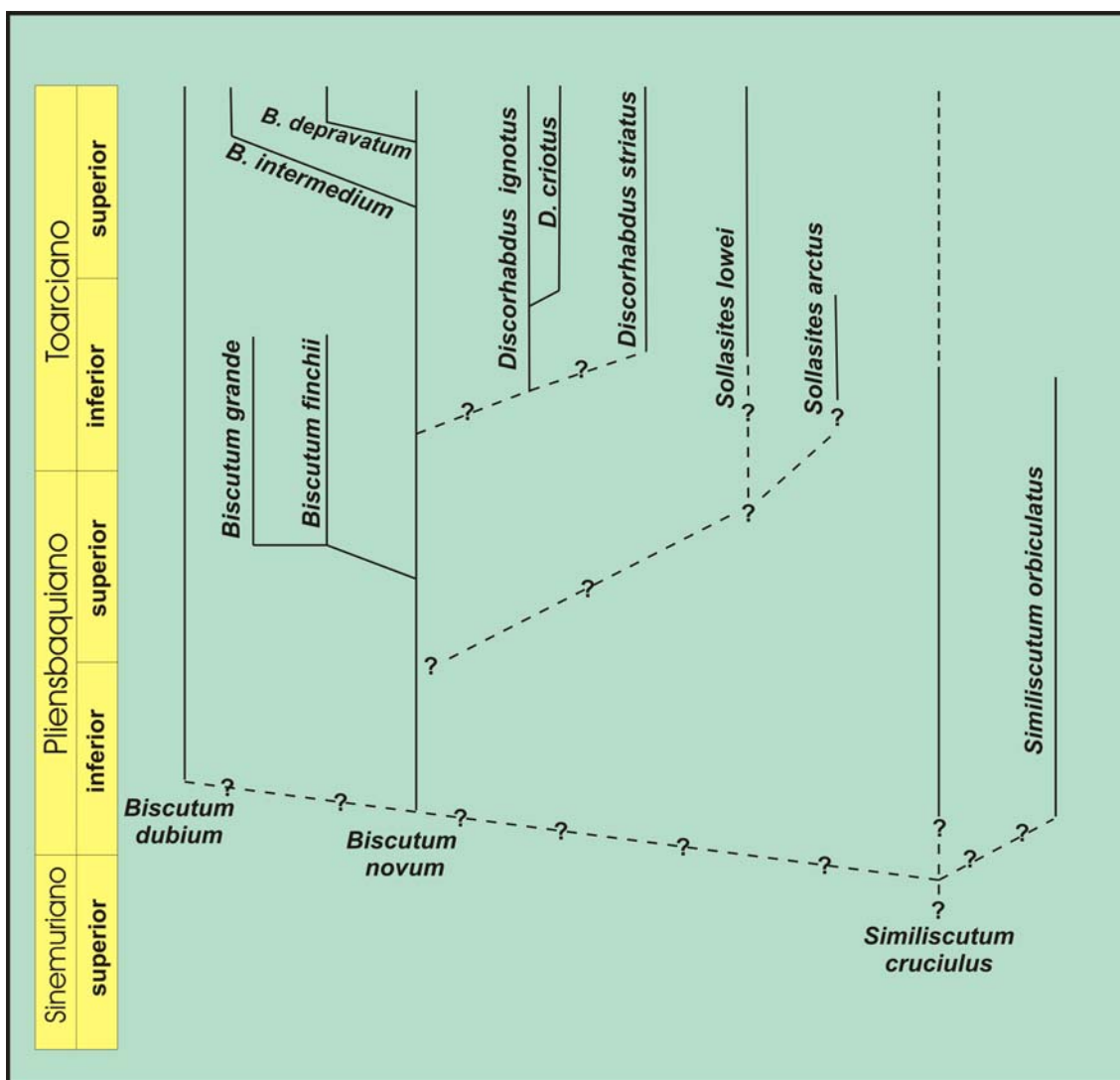


Figura 78 – Linhagem evolutiva da família Biscutaceae.

No Eojurássico o gênero *Biscutum* é representado por seis espécies (*B. depravatum*, *B. dubium*, *B. finchii*, *B. grande*, *B. intermedium* e *B. novum*), tendo surgido no Eopliensbaquiano. *B. dubium* e *B. novum* são assinalados como os representantes mais antigos. *B. finchii* e *B. grande* teriam surgido no

Neopliensbaquiano, enquanto que *B. depravatus* e *B. intermedium* teriam a primeira ocorrência registrada próximo ao limite Toarciano -Aleniano (Bown & Cooper, 1998; Mattioli & Erba, 1999; Perilli *et al.*, 2004).

Discorhabdus ignotus é indicado por Mattioli & Erba (1999) como tendo surgido no Eotoarciano, sendo a espécie mais antiga deste gênero. Porém, não existe consenso em relação à primeira ocorrência de *D. ignotus*; vários autores apontam níveis de surgimentos bastante diversos, variando entre o Sinemuriano superior (Hamilton, 1977) a parte superior do Toarciano inferior (Cobianchi, 1992). Já a primeira ocorrência de *D. striatus* é considerada como um bom marco bioestratigráfico. Segundo Mattioli & Erba (1999) é registrada próximo ao limite Toarciano inferior – Toarciano médio (limite entre as zonas de amonites *bifrons* e *serpentinus*) e Bown & Cooper (1998) a utilizam para definir a base da biozona NJ7. *D. criotus* é descrito como tendo rara ocorrência e com surgimento no final do Eotoarciano, provavelmente na zona de amonites *variabilis* (Mattioli & Erba, 1999; Bown & Cooper, 1998).

Sollastites, apesar de não ser considerado como pertencente a Biscutaceae por alguns autores, é incluída nesta família por Bown & Cooper (1998). Em rochas pertencentes ao Jurássico Inferior são encontradas as espécies *S. arctus* e *S. lowei*. O primeiro seria restrito ao Eotoarciano e o segundo teria surgido no Toarciano ou Pliensbaquiano (Bown, 1987; Bown & Cooper, 1998).

2.4.4. Biogeografia e Provincialismo dos nanofósseis no Jurássico

A diferenciação biogeográfica de faunas de invertebrados do Jurássico marinho foi reconhecida por Neumayr em 1883 (*apud* Bown & Cooper, 1998) e comportamentos similares foram reconhecidos em vários outros grupos fósseis. Arkell (1956) definiu, com base em amonites, três domínios (*realms*) para as faunas jurássicas: Boreal, Tetiano e Pacífico. Entretanto, para Hallam (1975), no seu clássico trabalho sobre ambientes jurássicos, apenas os dois primeiros são válidos. O domínio Boreal corresponde, aproximadamente, à parte norte do Hemisfério Norte. Já o domínio tetiano seria o restante do globo. O limite entre as duas regiões, embora tenha variado ao longo do tempo geológico, pode ser traçado ao sul da Europa e, na região do Pacífico Norte, na área entre o norte da Califórnia, o Japão e a parte leste da Sibéria (Hallam, 1975).

A região Boreal do Jurássico é bem definida por amonites e belemnites. Entretanto, para os outros grupos a sua distinção é feita mais pela ausência de formas tetianas do que pela ocorrência de associações próprias indicativas de áreas boreais. Em geral, as faunas do Tétis apresentam maior diversidade em relação às regiões boreais (Hallam, 1975).

A causa do provincialismo jurássico tem sido objeto de muito debate e explicada por gradientes de temperatura, barreiras continentais, diferenças de profundidade e salinidade (Hallam, 1975; Bown & Cooper, 1998). O conceito de estabilidade ambiental também tem sido proposto como causa do provincialismo. Assim, o Tétis seria a região de alta estabilidade refletindo a influência de ambientes marinhos abertos, enquanto que o reino Boreal corresponderia aos ambientes estressantes dos mares epicontinentais (Hallam, 1975).

A distribuição global e o provincialismo dos nanofósseis calcários durante o Jurássico são, ainda, pouco conhecidos, pois a maioria das informações é oriunda da Europa e raros são os dados de outros continentes (Bown & Cooper, 1998). Alguns poços do *Deep Sea Drilling Project (DSDP)* e do *Ocean Drilling Program (ODP)* proporcionaram informações do Atlântico e do Oceano Índico, entretanto estas perfurações não foram além do Jurássico Superior ou Médio (Bown & Cooper, 1998).

Apesar do limitado conjunto de informações, a distribuição dos nanofósseis exhibe variados graus de provincialismo durante o Jurássico, sendo as nanofloras tetianas distintas do Norte da Europa, devido à presença de espécies endêmicas. A figura 79 apresenta a percentagem das espécies endêmicas do Jurássico em relação à diversidade total de cada andar. Elevados valores de endemismo foram registrados do Sinemuriano ao Pliensbaquiano (mais de 20%) e do Oxfordiano ao Titoniano, onde atingiu cerca de 30% (Bown, 1996).

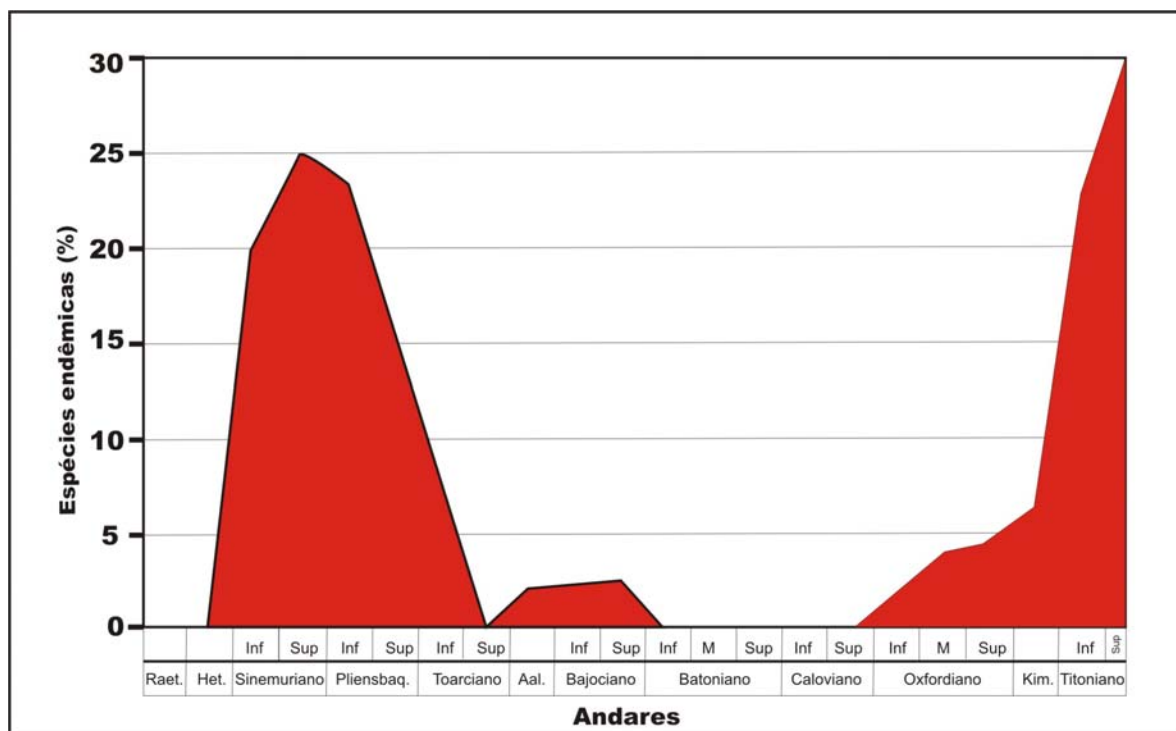


Figura 79 - Percentagem das espécies endêmicas de nanofósseis no Jurássico (modificado de Bown, 1996).

Em rochas do Jurássico Inferior, as nanofloras do oeste do Tétis e da região do Proto-Atlântico, são caracterizadas pela ocorrência abundante de *Calcivascularis* (= *Mitrolithus*) *jansae*, cuja amplitude estende-se do Sinemuriano ao Eotoarciano. Bown (1987), registra a ocorrência desta espécie em algumas seções do NW da Europa, mas sempre de forma rara. Outras formas endêmicas do Tétis são registradas em Timor (leste do Tétis): *Mitrolithus lenticularis*, *Biscutum grande*, *Timorella cypella*, *Mazaganella pulla* e *Mazaganella protensa*. Oliveira *et al.* (2005a) registraram a presença abundante de *C. jansae* e comum de *B. grande* nos estratos do limite Pliensbaquiano – Toarciano em Peniche, Bacia Lusitânica (Portugal), sugerindo que neste período a bacia era influenciada pelas águas do Tétis.

O Neojurássico apresenta outra distribuição biogeográfica dos nanofósseis calcários, com incremento do endemismo no Titoniano. Vários grupos de nanofósseis surgem no Titoniano, como os gêneros *Nannoconus* e *Conusphaera*, inicialmente restritos ao oeste do Tétis e ao Atlântico Norte. As nanofloras tetianas são reconhecidas pela abundante presença de espécies endêmicas e elevada diversidade. A existência de nanofósseis boreais endêmicos durante o Neojurássico ainda é incerta, apesar de algumas espécies terem sido sugeridas, como *Stephanolithion atmetos* (Cooper, 1989).

A existência de um domínio Austral, como correspondente da região Boreal ao sul, é sugerida pelos resultados dos trabalhos realizados na Austrália (Bown, 1992b) e no Platô das Falklands (Wise & Wind, 1977). A região Austral seria dominada por

espécies de afinidades boreais (espécies de alta latitude), como *Stephanolithion brevispinus* e ausência de nanofósseis tipicamente tetianos.

A figura 80 ilustra a provável distribuição dos domínios Boreal, Tetiano e Austral durante o Jurássico (Bown, 1987).

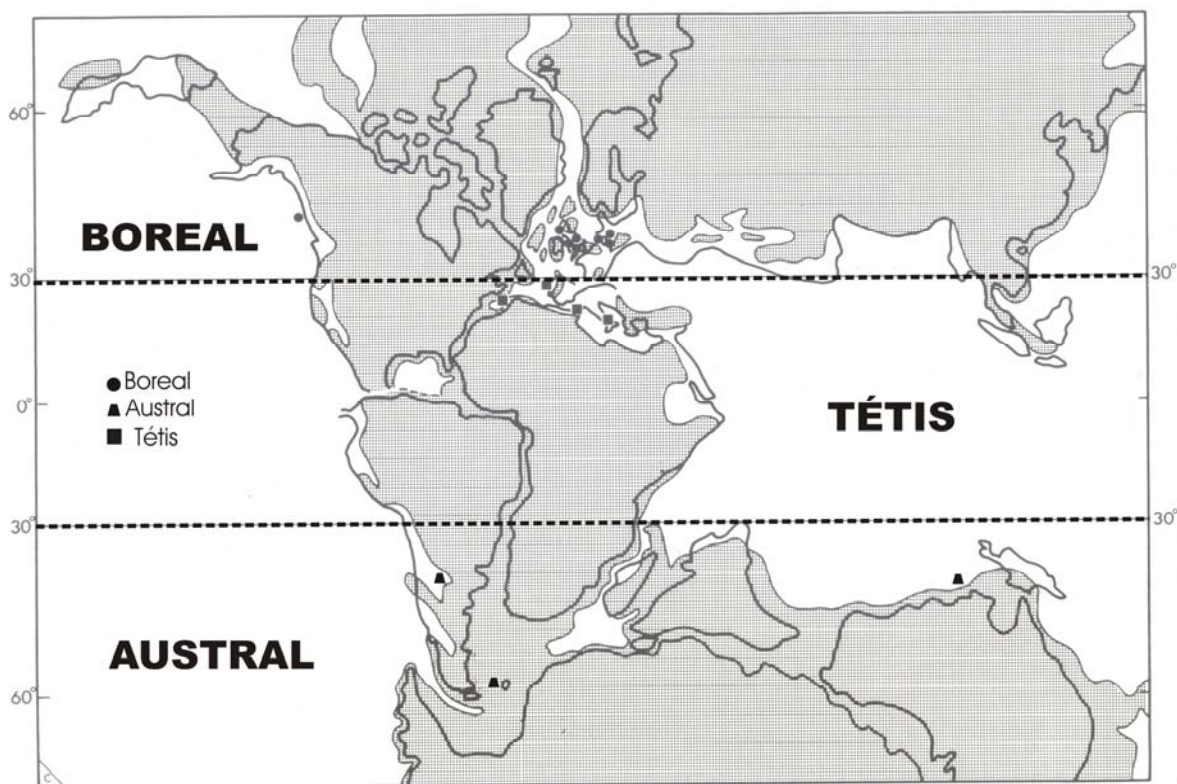


Figura 80 – Provincialismo dos nanofósseis calcários durante o Jurássico (modificado de Bown, 1987).

2.4.5. Zoneamentos de nanofósseis para o Jurássico

As primeiras descrições de nanofósseis do Jurássico foram feitas por Deflandre (1938, 1939, 1952, 1954 *apud* Bown & Cooper, 1998), sendo que o zoneamento pioneiro foi estabelecido por Stradner (1963). Seguiram-se os trabalhos de Prins (1969), Amezieux (1972), Barnard & Hay (1974), Van Hinte (1976), Thierstein (1976), Hamilton (1977, 1979, 1982), Medd (1982), Roth *et al.* (1983), Haq (1983), Crux (1984, 1987), Bown (1987, 1996), Bown *et al.* (1988), Bown & Cooper (1998), Lord *et al.* (1987), Bralower *et al.* (1989), Kaenel & Bergen (1993), Kaenel *et al.* (1996), entre outros. A maioria destes trabalhos baseou-se em seções da região norte da Europa, e uma revisão geral destes trabalhos pode ser encontrada em Perch-Nielsen (1985), Bown (1996), Bown & Cooper (1998) e Kaenel *et al.* (1996). Dentre estes, o que mais vem sendo aplicado para as regiões boreais é aquele publicado por Bown & Cooper (1998), baseado no esquema anteriormente apresentado por Bown *et al.* (1988; figuras 81 e 82).

Na década de 1990, devido ao incremento das informações advindas de poços perfurados pelo DSDP no Oceano Atlântico e aos estudos realizados em afloramentos, foi publicado um grande número de trabalhos, baseados em regiões afastadas das clássicas seções do NW da Europa: Itália (Cobianchi, 1990, 1992; Reale *et al.*, 1992; Baldanza & Mattioli, 1992; Bartolini *et al.*, 1995; Mattioli & Erba, 1999, entre outros), Portugal (Bergen *in* Kaenel *et al.*, 1996), Timor (Bown, 1987) e Canadá (Bown, 1992a).

Para a porção do Jurássico Superior cujo domínio era tetiano, o esquema mais aplicado é o de Bralower *et. al.* (1989). Já para o Jurássico Inferior a Médio com influência tetiana, o esquema de referência é o de Matioli & Erba (1999) que investigaram a Província do Mediterrâneo (figura 83).

Zonas de Nanofósseis		Eventos de Nanofósseis		Zonas Boreais de Amonites	Idade
		Secundários	Principais		
NJ12	NJ12a			discus	Batoniano
		▲ <i>S. hexum</i>	▲ <i>A. helvetica</i>	aspidooides	
		▼ <i>T. shawensis</i>		hodsoni	
NJ11				morrissi	
				subcontractus	
				progracilis	
				tenuiplicatus	
				zigzag	
		▲ <i>H. cuvillieri</i> , ▲ <i>T. shawensis</i> , ▲ <i>C. margerelii</i> , ▲ <i>S. spec. octum</i>	▲ <i>P. enigma</i>	parkinsoni	Bajociano
NJ10				garantiana	
		▼ <i>C. superbus</i>	▲ <i>S. speciosum</i>	subfurcatum	
NJ9		▼ <i>D. constans</i>		humphriesianum	
			▲ <i>W. britannica</i>	sauzei	
				laeviuscula	
				discites	Aleniano
NJ8		▲ <i>P. grassei</i>		conconvum	
		▼ <i>B. prinsii</i> , ▼ <i>C. impontus</i>	▲ <i>L. contractus</i>	murchisonae	
NJ8a		▲ <i>Trisc. sp.</i>	▲ <i>R. incompta</i>	opalinum	
		▲ <i>B. intermedium</i>		levesquei	Toarciano
NJ7		▼ <i>L. hauffii acme</i>		thouarsense	
		▼ <i>D. criotus</i>		variabilis	
		▼ <i>O. hamiltoniae</i>	▲ <i>D. striatus</i>	bifrons	
NJ6		▼ <i>B. finchii</i>		falciferum	
			▲ <i>C. superbus</i>	tenuicostatum	Pliensbaquiano
NJ5		▲ <i>C. primulus</i>	▲ <i>C. impontus</i>	spinatum	
		▲ <i>L. sigillatus</i>		margaritatus	
		▲ <i>B. finchii</i>	▲ <i>L. hauffii</i>	davoei	
NJ4		▼ <i>C. plienschachensis</i>	▼ <i>P. robustus</i>	ibex	
			▲ <i>S. cruciulus</i>	jamesoni	
NJ3				raricostatum	Sinemuriano
		▲ <i>O. hamiltoniae</i>	▲ <i>C. crassus</i>	oxynoyum	
NJ2		▲ <i>P. robustus</i>	▼ <i>P. marthae</i>	obtusum	
		▲ <i>C. plienschachensis</i>		turneri	
NJ2a		▲ <i>M. elegans</i>	▲ <i>P. liasicus</i>	semicostatum	
				bucklandi	
NJ1			▲ <i>S. punctulata</i>	angulata	Hetangiano
		▼ <i>P. triassica</i>		liasicus	
				planorbis	

Figura 81 – Zoneamento de nanofósseis para o Hetangiano – Batoniano do NW da Europa (Bown & Cooper, 1998).

Zonas de Nanofósseis	Eventos de Nanofósseis		Zonas Boreais de Amonites	Idade		
	Secundários	Principais		Portlandiano	Volgiano	Berr. Titoniano
NJ18		▲ <i>N. steinmannii minor</i> *	lamplughi			
	?	▲ <i>C. cuvillieri</i>	preplicomphalus			
		▼ <i>C. mexicana minor</i> , <i>P. beckmannii</i> *	primitivus			
			oppressus			
			anguiformis			
			kerberus			
	?	▼ <i>W. britannica decline</i>	okusensis			
	?	▼ <i>E. gallicus</i>	glaucolithus			
NJ17	NJ17b	▲ <i>H. chiesta</i> , <i>H. noëliae</i> , <i>P. senaria</i> *	albanii	Boloniano	Volgiano	Titoniano
		▼ <i>S. atmetos</i>	fittoni			
		▼ <i>S. bigotii</i>	rotunda			
	NJ17a	▼ <i>A. cylindratus</i>	pallasioides			
		▲ <i>Nannoconus</i> *	pectinatus			
		▲ <i>C. mex. mex.</i> *	hudlestoni			
	▲ <i>C. mex. minor</i> *	wheatleyensis				
	▲ <i>Z. embergeri</i> *	scitulus				
NJ16	NJ16b	▲ <i>S. atmetos</i>	elegans	Boloniano	Volgiano	Titoniano
	NJ16a	▲ <i>A. harrisonii</i>	autissiodorensis			
NJ15		▲ <i>C. conicus</i> ▼ <i>S. brevispinus</i>	eudoxus	Kimeridgiano	Volgiano	Titoniano
			mutabilis			
	NJ15b	▼ <i>C. perforata</i>	cymodoce			
		▲ <i>F. multicolumnatus</i> *	baylei			
		▼ <i>L. crucicentralis</i>	rosenkrantzi			
	NJ15a	▼ <i>D. striatus</i>	regulare			
NJ14		▲ <i>S. bigotii maximum</i>	serratum	Oxfordiano	Volgiano	Titoniano
			glosense			
			tenuiserratum			
NJ13		▼ <i>A. helvetica</i>	densipicatum	Caloviano	Volgiano	Titoniano
		▼ <i>S. hexum</i>	cordatum			
		▲ <i>C. perforata</i> ▼ <i>S. bigotii</i>	mariae			
		▲ <i>C. perforata</i>	lamberti			
NJ12	NJ12b	▼ <i>S. speciosum</i>	athleta	Caloviano	Volgiano	Titoniano
	NJ12a	▼ <i>P. enigma</i>	coronatum			
			jason			
			calloviense			
			macrocephalus			

Figura 82 – Zonamento de nanofósseis para o Caloviano –Volgiano do NW da Europa (Bown & Cooper, 1998).

A Bacia Lusitânica (Portugal) e a Bacia Basco – Cantábrica (Espanha) também tem sido alvo de recentes trabalhos. O Pliensbaquiano – Toarciano da Bacia Basco – Cantábrica foi estudado por Perilli (1999, 2000), Perilli & Comas-Rengifo (2002) e Perilli *et al.* (2004; figura 84).

A associação nanofossilífera do Toarciano inferior da Bacia Lusitânica foi investigada por Perilli & Duarte (2003 e 2006) e Duarte *et al.* (2004). Já a sucessão margo-calcária que abrange o limite Pliensbaquiano – Toarciano do perfil de Peniche (Bacia Lusitânica), que foi escolhido como um dos candidatos ao estabelecimento do GSSP (*Global Stratotype Section and Point*) do Toarciano (Elmi, 2002 e 2006; Elmi *et al.*, 1996 e 2005), foi detalhadamente analisado por Oliveira *et al.* (2005a, 2005b).

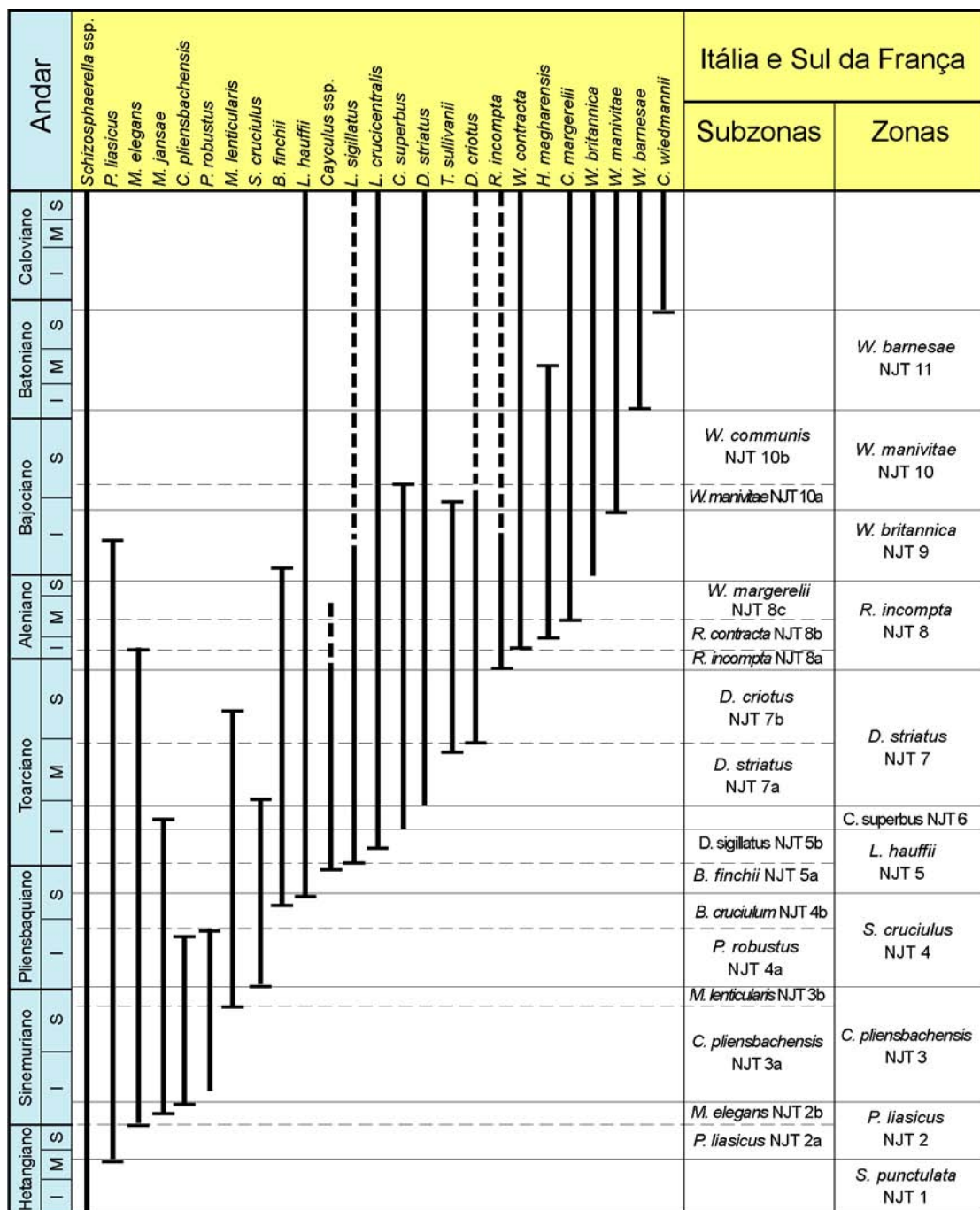


Figura 83 – Zoneamento proposto para a Itália e Sul da França (Província do Mediterrâneo) por Mattioli & Erba (1999).

Oliveira *et al.* (2005a, 2005b) constataram que o limite Pliensbaquiano – Toarciano, na região de Peniche está inserido na subzona NJ5b (Bown & Cooper, 1998), entre as primeiras ocorrências de *C. impontus* e *C. superbus*. Oliveira *et al.* (2005a), também apresentam um quadro de correlação, para a porção Pliensbaquiano superior – Toarciano inferior, entre os zoneamentos de nanofósseis para a Bacia Basco – Cantábrica (Perilli *et al.*, 2004), NW da Europa (Bown & Cooper, 1998) e para a Itália e Sul da França (Mattioli & Erba (1999; figura 85).

Bacia Basco-Cantábrica						
Idades	Amonites		Nanofóssil			
	Zonas	Sub zonas	Zonas	Eventos principais	Eventos secundários	
Toarciano	Superior	Aalensis	Buckmani	NJ8 B. intermedium	↑ <i>W. contracta</i>	
			Aalensis			
			Mactra			
		Pseudoradiosa	Pseudoradiosa			
			Levesquei			
		Insigne	Insigne			↑ <i>R. incompta</i>
	Fallaciosum					
	Thouarsense					
	Inferior	Variabilis	Vitiosa	NJ7 D. striatus	↑ <i>D. striatus</i>	↓ AE <i>L. hauffii</i>
			Illustris			
			Variabilis			
		Bifrons	Semipolitum			
Bifrons						
Sublevisoni		↑ <i>C. superbus</i>				
Serpentinum	Falciferum	NJ6 <i>C. superbus</i>	↑ <i>C. superbus</i>			
	Strangewaysi					
Tenuicostatum	Semicelatum	NJ5 <i>L. hauffii</i>	↑ <i>L. hauffii</i>	↑ FCO <i>L. hauffii</i>		
	Mirabile					
Pliensbaquiano	Superior	Spinatum	Hawskerense	↑ <i>L. hauffii</i>	↑ <i>B. novum</i>	
			Solare			
		Margaritatus	Gibosus			
			Subnodosus			
	Stokesi	Celebratum	NJ4 <i>S. cruciulus</i>	↑ <i>S. cruciulus</i>		
		Monestieri				
	Inferior	Davoei	Figulinum	↑ <i>S. cruciulus</i>		
			Capricomus			
			Maculatum			
		Ibex	Luridum			
	Valdani					
	Jamesoni	Masseanum	NJ3 <i>C. crassus</i>	↑ <i>S. cruciulus</i>		
Jamesoni						
Brevispina						
Taylori						

Figura 84 – Biozonas de nanofósseis e correlação com as zonas de amonites para o Pliensbaquiano – Toarciano da Bacia Basco – Cantábrica (Perilli *et al.*, 2004).

BACIA BASCO-CANTÁBRICA (Perilli et al., 2004)			NW da EUROPA (Bown & Cooper, 1998)			ITÁLIA/SUL da FRANÇA (Mattioli & Erba, 1999)				
Subandar	Ammonites		Nanofósseis Calcários		Ammonites	Nanofósseis Calcários		Subandar		
	Zonas	Subzonas	Zonas	Subzons		Zonas	Subzons			
Toarciano Inferior	Bifrons	Semipolittum	NJ7a	D. striatus	Bifrons	NJ7	D. striatus	Bifrons		
		Bifrons								
Superior Pliensbaquiano	Stokesi	Monestieri	NJ4	S. cruciulus	Margaritatus	NJ4	NJ4b	Margaritatus		
		Celebratum								
		Subnodosus	NJ5 L. hauffii	NJ5a		L. hauffii	NJ5b C. imponsus		NJ5a	L. imponsus
		Gibbosus								
Spinatum	Hawskerense	NJ5b	NJ5b	POC L. hauffii	Spinatum	NJ5 L. hauffii	L. sigillatus	Spinatum		
	Solare									
Tenuicostatum	Mirabile	Semicelatum	NJ5 L. hauffii	C. superbus	Tenuicostatum	NJ5 L. hauffii	C. superbus	Tenuicostatum		
		Strangewaysi								
		Falciferum								
Serpentinus	Sublevisoni	Falciferum	NJ6	D. striatus	Falciferum	NJ6	D. striatus	Serpentinus		
									Sublevisoni	
									Bifrons	
Subandar	Inferior Toarciano	Subzonas	Zonas	Subzons	Bioeventos	Zonas	Subzons	Bioeventos		
									Ammonites	Ammonites

↓ ou L - Primeira ocorrência Γ - Última ocorrência UOC - Última ocorrência comum POC - Primeira ocorrência comum

Figura 85– Correlação das zonas e subzonas de amonites e nanofósseis calcários nas Bacias Basco – Cantábrica (Perilli et al., 2004), NW da Europa (Bown & Cooper, 1998) e Itália e Sul da França (Mattioli & Erba, 1999), no Pliensbaquiano superior e Toarciano inferior (modificado de Oliveira et al. 2005a e baseado em Perilli et al. 2004).

3. MÉTODOS DE INVESTIGAÇÃO

Para a realização deste trabalho foi inicialmente realizada a descrição de 143,51m de seção compreendida entre o topo da Formação Água de Madeiros e a porção basal do Membro CC3 da Formação Cabo Carvoeiro. Foram medidas e descritas 666 camadas, como apresentado no anexo B. No total foram coletadas 351 amostras de rocha (anexo C) e 117 amostras de belemnites (anexos G e H). Entretanto, cerca de 7 metros do afloramento (trecho entre as camadas PE 653 e PE 891) permaneceram sem descrição e coleta por estarem inacessíveis devido a desmoronamentos.

Devido às características multidisciplinares deste estudo, envolvendo tanto a bioestratigrafia como a estratigrafia química, foram aplicadas diversas técnicas de análises, que foram realizadas em locais distintos. Assim, por exemplo, a preparação e a descrição das lâminas de nanofósseis foram realizadas no Cenpes, enquanto que a análise de isótopos de estrôncio foi feita na UFRGS e os biomarcadores nos laboratórios da UERJ.

3.1. Nanofósseis calcários

As análises bioestratigráficas de nanofósseis foram realizadas em 80 amostras (anexos D e E). As lâminas foram preparadas pelo método de decantação descrito por Antunes (1997) e Oliveira (1997). Resumidamente, esta preparação consiste em: 1) colocar cerca de 1 grama de sedimento, previamente moído, em um tubo de ensaio, adicionar água e homogeneizar com o emprego de uma haste de vidro; 2) deixar em repouso por cerca de 7 minutos; 3) pingar duas a três gotas da suspensão em uma lamínula disposta sobre uma placa aquecedora. Acrescentar algumas gotas de água desmineralizada. 4) esperar que a água seque totalmente; 5) colar a lamínula sobre a lâmina, com bálsamo do Canadá, na placa aquecedora.

Todas as análises foram realizadas em um microscópio Zeiss Axioplan 2 *imaging*, com aumento de 1600 vezes e com pelo menos 500 campos de visão examinados em cada lâmina.

Análises semi-quantitativas foram realizadas em 12 amostras ao longo do limite Pliensbaquiano – Toarciano. Nestas amostras aplicou-se o esquema de Concheryo & Wise (2001), para a avaliação das abundâncias relativas das assembleias e de cada espécie, e a classificação de Roth & Thierstein (1972), para mensurar o grau de preservação (ver artigo 2, tabela 2).

As fotos dos microfósseis foram obtidas com o equipamento de fotografia digital AxioCam e o programa de computador AxionVision. Como base para a identificação das espécies e o estabelecimento do arcabouço bioestratigráfico foram utilizados os trabalhos de Perch-Nielsen (1985), Bown (1987), Bown & Cooper (1998), Perilli & Duarte (2003), entre outros.

3.2 Isótopos estáveis de Oxigênio e Carbono

As análises isotópicas de oxigênio e carbono foram realizadas em 197 amostras de rochas (anexo F) e 109 de fósseis belemnites (anexo G). Belemnites pertencem ao filo Mollusca, classe Cephalopoda, tendo surgido durante o Carbonífero e tornando-se comum nos mares do Eojurássico ao final do Cretáceo, quando se extinguiram. Em

Peniche, a presença destes fósseis é bastante comum, mas variando de abundância de acordo com as unidades estratigráficas.

Antes da análise propriamente dita, os belemnites foram submetidos a uma limpeza para retirar o material da rocha envoltória e eliminar as porções do fóssil que poderiam estar alteradas pela diagênese. Nesta preparação inicial foram usados os seguintes procedimentos:

a) Banho de ultrassom por 60 minutos com água destilada.

b) Corte de uma seção na parte central do fóssil, que foi utilizada nas análises (figura 86 A). O corte foi realizado com micro-serra ou broca de dentista com ponta de tungstênio, dependendo do tamanho do exemplar.

c) Limpeza da seção central com a remoção da linha apical, preenchimentos das micro-fraturas e rocha na parte externa (figura 86 B). Esta etapa foi realizada com broca de tungstênio, como auxílio de um microscópio binocular com aumento entre 50 e 200 vezes.

d) Banho de ultrassom por 15 minutos com água destilada.

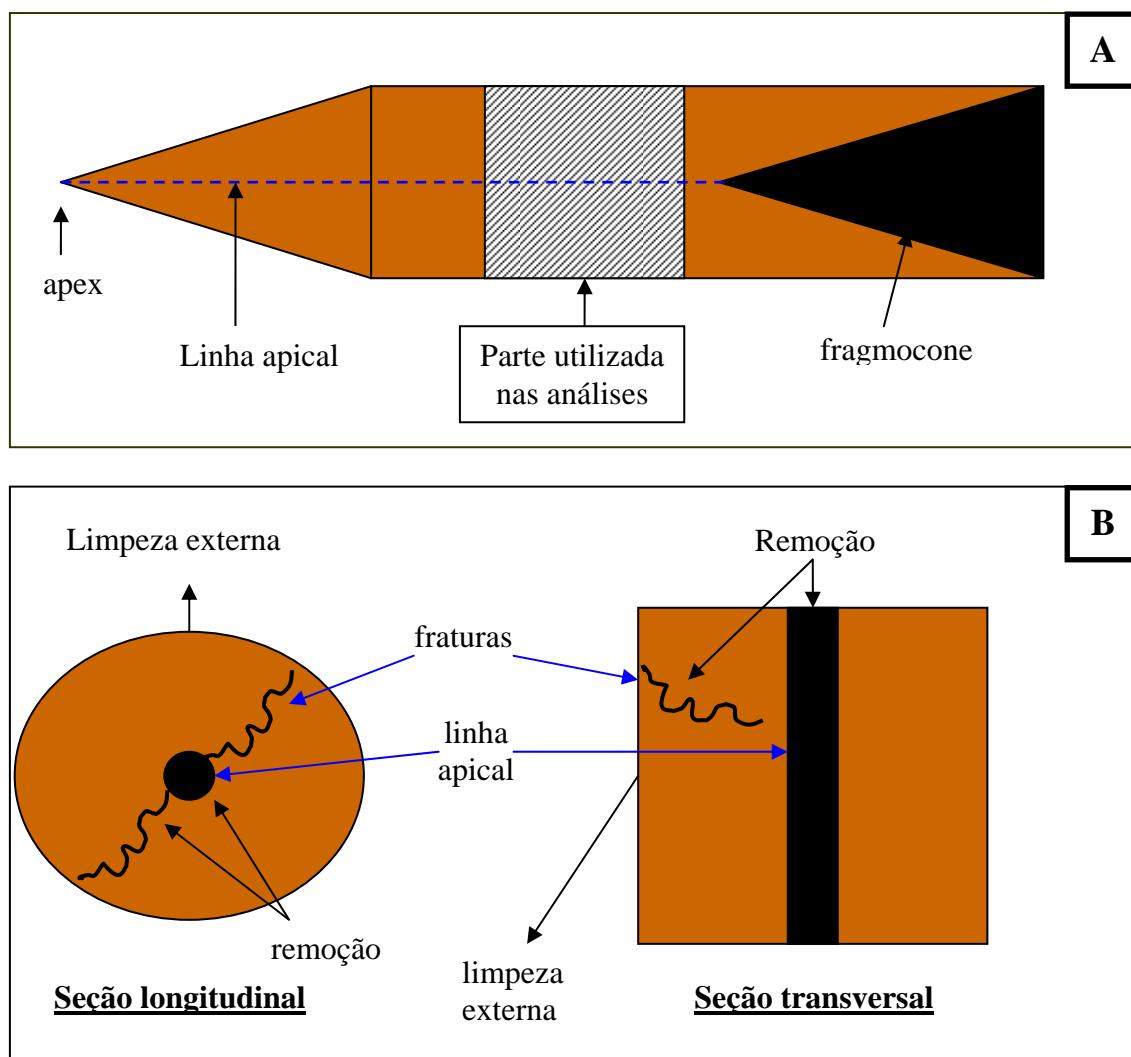


Figura 86 – Diagrama esquemático de um belemnite e dos procedimentos utilizados na limpeza. A - Morfologia simplificada. B – Seção transversal e longitudinal com indicação das partes retiradas.

Tanto as amostras de rocha como de fósseis de belemnites foram pulverizadas em gral de ágata, em partículas inferiores a 80 mesh. Para as análises utilizou-se a unidade automática de preparação Kiel Carbonate Device III, acoplado a um espectrômetro de massa MAT 252 ThermoFinnigan, do laboratório de geoquímica do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (CENPES). Os resultados, de isótopos estáveis do Carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e Oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), foram registrados em partes por mil (‰), em relação ao padrão internacional PDB (Belemnite da Formação Peedee, Cretáceo Superior da Carolina do Sul, EUA) e calibrados pelo padrão NBS-19 ($\delta^{13}\text{C}=1,95$ e $\delta^{18}\text{O}=-2,20$). A precisão foi de + 0,05 para $\delta^{13}\text{C}$ e + 0,08 para $\delta^{18}\text{O}$.

3.3. Isótopos de Estrôncio

Estas análises foram feitas em 114 fósseis e belemnites (anexo H) que, inicialmente, foram preparados segundo os procedimentos descritos no item 3.2.

As razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foram obtidas no laboratório de geologia isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS, da seguinte forma:

A) Processo inicial: Dissolução e Pesagem

- a) Os fragmentos das amostras foram selecionados utilizando-se um microscópio binocular.
- b) As amostras selecionadas foram pesadas e, sempre que possível, utilizou-se exemplares em torno de 0,25g.
- c) Dissolução em 500 μL de HNO_3 5N.
- d) Aquecimento em placa aquecedora por uma hora com temperatura de cerca de 60 $^\circ\text{C}$.
- e) Centrifugação por 10 minutos.
- f) Secagem do sobrenadante em temperatura de cerca de 120 $^\circ\text{C}$ em frascos de teflon tipo savilex.
- g) Dissolução em 250 μL de HNO_3 5N.

B) Separação Isotópica

Para esta etapa, utilizou-se como base o trabalho de Bralower *et al.* (1997).

- a) Nas colunas de teflon Eichrom 20 x 2mL foram adicionados 200 μL de resina Eichrom SrSpec (100-150 μ), 6mL de H_2O Milli-Q para lavagem e 600 μL para condicionamento.
- b) 250 μL de cada amostra dissolvida foi depositados na coluna, juntamente com 1mL de HNO_3 5N.
- c) Coletou-se o Sr em 1mL de H_2O Milli-Q e foram adicionadas 1 gota de HNO_3 7N e 1 gota de H_3PO_4 , quando os frascos já estavam na placa aquecedora para secagem completa.

C) Análises isotópicas

- a) Em cada amostra foram adicionados 2 μL de H_3PO_4 e depositados em filamentos de Rhenium com 1 mL de TaCl_5 .
- b) As amostras foram levadas ao espectrômetro de massas de ionização termal, modelo VG Sector 54 Micromass, para que fossem obtidas as razões isotópicas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, de modo dinâmico.

3.4. Elementos químicos maiores e menores

As análises de elementos químicos foram realizadas em 196 amostras de rocha (anexos I e J) e 109 fósseis de belemnites (anexo L). Estes últimos foram inicialmente preparados de acordo com os métodos utilizados para as análises de isótopos estáveis de oxigênio e carbono. Todas as amostras (rochas e belemnites) foram submetidas à pulverização em gral de ágata até todo material ter atingido tamanhos inferiores a 100 mesh.

Para as análises de elementos menores, cerca de 0,25 a 0,50g das amostras pulverizadas foram pesadas em cadinhos de Teflon e submetidas à digestão em uma combinação de ácidos clorídrico, nítrico, perclórico e fluorídrico. Após secagem, a preparação ácida foi novamente retomada com HCl e água régia, sendo que as amostras foram resfriadas e avolumadas em tubos de ensaios ou frascos plásticos aferidos. Após homogeneização, as análises de elementos menores foram realizadas no espectrômetro de emissão ótica OES (plasma), marca Varian, modelo Pró, localizado nos laboratórios da SGS Geosol (Belo Horizonte). O controle de qualidade das análises foi realizado em cada lote (40 a 58 amostras) através da inclusão no conjunto de amostras de duas duplicatas, duas replicatas, um material de referência e um branco. Foram obtidos os teores de 35 elementos menores: Ag, Al, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sb, Se, Sc, Sr, S, Ti, Tl, Th, U, V, W, Y, Zn e Zr. Destes, dez apresentaram, em todas as amostras, valores abaixo dos níveis de detecção do equipamento e não puderam ser corretamente mensurados (Ag e Be menores que 3ppm; Th menor que 5ppm; Se, Sb e U menores que 10ppm; Bi, Sn, Tl e W menores que 20ppm). Os valores dos elementos menores obtidos estão listados no anexo I.

Para a análise dos elementos maiores, cerca de 0,5g das amostras pulverizadas foram secas em estufa e abertas por fusão com tetraborato de lítio anidro. A leitura foi realizada no espectrômetro de fluorescência de raios X, marca Philips, modelo MagiX, Axios e PW 1480, dos laboratórios da SGS Geosol. A cada 20 amostras foi analisada uma duplicata, uma replicata e um material de referência e um branco. Nesta análise foram obtidos 10 elementos maiores em forma de óxidos: Al₂O₃, CaO, Fe₂O₃, K₂O, MgO, MnO, Na₂O, P₂O₅, SiO₂ e TiO₂ (anexo J).

3.5. Carbono Orgânico Total (COT) e Resíduo Insolúvel (RI)

As análises de COT foram realizadas em 233 amostras de rocha coletadas ao longo de cerca de 143m da seção Pliensbachiano – Toarciano inferior de Peniche (anexo M). Todas as amostras foram pulverizadas, em gral de ágata, em partículas inferiores a 80 mesh. Para eliminação dos carbonatos, aproximadamente 0,25g do material foi submetido a ácido clorídrico a quente por cerca de 1 hora. O Resíduo insolúvel (RI) assim obtido é expresso em porcentagem (%), relativa à quantidade original da amostra. O COT foi determinado através da análise do CO₂ no equipamento LECO-SC444 do laboratório de geoquímica do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (CENPES) e expresso em porcentagem de peso relativo a amostra original. A calibração do equipamento foi realizada com amostras padrões após conjuntos de 10 análises.

3.6. Pirólise “Rock-Eval”

Nas 84 amostras de rocha que apresentaram COT acima de 0,6%, foram realizadas análises de pirólise “Rock-Eval” (anexo N). Nestas análises foram adotados, basicamente, os procedimentos analíticos de Espitalié *et al.* (1977). Para cada amostra, cerca de 100 mg de sedimento pulverizado em gral de ágata, em partículas inferiores a 80 mesh, foi aquecido no pirolisador “Rock-Eval” do laboratório de geoquímica do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (CENPES). O aquecimento foi realizado em atmosfera inerte, entre 300 a 500°C, utilizando o gás hélio como carreador. Os hidrocarbonetos e o CO₂ liberados foram medidos, respectivamente, por detectores de ionização de chama e de condutividade térmica. Os resultados foram expressos em mg de hidrocarbonetos (HC) / grama de rocha ou miligrama de CO₂ / grama de rocha. Os resultados obtidos oferecem os seguintes parâmetros (figura 87): Hidrocarbonetos liberados até 350°C correspondem ao pico S1, representando os hidrocarbonetos livres na rocha; O pico S2 representa os hidrocarbonetos produzidos pelo craqueamento térmico do querogênio entre 350 e 550°C, ou seja os hidrocarbonetos ainda não gerados. O dióxido de carbono liberado entre 250 e 390°C representa a quantidade de oxigênio presente no querogênio (pico S3). O valor de Tmax corresponde à temperatura em que ocorre a altura máxima do pico S2. O índice de hidrogênio ($IH = S2/COT \times 100$) é expresso em miligramas de hidrocarbonetos (HC) / gramas de carbono orgânico total (COT). O índice de oxigênio ($IO = S3/COT \times 100$) é expresso em miligramas de CO₂ / gramas de carbono orgânico total (COT). Durante o período das análises o equipamento foi calibrado diariamente com padrões e a cada 10 amostras analisadas, procedeu-se à repetição de uma amostra.

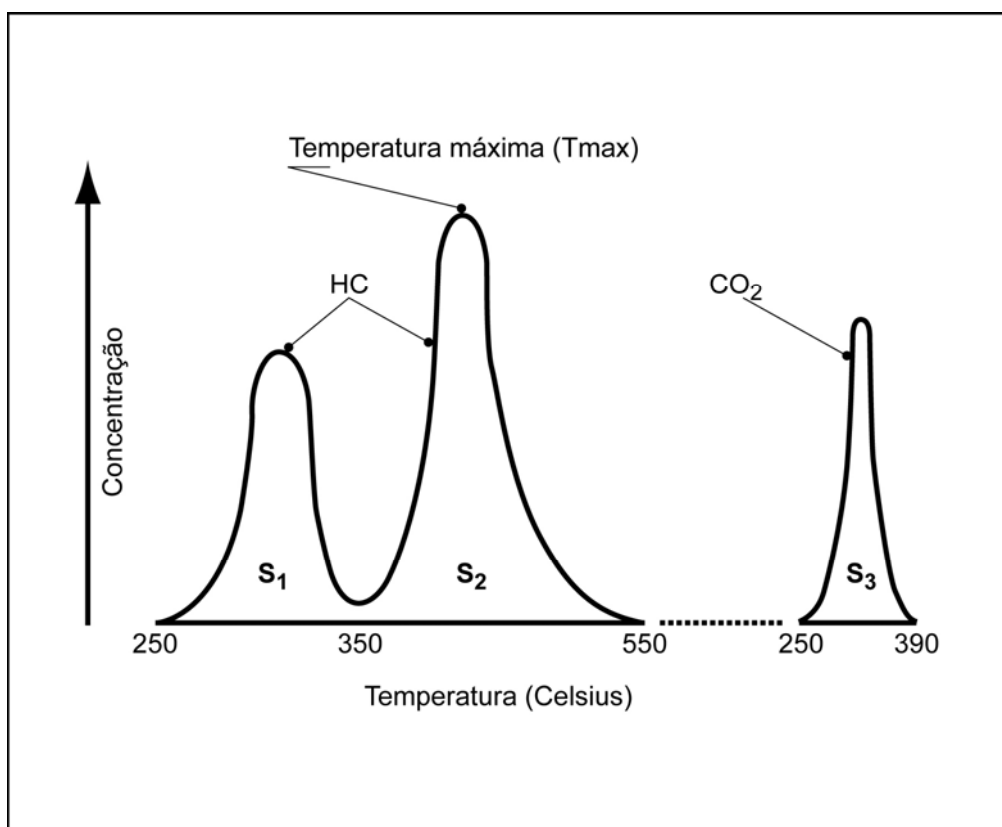


Figura 87 – Diagrama esquemático com os parâmetros S1, S2, S3 e Tmax obtidos na pirólise.

3.7. Biomarcadores

10 amostras selecionadas tiveram os biomarcadores avaliados (anexo O). O betume das amostras foi obtido por extração em equipamento “soxhlet”, utilizando-se o diclorometano como solvente. O material obtido foi fracionado em alcanos, hidrocarbonetos aromáticos e resinas mais asfaltenos, empregando-se uma coluna de vidro com uma fase sólida composta de sílica gel (1/3) e alumina (2/3). Os solventes empregados foram, respectivamente, hexano, uma mistura (1:1) de hexano-diclorometano e clorofórmio. Os alcanos foram analisados em cromatógrafo gasoso da marca Agilent, modelo 6890, acoplado a um detector de massas modelo 5973 Network, tendo sido monitorados os íons m/z 191, para os terpanos, e m/z 217, para os esteranos. As relações de abundância relativa foram calculadas, semiquantitativamente, a partir das alturas dos picos nos fragmentogramas e os dados das relações entre os biomarcadores apresentados no anexo O. Todas as análises de biomarcadores foram efetuadas no Laboratório de Geoquímica da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

4. **BIBLIOGRAFIA DO CAPÍTULO I**

- Aeroguaia do litoral de Portugal. 2002. 3ª edição. **Publicações Dom Quixote**.
- Almerás, Y. 1994. Le genre *Soaresirhynchia* nov. (*Brachiopoda*, *Rhynchonellacea*, *Wellerellidae*) dans le Toarcien du sous-bassin Nord-Lusitanien Portugal). **Docum. Lab. Géol. Lyon**, 130, 135p.
- Alves, T. M.; Gawthorpe, R. L.; Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. 2002. Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). **Marine and Petroleum Geology**, 19, 727-754.
- Amezieux, J. 1972. Association de nanofossiles calcaires du jurassique d'Aquitaine et du Basin Parisien (France). **Mémoires du Bureau Recherches Géologiques et Minières**, 77, 143-151.
- Antunes, R.L. 1997. Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários, Monografia **serie didática UFRJ**, Rio de Janeiro, 115p.
- Arkell, W. J. 1933. **The Jurassic System in Great Britain**. Oxford University Press. 681p.
- Arkell, W. J. 1956. **Jurassic Geology of the World**, Oliver & Boyd, Londres, 806p.
- Azerêdo, A. C. 1988. Calcareous debris-flow as evidence for a distally steepened carbonate ramp in west-central Portugal. **Comum. Serv. Geol. Portugal**, 74, 56-67.
- Azerêdo, A. C. 1993. **Jurássico Médio do maciço calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia**. Lisboa, 366p, 36 estampas (2 vol.). Tese de doutoramento, Departamento de geologia, Faculdade de ciências, Universidade de Lisboa.
- Azerêdo, A. C. 1998. Geometry and fácies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, west – Central Portugal. *In*: V. P. Wright & T. Burchette (eds), Carbonate Ramps, **Geol. Soc., Spec. Publ.** V. 149, 281-314.
- Azerêdo, A. C.; Wright, V. P. & Ramalho, M. M. 2002. The Middle-Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. **Sedimentology**, 49, 1339-1370.
- Azerêdo, A. C.; Duarte, L. V.; Henriques, M. H. & Manuppella 2003. Da dinâmica continental no Triássico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. Cadernos de Geologia de Portugal. **Instituto Geológico e Mineiro**. 43p.
- Baldanza A. & Mattioli, E. 1992. Biostratigraphical synthesis of nanofossils in the early Middle Jurassic of southern Tethys. *In*: Hamrsmid, B. & Young, J. R. (eds.). **Nannoplankton Research, Vol. I**, Proceedings of the 4th INA Conference, Praga, 1991. Knihovnicka, ZPZ, 14a, 1, 111-141.
- Barnard, T. & Hay, W. W. 1974. On Jurassic coccoliths: a tentative zonation of the Jurassic of Southern England and North France. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 67, 563-585.
- Bartolini, A.; Baumgartner P. O. & Mattioli, E. 1995. Middle and Late Jurassic Radiolarian biostratigraphy of the Colle Bertone and Terminillette sections (Umbria-Marche-Sabina Apennines, Central Italy): an integrated stratigraphical approach. *In*: Baumgartner P. O. et al. (eds.). **Middle Jurassic to Lower Cretaceous Radiolaria of Tethys: Occurrences, systematics, Biochronology**, Lausanne, 817-831.
- Baudin, F. & Lachkar, G. 1990. Géochimie organique et palynologie du Lias supérieur en zone ionienne (Grèce). Exemple d'une sédimentation anoxique conservée dans une paléo-marge em distension. **Bulletin de la Société Géologique de France**, 8, 123-132.

- Baugartmer, P. O. 1987. Age and genesis of Tethyan Jurassic radiolarites. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 80, 831-879.
- Bloos, G. & Page, K. N. 2002. Global Stratotype Section and Point for base of the Sinemurian Stage (Lower Jurassic). **Episodes**, 25(1), 22-28.
- Boilot, G.; Auxière, J. L.; Dunand, J. P.; Dupeuble, P. A. & Mauffret, A. 1979. The northwestern Iberian Margin: a Cretaceous passive margin deformed during the Eocene. In: Talwani, M.; Hay, M. & Ryan, W. B. F. (eds.). **Deep Drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment**. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 3, 138-153.
- Bown, P. R. 1987. Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils. Paleont. Ass., **Special paper Paleont.**, London, 38, 118p.
- Bown, P. R. 1992a. Late Triassic-Early Jurassic Calcareous Nannofossils of the Queen Charlotte Islands, British Columbia. **J. Micropaleontology**, 11(2), 177-188.
- Bown, P. R. 1992b. New calcareous nannofossil taxa from the Jurassic/Cretaceous boundary interval of sites 765 and 261, Argo Abyssal Plain. **Proceedings of the ODP, Scientific Results**, 123, 369-379.
- Bown, P. R. 1996. Recent advances in Jurassic Calcareous nannofossil Research. In: Riccardi A.C. (ed.) **Advances in Jurassic Research**, GeoResearch Forum, 55-66.
- Bown, P. R. 1998. Triassic. In: Bown, P.R (eds.). **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. British Micropaleontological Society Series. Chapman & Hall, Cambridge, 29-33.
- Bown, P. R. & Young, J. R. 1997. Mesozoic calcareous nannoplankton classification. **Journal of Nannoplankton Research**, 19, 21-36.
- Bown, P. R. & Cooper, M. K. E. 1998. Jurassic. In: Bown, P.R (eds.). **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. British Micropaleontological Society Series. Chapman & Hall, Cambridge, 34-85.
- Bown, P. R. & Young, J. R. 1998. Introduction. In: Bown, P.R (eds.). **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. British Micropaleontological Society Series. Chapman & Hall, Cambridge, 1-15.
- Bown, P. R.; Cooper, M. K. E. & Lord, A. R. 1988. A Calcareous Nannofossil Biozonation scheme for the early to mid Mesozoic. **Newsl. Stratigr.**, 20, 91-114.
- Bown, P. R.; Burnett, J.A. & Gallagher, L.T. 1992. Calcareous nannoplankton evolution **Memorie di Scienze Geologiche**, XLIII, 1-17.
- Bralower, T. J.; Monechi, S. & Thierstein, H. 1989. Calcareous nannofossil zonation of the Jurassic – Cretaceous boundary interval and correlations with the geomagnetic polarity timescale. **Marine Micropaleontology**, 14, 153-235.
- Broecker, W. S. & Peng, T. H. 1982. **Tracers in the Sea**. LDGO, Columbia University, Palisades, New York, 690p.
- Burke, W. H.; Denison, R. E.; Hetherington, E. A.; Koepnick, R. B.; Nelson, H. F. & Otto, J. B. 1982. Variation of seawater $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ throughout Phanerozoic time. **Geology**, 10, 515-519.
- Callapez, P. 2004. The Cenomanian - Turonian Central West Portuguese carbonate platform. In: Dinis, J. & Cunha, P. P. (eds.). Cretaceous and Cenozoic events in West Iberia margins. 23RD IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, Coimbra 2004, **Field Trip Guide Book**, II, 39-51.
- Carvalho, J.; Matias, H.; Torres, L.; Manupella, G.; Pereira, R. & Mendes-Victor, L. 2005. The structural and sedimentary evolution of the Arruda and Lower Tagus sub-basins, Portugal. **Marine and Petroleum Geology**, 22, 427-453.

- Choffat, P. 1880. Etude stratigraphique et paléontologique des terrains jurassiques du Portugal. Première livraison. Le Lias et le Dogger au Nord du Tage. **Mem. Secção Trab. Geol. Portugal**, V. XIII, 72p.
- Cobianchi, M. 1990. Biostratigrafia a nanofossili calcarei del passaggio Domeriano – Toarciano in Val Navezze (Brescia). **Atti Ticinesi di Scienze della Terra**, 33, 127-142.
- Cobianchi, M. 1992. Sinemurian – Early Bajocian calcareous nanofossil biostratigraphy of the Lombardy Basin (Southern Calcareous Alps; northern Italy). **Atti Ticinesi di Scienze della Terra**, 35, 61-106.
- Cobianchi, M.; Erba, E. & Radrizzani, C. P. 1992. Evolutionary trends of calcareous nanofossil genera *Lotharingius* and *Watznaueria* during the Early and Middle Jurassic. **Memorie di Scienze Geologiche**, XLIII, 19-25.
- Cohen A. S. & Coe, A. L. 2002. New geochemical evidence for the onset of volcanism in the Central Atlantic magmatic province and environmental change at the Triassic-Jurassic Boundary. **Geology**, 30, 267-270.
- Combemorel, R. 1998. Belemnites. [Column for Jurassic chart, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, In: Hardenbol, J. *et al.*] In: Graciansky, P. C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. & Vail, P. R. (eds.). **Mesozoic – Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins**, SEPM, Special Publication, 60, chart 7.
- Cooper, M. K. E. 1989. Nanofossil provincialism in the Late Jurassic – Early Cretaceous (Kimmeridgian to Valanginian) period. In: Crux, J. A & van Heck, S. E. (eds.) **Nanofossils and their applications**. Ellis Horwood, Chichester, 223-246.
- Copetake, P., & Johnson, B. 1989. The Hettangian to Toarcian (Lower Jurassic), In: Jenkins, D. G. and Murray, J. W. (eds), *Stratigraphical Atlas of Fossil Foraminifera*. **British Micropaleontological Society Series**, 129-272.
- Corbin, J. C.; Person, A.; Iatzoura, A.; Ferré, B. & Renard, M. 2000. Manganese in pelagic carbonates: indication of major tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (The Jurassic European margin of the Thetys-Ligurian Sea). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 156, 123-138.
- Craig, H. 1965. The measurement of oxygen isotopes paleotemperatures. In: E. Tongiorgi, E. (ed.). **Proceedings Spoleto Conference on Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Paleotemperatures**, 3, 3-24.
- Crux, J. A. 1984. Biostratigraphy of Early Jurassic calcareous nanofossils from southwest Germany. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen**, 169, 160-186.
- Crux, J. A. 1987. Early Jurassic calcareous nanofossils biostratigraphic events. **Newsletters on Stratigraphy**, 17, 79-100.
- Cunha, P. 1992. **Estratigrafia e sedimentologia dos depósitos do Cretácico superior e Terciário de Portugal Central, a leste de Coimbra**. Coimbra. PhD Thesis, Universidade de Coimbra, 262p.
- d’Orbigny, A. 1842-1851. Description zoologique et géologique de tous les animaux mollusques et rayonnés fossiles de France comprenant leur application à la reconnaissance des couches. Terrains oolitiques ou Jurassiques. **Paléontologie Française, V.1: Céphalopodes**. Paris, Masson, 642p.
- d’Orbigny, A. 1850. **Prodrome de Paléontologie stratigraphique universelle des animaux mollusques et rayonnés**. Paris, Masson, 1, 394p.

- d'Orbigny, A. 1852. Cours élémentaire de Paléontologie et de Géologie stratigraphiques. Paris, Masson, 847p.
- Demaison, G. & Moore, G. T. 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. **AAPG Bulletin**, 64, 1179-1209.
- DePaolo, D. J & Ingram, B. L. 1985. High-resolution stratigraphy with strontium isotopes, **Science**, 227, 938-941.
- Dinis, J. 1999. **Estratigrafia e Sedimentologia da Formação da Figueira da Foz – Aptiano a Cenomaniano do sector Norte da Bacia Lusitânica**. Coimbra. PhD Thesis, Universidade de Coimbra, 381p.
- Dommergues, J. L. 1987. L'évolution chez les Ammonitina du Lias Moyen (Carixien, Domerien basal) en Europe occidentale. **Docum. Lab. Géol. Lyon**, 98, 1-297.
- Dommergues, J. L.; Elmi, S.; Mouterde, R. & Rocha, R. B. 1981. Calcaire grumeleux du Carixien portugais. *In*: A. Farinacci & S. Elmi (eds.). **Rosso Ammonitico Symposium Proceedings**, Edizioni Tecnoscienza. 199-206.
- Dromat, G. & Elmi, S. 1986. Développement de structures cryptalgaires en domaine pélagique au cours de l'ouverture des bassins jurassiques (Atlantique Central, Téthys occidentale). **C. R. Acad. Sc. Paris.V.** 303, 311-316.
- Duarte, L. V. 1995. **O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogenética**. Coimbra, 349p. Tese de Doutorado em Geologia (especialidade estratigrafia), Dep. Ciências da Terra, Fac. de Ciências e Tecnologia, Univ. de Coimbra.
- Duarte, L. V. 1997a. Evolução geoquímica (Sr, Mg, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) nos carbonatos toarcianos da Bacia Lusitaniana. Repartição estratigráfica e significado paleoambiental. *In*: **Actas X semana de Geoquímica / IV Congresso de geoquímica dos países de Língua Portuguesa**, Braga. 381-384.
- Duarte, L. V. 1997b. Fácies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitannian Basin (Portugal). **Com. Instituto Geológico Mineiro**, Lisboa, V.83, 65-94.
- Duarte, L. V. 1998. Clay minerals and geochemical evolution in the Toarcian – lower Aalenian of the Lusitanian basin (Portugal). **Cuadernos de Geología Ibérica**, V. 24, 69-98.
- Duarte, L. V. 2003a. Variações de fácies, litostratigrafia e interpretação seqüencial do Liássico médio e superior ao longo da transversal Tomar – Peniche (Portugal). **Ciências da Terra (UNL)**, Lisboa, n° esp. V, CD-ROM:A53-A56.
- Duarte, L. V. 2003b. Contribuição para a valorização do património geológico da costa ocidental portuguesa. O interesse das falésias calcárias de S. Pedro de Moel e Peniche. **Ciências da Terra (UNL)**, Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, I36-I39.
- Duarte, L. V. 2004. The Geological Heritage of the Lower Jurassic of Central Portugal: Selected Sites, Inventory and Main Scientific Arguments. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 110 (1), 381-387.
- Duarte, L. V. 2005a. Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal) *In*: THE PENICHE SECTION (PORTUGAL), CANDIDATE TO THE TOARCIAN GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP), 2005. **Field Trip Meeting**, Peniche, Toarcian Working Group, International Subcommittee on Jurassic Stratigraphy, 11-19.
- Duarte, L. V. 2005b. The Jurassic of the Peniche Peninsula (Central Portugal): An international reference point of great scientific value and educational interest. *In*: HENRIQUES, M. H., AZERÊDO, A. C., DUARTE, L. V. & RAMALHO, M.

- (eds). Jurassic heritage and geoconservation in Portugal: Selected sites. **IV International Symposium ProGEO on the Conservation of the Geological Heritage**, Braga, Field Trip Guide Book Volume, pp. 23-31.
- Duarte, L. V. & Soares, A. F. 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitaniana (Portugal). **Com. Instituto Geológico Mineiro**, 89, 135-154.
- Duarte, L. V.; Krautter, M. & Soares, A. F. 2001. Bioconstruções à spongiaires siliceux dans le Lias terminal du Bassin lusitanien (Portugal): stratigraphie, sédimentologique et signification paléogéographique. **Bull. Soc. Géol. France**. Paris, 172, 637-646.
- Duarte, L. V. (coordinator); Wright, V. P.; Fernández-López, S.; Elmi, S.; Krautter, M.; Azerêdo, A. C.; Henriques, M. H.; Rodrigues, R. & Perilli, N. 2004a. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. *In*: Duarte, L. V. & Henriques, M. H. (eds.). Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. 23RD IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, Coimbra 2004, **Field Trip Guide Book**, I, 45-71.
- Duarte, L.V.; Perilli, N.; Dino, R. ; Rodrigues, R. & Paredes. R. 2004b. Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): Sequence Stratigraphy, Calcareous Nannofossils and stable-isotope evolution. **Riv. Ital. Paleontol. Strat.**, Milano, 110(1),115-127.
- Dyer, R. 1998. North Sea Central and Viking Graben radiolarians. [Column for Jurassic chart, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *In*: Hardenbol, J. *et al.*] *In*: Graciansky, P. C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. & Vail, P. R. (eds.). **Mesozoic – Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins**, SEPM, Special Publication, 60, chart 7.
- Elderfield, H. 1986. Strontium isotope stratigraphy. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 57, 71-90.
- Ellis, P. M. & Wilson, R. C. L. 1986. Carbonate buildup development within a passive margin setting: Upper Jurassic of Lusitanian Basin and comparable carbonates from eastern North American seaboard. **AAPG Bull.**, 77, 553.
- Ellis, P. M.; Wilson, R. C. L. & Leinfelder, R. R. 1990. Tectonic, palaeogeographic and eustatic controls on Upper Jurassic carbonate buildup development in the Lusitanian Basin, Portugal. *In*: Tucker, M. E.; Wilson, J. L.; Crevello, P. D.; Sarg, J. R.; Read, J. F. (eds.). **International Association of Sedimentologists Special Publications**, 9, 169-202.
- Elmi, S. 2002. Some general data on the Pliensbachian – Toarcian boundary (problems of biostratigraphic correlations). **6th International Symposium on the Jurassic System**, Abstract, Palermo, 56-57.
- Elmi, S. 2006. Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). *In*: 7th INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM, 2006. **Volumina Jurassica**, Warsaw, IV, 5-16.
- Elmi, S.; Rocha, R. B. & Mouterde, R. 1988. Sédimentation pelagique et encroûtements cryptalgaires: les calcaires grumeleux du Carixien portugais. **Ciências Terra**, Univ. Nov. Lisboa. V.9, 69-90.
- Elmi, S.; Mouterde, R.; Rocha, R. & Duarte, L.V. 1996. La limite Pliensbachien – Toarcien au Portugal: intérêt de la coupe de Peniche. *In*: **International Subcomission on Jurassic Stratigraphy, Meeting on Toarcian and Aalenian Stratigraphy**, Fuentelsaz and Freiburg, 1996. **Aalenews**, nº 6, p 33-35.

- Elmi, S.; Duarte, L. V.; Mouterde, R.; Rocha, R. B. & Soares, A. F. 2005. The Peniche Section (Portugal) Candidate to the Toarcian Global Stratotype Section and Point (GSSP). INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON JURASSIC STRATIGRAPHY. Toarcian Working Group. **Field Trip Meeting**. Centro de Inv. Geoc.Apl. Univ. Nova Lisboa & Centro Geoc. Univ. Coimbra. 51p.
- Emerson, S. & Hedges, J. I. 1988. Processes controlling the organic carbon content of open ocean sediments. **Paleoceanography**, 3, 621-634.
- Emiliani, C. 1955. Pleistocene paleotemperatures. **Journal of Geology**, 63, 538-578.
- Epstein, S.; Buchbaum, R.; Lowenstam, H & Urey, H. C. 1951. Carbonate – water isotopic paleotemperature scale. **Bulletin of the Geological Society of America**, 63, 417-426.
- Epstein, S.; Buchbaum, R.; Lowenstam, H. & Urey, H. C. 1953. Revised carbonate – water isotopic paleotemperature scale. **Bulletin of the Geological Society of America**, 64, 1315-1325.
- Erez, J. & Luz, B. 1983. Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. **Geochimica Cosmochimica Acta**, 47, 1025-1031.
- Fernández-López, S. R.; Duarte, L. V. & Henriques, M .H. P. 2000. Ammonites from lumpy limestones in the Lower Pliensbachian of Portugal: Taphonomic analysis and palaeoenvironmental implications. **Rev. Soc. Geol. España**. V. 13 (1), 3-15.
- França, J. C.; Zbyszewski, G. & Almeida, F. M. 1960. **Carta geológica de Portugal na escala 1:50.000. Notícia explicativa da folha 26-C, Peniche**. Serviços geológicos de Portugal, 33p.
- Goldschmidt, V. M. 1954. **Geochemistry**, Oxford Press, London, 730p.
- GPEP (Gabinete para a Pesquisa e Exploração de Petróleo). 1986. **Petroleum potential of Portugal**. 62p.
- Gradstein, F. M. Ogg, J. C. & Smith, A. G. 2004. **A Geological Timescale 2004**, Cambridge University Press, 589p.
- Gröcke, D. R.; Hesselbo, S. P.; Mutterlose, J.; Jenkyns, H. C.; Hall, R. L. & Robinson, S. M. 1999. Strontium-isotope calibration of ammonite subzones in the Jurassic and early Cretaceous. **Ninth Annual V. M. Goldschmidt Conference**, Lunar and Planetary Institute, Houston. Abstracts, 7386.pdf.
- Guery, F. C. 1985. **Évolution sédimentaire et dynamique du bassin marginal ouest-portugais au Jurassique (Province d'Estremadure, secteur de Caldas da Rainha, Montejunto)**. Lyon, 478p. Thèse Doctorat., University Claude Bernard.
- Habib, D. & Drugg, W.S. 1983. Dinoflagellate age of Middle Jurassic - Early Cretaceous sediments in the Blake-Bahama Basin. *In*: Sheridan, R.E., Gradstein, F.M., et al. (eds.), **Initial Reports of the DSDP**, vol. LXXVI. U.S. Government Printing Office, Washington, D.C., 623–635
- Hallam, A. 1971. Facies analysis of the Lias in the West Central Portugal. **N. Jb. Geol. Abh.** 139(2), 226-265.
- Hallam, A. 1975. **Jurassic Environments**. Cambridge University Press, Cambridge, 269p.
- Hallam, A. 1995. Oxygen-restricted facies of the basal Jurassic of north west Europe. **Historical Biology**, 247-257.
- Hamilton, G. B. 1977. Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 70, 575-597.
- Hamilton, G. B. 1979. Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 72, 1-17.

- Hamilton, G. B. 1982. Triassic and Jurassic calcareous nannofossils. *In*: A. R. Lord (ed.), **A stratigraphical Index of Calcareous Nannofossils**. British Micropalaeontological Society Series, London, 17-39.
- Haq, B. 1983. **Nannofossil Biostratigraphy**. Benchmark papers in Geology, 78, Hutchinson and Ross, Pennsylvania, 386p.
- Hardenbol, J.; Thierry, J.; Farley, M. B.; Jacquin, T.; Graciansky, P. C. & Vail, P. R. 1998. Jurassic Sequence Chronostratigraphy. *In*: Graciansky, P. C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. & Vail, P. R. (eds.). **Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins**. **SEPM, Spec. Publ.**, 60, 1-6.
- Helby, R.; Morgan, R. & Partridge, A.D., 1987. A palynological zonation of the Australian Mesozoic. **Memoir of the Association of Australasian Paleontologists**, 4,1-94.
- Henriques, M. H. 2004. Jurassic Heritage of Portugal: State of The Art and Open Problems. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**. V.110 (1), 389-392.
- Hill, G. 1988. **The sedimentology and lithostratigraphy of the Upper Jurassic Lourinhã Formation, Lusitanian Basin, Portugal**. PhD dissertation, Open University, 292p.
- Hiscott, R. N.; Wilson, R. C. L.; Gradstein, F. M.; Pujalte, V., Garcia – Mondejar, J.; Boudreau, R. R. & Wishart, H. A. 1990. Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. **AAPG Bulletin**, 74, 60-76.
- Hodell, D. A.; Mead, G. A. & Mueller, P. A. 1990. Variation in the strontium isotopic composition of seawater (8 Ma to present). Implications for chemical weathering rates and dissolved fluxes to ocean. **Chemical Geology**, 80, 291-307.
- Hölder, H. 1964. Jura. *In*: Lotze (ed.). **Handbuch der stratigraphischen Geologie**, Stuttgart, Enke Verlag, 4, 603p.
- Hollander, D. J.; Bessereau, G.; Belin, S. & Huc, A. Y. 1991. Organic matter in the Early Toarcian shales, Paris Basin, France: a response to environmental changes. **Revue de l'Institut Français du Pétrole**, 46, 543-562.
- Ioannides, N.; Riding, J.; Stover, L. E. & Monteil, E. 1998. Dinoflagellate cysts. [Column for Jurassic chart, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *In*: Hardenbol, J. *et al.*] *In*: Graciansky, P. C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. & Vail, P. R. (eds.). **Mesozoic – Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins**, SEPM, Special Publication, 60, chart 7.
- Janofske, D. 1992. Calcareous nannofossils of the Alpine Upper Triassic. *In*: Hamrsmid, B. & Young, J. (eds.). **Nannoplakton Research**, vol.I, Knihovnicka ZPZ 14a, 1, 87-109.
- Jenkyns, H. C. 1997. Mesozoic anoxic events and palaeoclimate. **Zentralblatt für geologie und Palaontologie**, 1999, 943-949.
- Jenkyns, H. C.; Sarti, M.; Masetti, D. & Howarth, M. K. 1985. Ammonites and stratigraphy of Lower Jurassic black shales and pelagic limestones from the Belluno Trough, Southern Alps, Italy. **Eclogae geologicae helvetiae**, 78, 299-311.
- Jenkyns, H. C.; Grocke, D. R. & Hesselbo, 2001. Nitrogen isotope evidence for water mass denitrification during the early Toarcian Oceanic Anoxic Event. **Paleoceanography**, 16, 593-603.
- Jenkyns, H. C.; Jones, C.E.; Grocke, D. R.; Hesselbo, S. P. & Parkinson, D. N. 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. **Journal of the Geological Society**, 159, 351-378.

- Jiménez, A. P.; Jiménez de Cisneros, C.; Rivas, P. & Vera, J. A. 1996. The early Toarciano anoxic event in the Westernmost Tethys (subbetic): Paleogeographic and Paleobiogeographic significance. **The Journal of Geology**, 104, 399-416.
- Jones, C. E.; Jenkyns, C. & Hesselbo, S. P. 1994. Strontium isotopes in Early Jurassic seawater. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 58(4), 1285-1301.
- Kaenel, E. & Bergen, J. A. 1993. New Early and Middle Jurassic coccolith taxa and biostratigraphy from the eastern proto-Atlantic (Morocco, Portugal and DSDP site 547 B). **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 86(3), 861-907.
- Kaenel, E.; Bergen, J. A. & von Salis Perch-Nielsen, K. 1996. Jurassic calcareous nanofossil biostratigraphy of western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. **Bull. Soc. Géol. France**. V. 167 (1), 15-28.
- Krauskopf, K. B. 1972. **Introdução à geoquímica**. Tradução de Lando, M. & Bogus, P. S. C. Polígono, Editora da USP, São Paulo.
- Krymholts, G. Y.; Mesezhnikov, M. S. & Westermann, G. E. G. 1988. The Jurassic Ammonite Zones of the Soviet Union. **Geological Society of America**, Special Paper 223, 116p.
- Kullberg, J. C. 2000. **Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana**. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciência e Tecnologia, Universidade Nova Lisboa, 280p.
- Küspert, W. 1982. Environmental changes during oil shale deposition as deduced from stable isotopic ratios. *In*: Einsele, G. & Seilacher, A. (eds.) **Cyclic and event Stratification**, Springer, Berlin, 482-501.
- Leinfelder, R. R. 1993. A sequence stratigraphic approach to the Upper Jurassic mixed carbonate – siliciclastic succession of the central Lusitanian Basin, Portugal. **Profil**, Stuttgart. V. 5, p 119-140.
- Leinfelder, R. R. 1994. Karbonatplattformen und Korallenriffe innerhalb siliziklastischer sedimentationsbereiche (Oberjura, Lusitanisches Becken, Portugal). Carbonate Platforms and Coral Reefs within a siliciclastic setting (Upper Jurassic, Lusitanian Basin, Portugal). Stuttgart University. **Profil** 6, 1-207.
- Leinfelder, R. R. & Wilson, R. C. L. 1989. Seismic and sedimentologic features of Oxfordian – Kimmeridgian syn-rift sediments on the eastern margin of the Lusitanian Basin, Portugal. **Geologische Rundschau**, 78, 81-104.
- Leinfelder, R. R. & Wilson, R. C. L. 1998. Third-order sequences in an Upper Jurassic rift-related second-order sequence, central Lusitanian Basin, Portugal. *In*: Graciansky, P. C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. & Vail, P. R. (eds.). **SEPM Special Publication**, 60, 507-525.
- Leinfelder, R. R.; Nose, M.; Schmid, D. & Werner, W. 2004. Reefs and carbonate platforms in a mixed carbonate-siliciclastic setting. Examples from the Upper Jurassic (Kimmeridgian to Tthonian) of west-central Portugal. *In*: Duarte, L. V. & Henriques, M. H. (eds.). Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. 23RD IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, Coimbra 2004, **Field Trip Guide Book**, I, 93-123.
- Lord, A. R.; Cooper, M. K. E.; Corbett, P. W. M.; Fuller, N. G.; Rawson, P. F. & Rees, A. J. J. 1987. Microbiostratigraphy of the Volgian Stage (Upper Jurassic), Volga River, USSR. **Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte**, 1987, 577-605.
- Manuppella, G. 1983. O Dogger de Santiago do Cacém. **Comum. Serv. Geol. Portugal**, 69, 47-61.

- Martins, J. M. 1998a. **Micropaleontologia e análise de fácies de formações do Jurássico Médio da Região de Alvaiázere – Tomar**. Dissertação de mestrado, Departamento de geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 164p.
- Martins, J. M. 1998b. Considerações sobre o Dogger da região de Tomar – Alvaiázere. Actas do V Congresso nacional de Geologia, Lisboa. **Comum. Inst. Geol. Mineiro**, 84, A71-A73.
- Martins, J. M.; Azerêdo, A. C. & Manuppella, G. 2001. Polymorphic oncoidal/cyanophyte structures in Middle to basal Upper Jurassic limestones from the Lusitanian Basin, Portugal: paleoecologia and regional cartographic significance. **Comum. Inst. Geol. Mineiro**, 88, 99-126.
- Martins, L. T. 1991. **Actividade ígnea mesozóica em Portugal (contribuição petrológica e geoquímica)**. Tese de Doutorado. Departamento de geologia, Faculdade de Ciências, Universidade de Lisboa, 418p.
- Matsuoka, A. & Yao, A. 1986. A newly proposed radiolarian zonation for the Jurassic of Japan. **Marine Micropaleontology**, 11, 91-106.
- Mattioli, E. 1996. New calcareous nannofossils species from the Early Jurassic of Tethys. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 102(3), 397-412.
- Mattioli, E. & Erba, E. 1999. Synthesis of calcareous nannofossil events in the Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 105(3), 343-376.
- Mattioli, E.; Pittet, B.; Palliani, R. B.; Röhl, H-J.; Schmid-Röhl, A. & Morettini, E. 2004. Phytoplankton evidence for the timing and correlation of palaeoceanographical changes during the early Toarcian oceanic anoxic event (Early Jurassic). **Journal of the Geological Society**, 161, 685-693.
- Mauffret, A. D.; Boillot, G.; Auxietre, J. & Dunand, J. 1978. Evolution structurale de la marge continentale au nord-ouest de la Peninsule Iberique. **Bull. Soc. Geol. France**, 20, 375-388.
- Mauffret, A. D.; Mougénot, D., Miles, P. R. & Malod, J. 1988. An abandoned spreading centre in the Tagus Abyssal Plain (W Portugal): results of a multichannel seismic survey. **Joint Annual Meeting of Can. and Canadian Society of Petroleum Geologists**, 13, A80.
- McArthur, J. M. 1994. Recent trends in strontium isotope stratigraphy. **Terra Nova**, 6, 331-358.
- McArthur, J. M. & Howarth, R. J. 2004. Strontium isotope stratigraphy. In: Gradstein, F. M.; Ogg, J. G. & Smith, G. (eds.). **A Geological Timescale 2004**, Cambridge University Press, 96-105.
- McArthur, J. M.; Crame, A. & Thirlwall, M. F. 2000a. Major revision of late cretaceous stratigraphy of Antarctica using strontium isotope stratigraphy. **Journal of Geology**, 108, 623-640.
- McArthur, J. M.; Donovan, D. T.; Thirlwall, M. F.; Fouke, B. W. & Matthey D. 2000b. Strontium isotope profile of the Early Toarcian (Jurassic) Oceanic Anoxic Event, the duration of ammonite biozones, and belemnite palaeotemperatures. **Earth and Planetary Science Letters**, 179, 269-285.
- Medd, A. W. 1982. Nannofossil zonation of the English Middle and Upper Jurassic. **Marine Micropaleontology**, 7, 73-95.
- Meister, C.; Aberhan, M.; Blau, J.; Dommergues, J.-L.; Feist-Burkhardt, S.; Hailwood, E.; Hart, M.; Hesselbo, S. P.; Hounslow M. W.; Hylton, M.; Morton, N.; Page, K. & Price, G. D. 2006. The Global Boundary Stratotype Section and Point (GSSP) for

- the base of the Pliensbachian Stage (Lower Jurassic), Wine Haven, Yorkshire, UK. **Episodes**, 29(2), 93-106.
- Meister, C.; Blau, J.; Dommergues, J.-L.; Feist-Burkhardt, M.; Hart, M.; Hesselbo, S. P.; Hylton, M.; Page, K. & Price, G. 2003. A proposal for a stratotype of the Pliensbachian Stage. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 96, 275-298.
- Mendes, J. C. 1977. **Paleontologia Geral**. Universidade de São Paulo, 342p.
- Montenat, C.; Guery, F.; Jamet, M. & Berthou, P. Y. 1988. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: Comparisons with the adjacent margin. *In*: Boilot, G. & Wintere, E. L.. (eds.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, 103, 757-775.
- Mouterde, R. 1955. Le Lias de Peniche. **Comum. Serv. Geol. Portugal**, 36: 87-115.
- Mouterde, R. & Ruget, C. 1975. Esquisse de la paléogéographie du Jurassique inférieur et moyen au Portugal. **Bull. Soc. Géol. France**, 17, 779-786.
- Mouterde, R.; Ramalho, M. M.; Rocha, R. B.; Ruget, C. & Tintant, H. 1971. Le Jurassique du Portugal. Esquisse stratigraphique et zonale. **Bol. Soc. Geol. Portugal**, 18, 73-104.
- Mouterde, R.; Rocha, R. B. & Ruget, C. 1978. Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios et Brenha). **Comum. Serv. Geol. Portugal**. 63, 83-103.
- Mouterde, R.; Rocha, R.B.; Ruget, C. & Tintant, H. 1979. Fácies, biostratigraphie et paléogéographie du Jurassique portugais. **Ciências da Terra**, 5, 29-52.
- Mouterde, R.; Domergues, J. L. & Rocha, R. B. 1983. Atlas des fossiles caractéristiques du lias portugais II – Carixien. **Ciências da Terra (UNL)**. 7, 187-254.
- Noel, D. 1965. Sur les Cocolithes du Jurassique Européen et d’Afrique du Nord. **Éditions du Centre National de la Recherche Scientifique**, Paris, 206p.
- Ogg, J. G. 2004. The Jurassic Period. *In*: Gradstein, F. M. Ogg, J. C. & Smith, A. G. (eds.). **A Geological Timescale 2004**, Cambridge University Press, 307-343.
- Oliveira, L. C. V.; Perilli, N. & Duarte, L. V. 2005a. Calcareous nannofossil assemblages around the Pliensbachian / Toarcian Stage Boundary in the reference section of Peniche (Portugal). *In*: THE PENICHE SECTION (PORTUGAL), CANDIDATE TO THE TOARCIAN GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP), 2005. **Field Trip Meeting**, Peniche, Toarcian Working Group, International Subcommittee on Jurassic Stratigraphy, 39-45.
- Oliveira, L. C. V.; Duarte, L. V.; Dino, R. & Perilli, N. 2005b. Caracterização do limite Pliensbaquiano–Toarciano em Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal) com base em nanofósseis calcários e palinologia. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 19, Aracaju, 2005, **Resumos, Sociedade Brasileira de Paleontologia**.
- Oppel A., 1856–1858. **Die Juraformations England, Frankreichs und des südwestlichen Deutschland**. 1–438 (1856); 439–586 (1857); 587–857 (1858).
- Page, K. N. 2004. Mesozoic / Jurassic. *In*: Selley, R.; Cocks, R. & Plimer, I. (eds.). **Encyclopedia of Geology**. Elsevier, Academic Press, 352-360.
- Page, K. N.; Bloos, G.; Bessa, J. L.; Fitzpatrick, M.; Hesselbo, S.; Hylton, M.; Morris, A., & Randall, D. E. 2000. East Quantoxhead, Somerset: a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Sinemurian Stage (Lower Jurassic): **GeoResearch Forum**, 6, 163-171.
- Palain, C. 1976. Une série détritique terrigène, les “Grés de Silves”: Trias et Lias inférieur du Portugal. **Mem. Serv.. Geol. Portugal**, 25, 377p.

- Palmer, M. R. & Elderfield, H. 1985. Sr isotope composition of sea water over the past 75 Myr. **Nature**, 314, 526-528.
- Palmer, M. R. & Edmond, J. M. 1989. The strontium isotope budget of the modern ocean. **Earth and Planetary Science Letters**, 92, 11-26.
- Passagno, E. A.; Blome, C. D.; Hull, D. M. & Six, W. S. 1993. Jurassic Radiolaria from the Josephine Ophiolite and overlying strata, Smith River subterranean (Klamath Mountains), northwestern California and southwestern Oregon. **Micropaleontology**, 39(2), 93-166
- Pena dos Reis, R. P. B.; Proença Cunha, P.; Dinis, J. L. & Trincão, P. R. 2000. Geological evolution of the Lusitanian Basin (Portugal) during the Late Jurassic. *In*: Hall, R. I. & Smith (eds.). 5th Jurassic Symposium, Vancouver. Advances in Jurassic research 2000. **GeoResearch Forum**, 6, 345-356.
- Perch-Nielsen, K. 1985. Mesozoic calcareous nannofossils. *In*: H. M. Bolli, J. B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.), **Plankton Stratigraphy**, Cambridge University Press, Cambridge, 329-426.
- Perilli, N. 1999. Calibration of early – middle Toarcian nannofossil in two expanded and continuous sections from the Basque-Cantabrian area (Northern Spain). **Rivista Española de Micropaleontología**, 31(3), 393-401.
- Perilli, N. 2000. Calibration of early – middle Toarcian nannofossil events based on high-resolution ammonite biostratigraphy in two expanded sections from the Iberian Range (East Spain). **Marine Micropaleontology**, 39, 293-308.
- Perilli, N. & Comas-Rengifo, M. J. 2002. Calibration of the Pliensbachian Calcareous Nannofossil events in two ammonite-controlled sections from northern Spain (Basque-Cantabrian Area). **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 108(1), 133-152.
- Perilli, N. & Duarte, L.V. 2003. Dating of the Toarcian succession from the Lusitanian Basin based on calcareous nannofossil. **Ciências da Terra (UNL)**, Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, A-122-A125.
- Perilli, N. & Duarte, L. V. 2006. Toarcian nannobiohorizons from Lusitanian Basin (Portugal) and their calibration against ammonite zones. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 112(3), 417-434.
- Perilli, N.; Comas-Rengifo, M. J. & Goy, A. 2004. Calibration of the Pliensbachian-Toarcian calcareous nannofossil zone boundaries based on ammonites (Basque-Cantabrian area, Spain). **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 110, 97-107.
- Peterman, Z. E.; Hedge, C. E. & Tourtelot, H. A. 1970. Isotopic composition of strontium in seawater throughout the Phanerozoic time. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 34, 105-120.
- Peybernes, B. 1998. Larger Benthic Foraminifers. [Column for Jurassic chart, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins, *In*: Hardenbol, J. *et al.*] *In*: Graciansky, P. C.; Hardenbol, J.; Jacquin, T. & Vail, P. R. (eds.). **Mesozoic – Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins**, SEPM, Special Publication, 60, chart 7.
- Phelps, R. 1985. A refined ammonite biostratigraphy for the Middle and Upper Carixian (Ibex and Davoei zones, Lower Jurassic) in North-West Europe and Stratigraphical details of the Carixian-Domerian boundary. **Geobios**, 18, 321-362.
- Pinheiro, L. M.; Wilson, R. C. L.; Pena dos Reis, R.; Whitmarsh, R. B. & Ribeiro, A. 1996. The Western Iberia Margin: A geophysical and geological overview. *In*:

- Whitmarsh, R. B.; Sawyer, D. S.; Klaus, A. & Masson, D. G. (eds.). **Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results**, 149, 3-23.
- Pinto, S.; Cabral, M. C. & Duarte, L. V. 2005. Preliminary data on the ostracod fauna from the Lower Toarcian of Peniche. *In: THE PENICHE SECTION (PORTUGAL), CANDIDATE TO THE TOARCIAN GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP), 2005. Field Trip Meeting*, Peniche, Toarcian Working Group, International Subcommittee on Jurassic Stratigraphy, 32-38.
- Prins, B. 1969. Evolution and stratigraphy of coccolothinids from the Lower and Middle Lias. *In: Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 2* (eds. P. Brönnimann and H.H. Renz), E. Brill, Leiden, 547-558.
- Rasmussen, E. S.; Lomholt, S.; Andersen, C. & Vejbaek, O. V. 1998. Aspects of the structural evolution on the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. **Tectonophysics**, 300, 199-225.
- Reale, V.; Baldanza, A.; Monechi, S. & Mattioli, E. 1992. Calcareous nannofossil biostratigraphic events from the Early – Middle Jurassic sequences of the Umbria – Marche area (central Italy). **Memorie di Scienze Geologiche**, XLIII, 41-75.
- Reeves, R. D. & Brooks, R. R. 1978. Trace element analysis of geological materials. *In: Elving P. J. & Winefordner, J. D. (eds.). Chemical Analysis*, v.51, John Wiley & Sons, 421p.
- Rey, J. 1972. Recherches géologiques sur le Crétacé inférieur de l'Estremadura (Portugal). **Mem. Serv. Geol. Portugal**, 21, 477p.
- Rey, J. 1979. Le Crétacé inférieur de la marge atlantique portugaise: Biostratigraphie, organisation séquentielle, évolution paléogéographique. **Ciências da Terra**, 5, 97-121.
- Rey, J. 1992. Les unités lithostratigraphiques du Crétacé inférieur de la région de Lisbonne. **Com. Serv. Geol. Portugal**, 78, 103-124.
- Rey, J. 1993. Les unités lithostratigraphiques du groupe de Torres Vedras (Estremadura, Portugal). **Com. Serv. Geol. Portugal**, 79, 75-85.
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D. & Monteiro, J. H. 1979. Introduction à géologie générale du Portugal. **Serv. Geol. Portugal**. 126p.
- Riding, J. B., & Ioannides, N. S. 1996. A review of Jurassic dinoflagellate cyst biostratigraphy and global provincialism. **Bulletin de la Société Géologique de France**, 167, 3-14.
- Rocha, R. B.; Mouterde, R.; Soares, A. F. & Elmi, S. 1987. Biostratigraphie et évolution séquentielle du Bassin au Nord du Tage au Cours du Lias et du Dogger. Excursão A, 2nd, **Int. Symposium on Jurassic Stratigraphy**, 84p.
- Rocha, R. B.; Marques, B. L.; Kullberg, J. C.; Caetano, P. S.; Lopes, C.; Soares, A. F.; Duarte, L. V.; Marques, J. F. & Gomes, C. R. 1996. The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. **Project MILUPOBAS, Commission for the European Communities. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Lisboa**, 4 V.
- Rodrigues, R. 1995. Aplicação da estratigrafia química na identificação de eventos paleoceanográficos: exemplos do Paleozóico ao Cenozóico. **1º Workshop sobre paleoceanografia com ênfase em micropaleontologia e estratigrafia**, boletim de resumos expandidos, Gramado, 91-99.
- Rodrigues, R. 2005. Chemostratigraphy. *In: Koutsoukos, E. (eds.). Applied Stratigraphy*, Springer, 165-178.

- Rosales, I.; Quesada, S. & Robles, S. 2001. Primary and diagenetic isotopic signals in fossils and hemipelagic carbonates: The Lower Jurassic of northern Spain. **Sedimentology**, 48, 1149-1169.
- Rosales, I.; Quesada, S. & Robles, S. 2004. Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque – Cantabrian basin, northern Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 203, 253-275.
- Roth, P. H.; Medd, A. W. & Watkins, D. K. 1983. Jurassic nannofossil zonation, an overview with new evidence from Deep Sea Drilling Project Site 534A. **Initial Reports of the DSDP**, 76, 573-579.
- Ruget, C. 2005. Notes on the Lower Toarcian microfauna at Peniche *In: THE PENICHE SECTION (PORTUGAL), CANDIDATE TO THE TOARCIAN GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP), 2005. Field Trip Meeting*, Peniche, Toarcian Working Group, International Subcommittee on Jurassic Stratigraphy, 31.
- Saelen, G.; Doyle, P. & Talbot, M. R. 1996. Stable-isotope analyses of belemnite rostra from the Whitby Mudstone Fm., England: surface water conditions during deposition of a marine black shale. **Palaios**, 11, 97-117.
- Scasso, R. A.; McArthur, J. M.; del Río, C. J.; Martínez, S. & Thirlwall, M. F. 2001. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ Late Miocene age on fossil molluscs of the “Entrerriense” at Valdés Peninsula, Chubut, Argentina. **Journal of South American Earth Sciences**, 14, 319-329.
- Schmitz, B. 1987. Baryum equatorial high productivity and the northward wandering of the Indian continent. **Paleoceanography**, 2, 67-78.
- Scholle, P. A. & Arthur, M. A. 1980. Carbon isotope fluctuations in Cretaceous pelagic limestones: potential stratigraphic and petroleum exploration tool. **AAPG bulletin**, 300, 1-22.
- Scotese, C. R. 2001. **Atlas of Earth History**, PALEOMAP Project, Arlington, Texas, 52 p.
- Siesser, W. G. 1994. Historical background of coccolithophores studies. *In: Winter, A. & Siesser, W. G. (eds.). Coccolithophores*. Cambridge University Press. Cambridge, 1-13.
- Silva, L. T. 2003. **A formação Abadia no contexto evolutivo tectono-sedimentar da Bacia Lusitânica (Portugal) – Considerações sobre o seu potencial como rocha reservatório de hidrocarbonetos**. Porto Alegre. 125p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Sinemurian Boundary Working Group. 2000. Submission of East Quantoxhead (West Somerset, SW England) as the GSSP for the base of the Sinemurian Stage. *In: Bloos (ed.) International Commission on Stratigraphy Internal Document*, 14p.
- Smalley, P. C.; Higgins, A. C.; Howarth, R. J.; Nicolson, H.; Jones, C. E. Swinburne, N. H. M. & Bessa, J. 1994. Seawater Sr isotope variations through time: A procedure for constructing a reference curve to date and correlate marine sedimentary rocks. **Geology**, 22, 431-434.
- Soares, A. 1966. Estudo das formações pós-jurássicas das regiões de entre Sargento-Mor e Montenor-o-Velho (margem direita do Rio Mondego). **Memórias e Notícias**, 62, 343p.
- Soares, A. 1980. A “Formação Carbonatada” na região do Baixo Mondego. **Comum. Serv. Geol. Portugal**, 66, 99-109.

- Soares, A. F.; Rocha, R.B.; Elmi, S.; Henriques, M. H.; Mouterde, R.; Almeras, Y.; Ruget, C.; Marques, J.; Duarte, L. V.; Carapito, M. C. & Kullberg, J. 1988. Essai d'interpretation dynamique de la paléogéographie du bassin lusitanien (secteur nord) depuis le Trias jusqu'au Dogger. 3^o **Col. Estr. Paleog. Jurássico Espana**, Logroño. Livro de resumos.
- Soares, A. F.; Rocha, R. B.; Elmi, S.; Henriques, M. H.; Mouterde, R.; Almeras, Y.; Ruget, C.; Marques, J.; Duarte, L. V.; Carapito, M. C. & Kullberg, J. 1990. Évolution sédimentaire du secteur Nord-Lusitanien du Trias au Callovien. 6th **Meeting European Geological Societies**, Lisboa, Livro de resumos, 79.
- Soares, A. F.; Rocha, R. B.; Elmi, S.; Henriques, M. H.; Mouterde, R.; Almeras, Y.; Ruget, C.; Marques, J.; Duarte, L. V.; Carapito, C. & Kullberg, J. C. 1993a. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". **C. R. Acad. Sci. Paris**. V. 317, série 2, 1659-1666.
- Soares, A. F.; Rocha, R. B.; Marques, B.; Duarte, L. V.; Marques, J.; Henriques, M. H. & Kullberg, J. C. 1993b. Contribution to the sedimentary organization of the Lusitanian basin (Triassic to Malm). In: Morton, N. & Boyd, D. (eds.): **Abstracts of Arkell International Symposium on Jurassic Geology**, London, 2p.
- Stapel, G.; Cloething, S. & Pronk, B. 1996. Quantitative subsidence analysis of the Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin (western Iberian margin). **Tectonophysics**, 266, 493-507.
- Stradner, H. 1963. New contributions to Mesozoic stratigraphy by means of nanofossils. **Proceedings of the sixth World Petroleum Congress**, section 1, paper 4, 167-183.
- Takaki, T. & Rodrigues, R. 1984. Isótopos estáveis do carbono e oxigênio dos calcários como indicadores paleoambientais – Bacia de Campos, Santos e Espírito Santo. 33^o **Congresso Brasileiro de Geologia**, Rio de Janeiro. Anais, 4750-4762.
- Thierstein, H. R. 1976. Mesozoic calcareous nannoplankton biostratigraphy of marine sediments. **Marine Micropaleontology**, 1, 325-362.
- Urey, H. C. 1947. The thermodynamic properties of isotopic substances. **Journal of Chemical Society**, 152, 190-219.
- Urey, H. C. 1948. Oxygen isotopes in nature and in the laboratory. **Science**, 108, 489-496.
- Valencio, S. A.; Cagnoni, M. C.; Ramos, A. M.; Riccardi, A. C. & Panarello, H. O. 2005. Chemostratigraphy of the Pliensbachian, Puesto Araya Formation (Neuquén Basin, Argentina). **Geologica Acta**, 3(2), 147-154.
- Van Hinte, J. E. 1976. A Jurassic Time scale. **Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists**, 60, 489-497.
- Vanney, J. R. & Mougénot, D. 1981. La Plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse geomorphologique. **Mem. Serv. Geol. Portugal**, 28, 145p.
- Veizer, J. 1989. Strontium isotopes in seawater through time. **Annu. Rev. Earth Planet. Sci. Lett.**, 17, 141-167. Veizer, J. & Compston, W. 1976. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr in Precambrian carbonates as an index of crustal evolution. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 40, 905-915.
- Veizer, J. & Compston, W. 1974. ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr composition of seawater during the Phanerozoic. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, 38, 1461-1484.
- Veizer, J., Buhl, D., Diener, A.; Ebner, S.; Podlaha, O. G.; Bruckschen, P.; Jasper, T. ; Korte, C.; Schaaf, M.; Ala, D. & Azmy, K. 1997. Strontium isotope stratigraphy:

- potencial resolution and event correlation. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 132, 65-77.
- Veizer J.; Ala, D.; Azmy, K.; Bruckschen, P.; Buhl, D.; Bruhn, F.; Carden, G.; Diener, A.; Ebner, S.; Godderis, Y.; Jasper, T.; Korte, C.; Pawellek, F.; Podlaha, O. & Strauss, H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic seawater. **Chemical Geology**, 161, 59-88.
- Wakeham, S. G.; Farrington, J. W.; Gagosian, R. B.; Lee, C.; de Bar, H.; Nigrell, G. E.; Tripp, B. W.; Smith, S. O. & Frew, N. M. 1980. Organic matter fluxes from sediment traps in the equatorial Atlantic Ocean. **Nature**, 286, 798-800.
- Watkinson, M. 1989. **Triassic to Middle Jurassic sequences from the Lusitanian Basin, Portugal and their equivalents in the other North Atlantic margin basins**. PhD Thesis, The Open University, Milton Keynes, U. K., 390p.
- Wilson, G. J. 1984. New Zealand Late Jurassic to Eocene dinoflagellate biostratigraphy. **Newsletters on Stratigraphy**, 13, 104-117.
- Wilson, R. C. L. 1975. Atlantic opening and Mesozoic continental margin basins of Iberia. **Earth Planet. Sci. Lett.**, 25, 33-43.
- 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. **Rev. Soc. Geol. España**. V.1, 393 – 407.
- Wilson, R. C. L.; Hiscott, R. N.; Willis, M. G. & Gradstein, F. M. 1989. The Lusitanian Basin of West-Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic and Subsidence history. **AAPG Mem.** 46, 341-361.
- Wise, S. W. & Wind, F. H. 1977. Mesozoic and Cenozoic calcareous nannofossils recovered by DSDP Leg 36 drilling on the Falkland Plateau, south-west Atlantic sector of the southern Ocean. **Initial Reports of the DSDP**, 36, 269-491.
- Witt, W. G. 1977. Stratigraphy of the Lusitanian Basin. **Shell Prospex Portuguesa, S.A.R.L.**, Lisboa, 62p.
- Woolam, R. & Riding, J. B. 1983. Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic. **Report of the Institute of Geological Sciences**, 83(2), 41.
- Wright, V. P. & Wilson, R. C. L. 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. **Journ. Sediment. Petrol.** V.54, 394-412.
- Wright, V. P. & Wilson, R. C. L. 1985. Lacustrine carbonates and source rocks from the Upper Jurassic of Portugal. International Association of Sedimentologists, **6th European Regional Meeting**, Lleida, Spain. Abstracts, 487-490.
- Young, J. R.; Bergen, J. A.; Bown, P. R.; Burnett, J. A.; Fiorentino, A.; Jordan, R. W.; Kleijne, A.; van Niel, B. E.; Romein, A. J. T. & Von Salis, K. 1997. Guidelines for coccolith and calcareous nannofossil terminology. **Palaeontology**, 40, 875-912.

CAPÍTULO II

SUMÁRIO INTEGRADOR

1. BIOESTRATIGRAFIA DE NANOFÓSSEIS

1.1. Trabalhos anteriores

No capítulo I, item 2.2.3, sub-item b e item 2.4.5 são respectivamente discutidos, em detalhe, as unidades bioestratigráficas e os zoneamentos de nanofósseis para o Jurássico. A seguir são apresentados, de forma resumida, os principais pontos que se referem aos trabalhos de nanofósseis realizados na Bacia Lusitânica, com foco em Peniche.

Os estudos bioestratigráficos fundamentais realizados no Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica são baseados em amonites, sendo que o trabalho pioneiro foi realizado por Mouterde (1955). Este estudo inicial sofreu várias revisões e modificações e a versão atual foi apresentada por Rocha *et al.* (1996) (Ver figura 46, capítulo I, item 2.2.3, sub-item b).

Hamilton (1977 e 1979) foi o primeiro autor a estudar os nanofósseis calcários do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica, seguido pelos trabalhos de Bown (1987) e Kaenel & Bergen (1993). Dados não publicados de Bergen, que representam a sucessão de eventos de nanofósseis entre o Sinemuriano superior ao Caloviano da bacia, foram incluídos nos trabalhos de Kaenel *et al.* (1996) e Bown & Cooper (1998).

Especificamente para a seção de Peniche o trabalho inicial de nanofósseis foi realizado por Hamilton (1979). Entretanto, este autor analisou apenas um pequeno trecho do afloramento ao longo da passagem Pliensbaquiano - Toarciano (camadas 14 e 19 de Mouterde, 1955). Além disso, a nomenclatura, a taxonomia e o zoneamento aplicados por este autor não estão em consonância com o atual nível de conhecimento (Ver figura 47, capítulo I, item 2.2.3, sub-item b). Outros autores (Kaenel & Bergen, 1993 e Bergen *in* Kaenel *et al.*, 1996) também se valeram de algumas amostras do perfil de Peniche para propor zoneamentos de nanofósseis para o Jurássico Inferior e Médio da Bacia Lusitânica. No entanto, nestes trabalhos o Pliensbaquiano – Toarciano inferior não foi amostrado e descrito de modo contínuo e não foi apresentado uma evolução dos bioeventos ou zoneamento específico para a seção de Peniche.

Já a associação de nanofósseis calcários do Toarciano de Peniche (que não é o alvo principal da presente tese, já que apenas a parte inicial do Toarciano inferior foi analisada) foi detalhadamente descrita por Perilli & Duarte (2003 e 2006). Estes autores definiram um detalhado arcabouço bioestratigráfico (zonas, subzonas e sucessão de bio-horizontes), correlacionado com as zonas de amonites (Ver figura 49, capítulo I, item 2.2.3, sub-item b).

1.2. Resultados obtidos

A partir dos resultados de nanofósseis calcários, obtidos com as análises e interpretações realizadas com o material coletado em Peniche para esta tese de doutorado, foram produzidos dois artigos apresentados no capítulo III. Eles tratam particularmente da associação de nanofósseis encontrada nas camadas posicionadas na passagem Pliensbaquiano – Toarciano de Peniche. As análises semi-quantitativas realizadas foram correlacionadas, no trabalho publicado na Revista Pesquisas em Geociências, com dados de carbono orgânico total e os isótopos de oxigênio e carbono. No outro estudo, submetido à Revista Brasileira de Paleontologia, os resultados de nanofósseis foram associados aos resultados de análises palinológicas.

Além dos artigos que fazem parte do corpo da tese, outros trabalhos com nanofósseis de Peniche constam do volume de anexos. Entre eles destaca-se aquele apresentado no 7º *International Congress on the Jurassic System*, onde foi descrita a bioestratigrafia de nanofósseis calcários para o Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche, que foi correlacionada com os dados de isótopos de oxigênio obtidos em belemnites e com o zoneamento de amonites. Contudo, por se tratar apenas de um resumo, os resultados não foram detalhados. Desta forma, os bioeventos e biozonas descritos são, a seguir, apresentados de modo completo pela primeira vez. A figura 88, apresenta, resumidamente, o zoneamento de nanofósseis obtido na seção Pliensbaquiano - Toarciano Inferior de Peniche e a sua correlação com as zonas de amonites e as unidades litoestratigráficas. O anexo D apresenta a distribuição dos nanofósseis e o anexo E a lista dos nanofósseis por amostra. No anexo P estão as fotos dos principais nanofósseis observados.

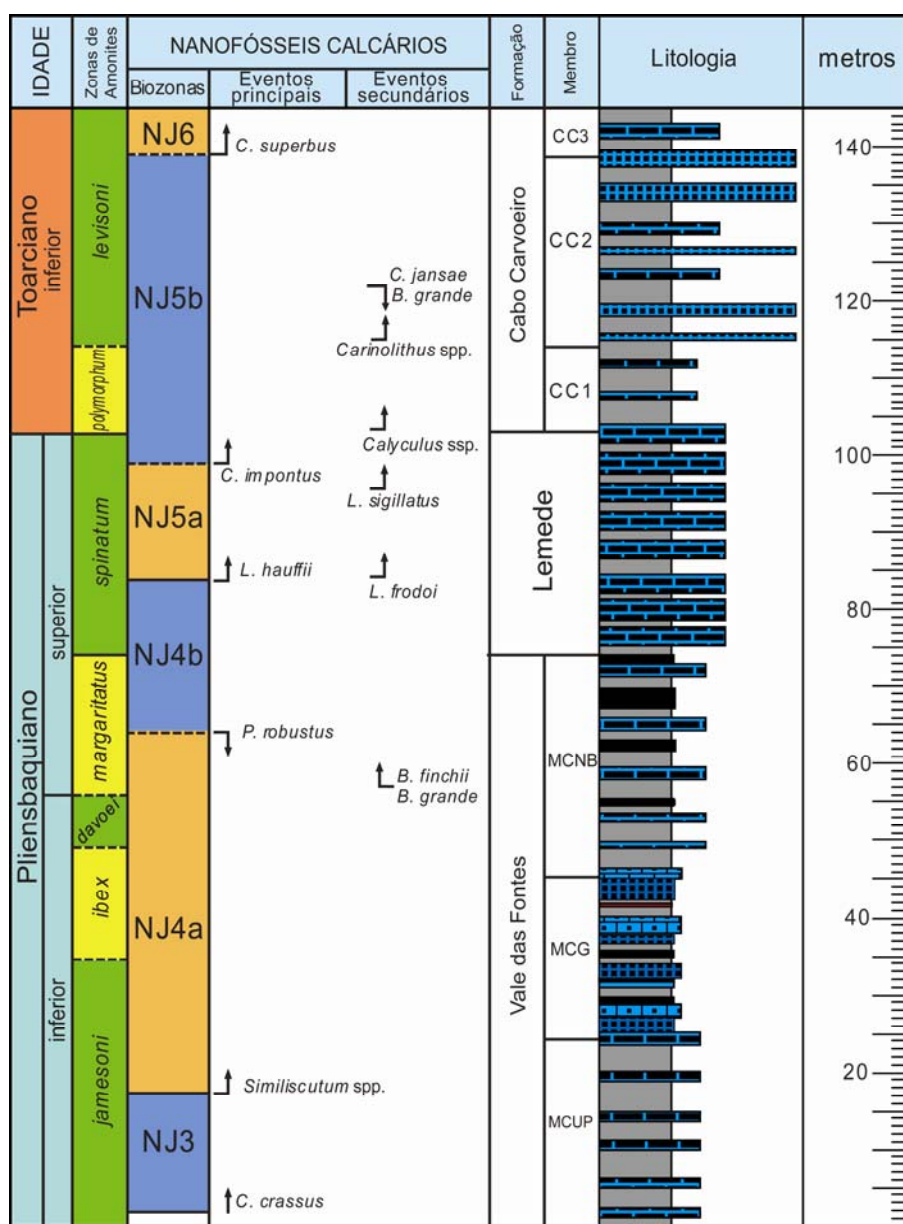


Figura 88 – Diagrama esquemático com o zoneamento de nanofósseis para a seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche e sua correlação com as zonas de amonites e a litoestratigrafia. Legenda da litologia na figura 24.

1.2.1. Bioeventos

Para o estabelecimento do zoneamento de nanofósseis na seção de Peniche, procurou-se, primeiramente, identificar a seqüência de bioeventos de nanofósseis que poderiam ser utilizados. Foram pesquisadas primeiras e últimas ocorrências, assim como as primeiras e últimas ocorrências comuns. Como a análise foi, na sua maioria, qualitativa, não foram usados critérios de abundância para o estabelecimento dos bioeventos. Apenas em 12 amostras (distribuídas em um intervalo de 10 metros) foram realizadas análises semi-quantitativas que não são representativas de toda a seção analisada (cerca de 143 metros). O conjunto de eventos foi dividido em eventos principais e secundários. O primeiro tipo refere-se aqueles eventos consolidados na literatura e utilizados nos zoneamentos estabelecidos. Os secundários não são tradicionais, mas possuem potencial para a subdivisão dos zoneamentos existentes ou auxiliar na identificação das biozonas.

Eventos principais

A seqüência dos eventos principais, do mais antigo para o mais novo, é a seguinte:

- Primeira ocorrência (?) de *Crepidolithus crassus* – Em Peniche, o mais antigo exemplar de *C. crassus* foi observado na amostra 499SIN (277cm), correlacionável com a zona de amonites *jamesoni* (Pliensbaquiano inferior) e correspondente ao Membro Margas e Calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* da Formação Vale das Fontes. Entretanto, o nível de surgimento desta espécie pode ser mais antigo do que foi assinalado, pois as amostras 491SIN e 495SIN (respectivamente 112cm e 192cm), posicionadas abaixo da primeira observação de *C. crassus* na seção de Peniche, possuem escasso conteúdo nanofossilífero, com intensa recristalização e dissolução. Na sucessão bioestratigráfica de nanofósseis apresentada por Bergen (*in* Kaenel *et al.*, 1996) para a Bacia Lusitânica, o surgimento de *C. crassus* teria ocorrido no Simenuriano, correlacionável com a zona de amonites *oxynotum* (ver figura 48, capítulo I, item 2.2.3b). A mesma correlação é encontrada no esquema bioestratigráfico de Bown & Cooper (1998) para o NW da Europa (ver figura 81, Capítulo I, item 2.4.5). Portanto, o nível estratigráfico em que foi observado a primeira ocorrência local de *C. crassus* em Peniche, não corresponde ao surgimento da espécie, que ocorreu no Neosinemuriano.
- Primeira ocorrência de *Similiscutum cruciulus* – Posicionada na amostra 92PE (1964cm), correlacionável com a zona de amonites *jamesoni* (Pliensbaquiano inferior) e correspondente ao Membro Margas e Calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* da Formação Vale das Fontes. Na prática corresponde ao primeiro nível de ocorrência do gênero *Similiscutum*, pois a diferenciação entre as espécies *S. cruciulus*, *S. avitum*, *S. orbiculus* e *S. precarium* é sutil e difícil de ser realizada ao microscópio ótico. Os zoneamentos de Bergen (*in* Kaenel *et al.*, 1996), para a Bacia Lusitânica e Bown & Cooper (1998) para o NW da Europa, também posicionam este bioevento no Pliensbaquiano inferior, correlacionável a zona de amonites *jamesoni*. Para a província mediterrânea (Itália e Sul da França), Mattioli & Erba (1999) também localizam o surgimento de *S. cruciulus* no Pliensbaquiano inferior (ver figura 83, capítulo I, item 2.4.5). Perilli *et al.* (2004), no zoneamento de nanofósseis para a Bacia Basco-Cantábrica, foram mais detalhados na sua correlação, posicionando o surgimento de *S. cruciulus* no

limite entre as subzonas de amonites *brevispina* e *taylori* da zona *jamesoni* (ver figura 84, capítulo I, item 2.4.5).

- Última ocorrência de *Parhabdolithus robustus* – Assinalada na amostra 537PE (5930cm), correlacionável com a zona de amonites *margaritatus* (Pliensbaquiano superior) e correspondente ao Membro Margo-calcários com níveis betuminosos da Formação Vale das Fontes. Entretanto, Bown & Cooper (1998) localizam a última ocorrência de *P. robustus* na zona de amonites *ibex* (Pliensbaquiano inferior). De fato, a ocorrência de *P. robustus* é rara e descontínua na seção de Peniche, tornando este bioevento pouco preciso.
- Primeira ocorrência de *Lotharingius hauffii* – Identificada na amostra 895PE (9208cm) e correlacionável com a zona de amonites *spinatum* (Pliensbaquiano superior) e correspondente a Formação Lemedé. De modo diferente, Bown & Cooper (1998) assinalaram a primeira ocorrência de *L. hauffii* na zona de amonites *margaritatus*, assim como Bergen (in Kaenel *et al.*, 1996). Para Perilli *et al.* (2004), a primeira ocorrência desta espécie localiza-se no limite entre as zonas de amonites *stokesi* e *margaritatus*, sendo que a primeira ocorrência comum seria posicionada no limite *margaritatus* – *spinatum*. Em Peniche, alguns exemplares do gênero *Lotharingius* foram assinalados abaixo da amostra 895PE (Anexo C). No entanto, não foram identificadas como *L. hauffii*, podendo ser espécies precursoras.
- Primeira ocorrência de *Crepidolithus impontus* - Identificada na amostra 943PE (10019cm) e correlacionável com a zona de amonites *spinatum* (Pliensbaquiano superior) e correspondente a Formação Lemedé. Bown & Cooper (1998) também assinalaram a primeira ocorrência de *C. impontus* na zona de amonites *spinatum*.
- Primeira ocorrência de *Carinolithus superbus* – Foi assinalada na amostra 149P (14146cm) correlacionável com a zona de amonites *levisoni* (Toarciano inferior) e correspondente á base do Membro CC3 da Formação Cabo Carvoeiro. Bown & Cooper (1998), Mattioli & Erba (1999) e Perilli *et al.* (2004) e Perilli & Duarte (2006) são unânimes ao indicar o surgimento desta espécie no Eotoarciano.

Eventos secundários

A seqüência dos eventos secundários, do mais antigo para o mais novo, é a seguinte:

- Primeiras ocorrências de *Biscutum finchii* e *Biscutum grande* - Assinaladas na amostra 529PE (5784cm) correlacionável com a zona de amonites *margaritatus* (Pliensbaquiano superior) e correspondente ao Membro Margo-calcários com níveis betuminosos da Formação Vale das Fontes. Bown & Cooper (1998), também posicionam a primeira ocorrência de *B. finchii* na zona de amonites *margaritatus*, entretanto indicaram que este evento seria aproximadamente ao mesmo nível do surgimento de *Lotharingius hauffii*, que em Peniche foi encontrado em um nível estratigráfico superior, na zona de amonites *spinatum*. Na Bacia Basco-Cantábrica, Perilli & Comas-Rengifo (2002) assinalaram o surgimento destas espécies na zona de amonites *stokesi* (base do Pliensbaquiano superior) e posicionaram o aparecimento de *B. grande* como anterior à primeira ocorrência de *B. finchii*. Contudo, estes autores ressaltaram que estes *taxa* são raros no seu início e que o correto posicionamento destes bio-horizontes deveriam ser cuidadosamente conferidos.
- Primeira ocorrência de *Lotharingius frodoi* - Posicionada na amostra 895PE (9208cm) e correlacionável com a zona de amonites *spinatum* (Pliensbaquiano

superior) e correspondente a Formação Lemedede. O surgimento local de *L. frodoi* em Peniche foi observado no mesmo nível estratigráfico de *Lotharingius hauffii*. Mattioli (1996) posicionou a primeira ocorrência *L. frodoi* no Neopliensbaquiano, porém acima do surgimento de *L. hauffii* (ver figura 77, capítulo I, item 2.4.3b).

- Primeira ocorrência de *Lotharingius sigillatus* – Foi encontrada na amostra 921PE (9643cm) correlacionável com a zona de amonites *spinatum* (Pliensbaquiano superior) e correspondente a Formação Lemedede. Contudo, Mattioli (1996) posiciona a primeira ocorrência de *L. sigillatus* no Eotoarciano, diferente de Bown & Cooper (1998), que assinalaram este evento da mesma forma que o observado em Peniche, na zona de amonites *spinatum*. Perilli & Comas-Rengifo (2002), indicam que na Bacia Basco-Cantábrica o surgimento de *L. sigillatus* também foi encontrado na zona *spinatum*.
- Primeira ocorrência comum de *Calyculus* spp. - Assinalada na amostra 1P (10415cm) correlacionável com a zona de amonites *polymorphum* (Toarciano inferior) e correspondente ao Membro CC1 da Formação Cabo Carvoeiro. Apesar de terem sido observados raros exemplares em amostras posicionadas estratigraficamente abaixo de 1P, apenas a partir desta o registro deste gênero passa a ser consistente. Matioli (1996) e Mattioli & Erba (1999) assinalam o surgimento de *Calyculus* spp. no Pliensbaquiano superior. Já Bown & Cooper (1998) indicam que o surgimento teria ocorrido aproximadamente na passagem Sinemuriano – Pliensbaquiano, com expansão a partir do Neopliensbaquiano.
- Primeira ocorrência de *Carinolithus* spp. - Localizada na amostra 30P (11620cm) correlacionável com a zona de amonites *levisoni* (Toarciano inferior) e correspondente ao Membro CC2 da Formação Cabo Carvoeiro. Para Matioli (1996) o surgimento de *Carinolithus* spp. teria ocorrido no Eotoarciano.
- Últimas ocorrências de *Calcivascularis jansae* e *Biscutum grande* - Assinaladas na amostra 63P (12328cm) correlacionável com a zona de amonites *levisoni* (Toarciano inferior) e correspondente ao Membro CC2 da Formação Cabo Carvoeiro. Mattioli & Erba (1999) registraram a última ocorrência de *Mitrolithus* (= *Calcivascularis*) *jansae* no Toarciano inferior porém, diferente do que foi observado neste trabalho em Peniche, acima da primeira ocorrência de *Carinolithus superbus*. Perilli & Duarte (2006) também identificaram as últimas ocorrências de *C. jansae* e *B. grande* na zona de amonites *levisoni*, sendo que posicionaram a última ocorrência comum do primeiro imediatamente abaixo do limite *polymorphum* – *levisoni*. Contudo, Perilli & Duarte (2006), localizaram a última ocorrência de *B. grande* um pouco acima do desaparecimento de *C. jansae*.

1.2.2. Biozonas

Para o estabelecimento do arcabouço bioestratigráfico de nanofósseis para o Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche foi utilizado o zoneamento estabelecido para a região NW da Europa, proposto por Bown & Cooper (1998). Também foi consultado o zoneamento proposto por Mattioli & Erba (1999) para a Itália e Sul da França e o arcabouço realizado por Perilli *et al.* (2004), para a Bacia Basco-Cantábrica (Espanha), assim como a correlação entre estes trabalhos publicado em Oliveira *et al.* (2005) (ver figura 85, capítulo 1, item 2.4.5).

Zona *Crepidolithus crassus*

Código: NJ3

Autor: (Bown, 1987) Bown & Cooper (1998).

Definição: Intervalo compreendido entre a primeira ocorrência de *Crepidolithus crassus* e a primeira ocorrência de *Similiscutum cruciulus*.Amplitude: Para Bown & Cooper (1998) esta zona estende-se do Sinemuriano superior (zona de amonites *oxynotum*) ao Pliensbaquiano inferior (zona de amonites *jamesoni*). Na seção analisada em Peniche não foi possível assinalar, com precisão, o limite inferior desta zona, pois a análise iniciou-se nesta unidade. O primeiro *Crepidolithus crassus* foi encontrado na amostra 499SIN (277cm), correlacionável com a zona de amonites *jamesoni* (Pliensbaquiano inferior). As duas amostras posicionadas abaixo da primeira observação de *C. crassus* (491SIN e 495 SIN, respectivamente 112 e 192 cm) possuem escasso conteúdo nanofossilífero que não possibilita a indicação de biozona. O limite superior está na zona de amonites *jamesoni* (Pliensbaquiano inferior).Observações: O primeiro a utilizar esta unidade bioestratigráfica foi Prins (1969), como uma subdivisão da zona *Crepidolithus*, porém tendo correlação com as zonas de amonites *davoei* e *margaritatus* (transição entre o Pliensbaquiano inferior e superior). Posteriormente Barnard & Hay (1974) incluíram a zona *Crepidolithus crassus* no seu arcabouço bioestratigráfico de nanofósseis para o Sul da Inglaterra e Norte da França. Porém, estes autores utilizaram definição e amplitude diferentes das empregadas por Prins (1969). Para Barnard & Hay (1974) esta zona compreende o intervalo entre a primeira ocorrência de *C. crassus* e a primeira ocorrência de *Podorhabdus cylindratus* (= *Axopodorhabdus cylindratus*) correlacionável com as zonas de amonites *raricostatum* a *ibex* (Sinemuriano superior – Pliensbaquiano inferior). Bown (1987) definiu a zona *C. crassus* como sendo o intervalo compreendido entre a primeira ocorrência de *C. crassus* e a primeira ocorrência de *Biscutum novum*, com o código JL3. Bown & Cooper (1998) emendaram esta definição, modificando o limite superior para a última ocorrência de *S. cruciulus*. O nível cronoestratigráfico da primeira ocorrência de *C. crassus* não é consensual na literatura especializada (Bown & Cooper, 1998), devido à existência de formas intermediárias entre *C. crassus* e seus prováveis antecessores (*Crepidolithus plienschachensis* e *C. timorensis*). A assembléia de nanofósseis descrita por Bown & Cooper (1998) para esta zona inclui murólitos (*Crepidolithus*, *Parhabdololithus*, e *Mitrolithus*) e os nanólitos *Schizosphaerella punctulata* e *Orthogonoides hamiltoniae*. No estudo realizado em Peniche, a assembléia de nanofósseis encontrada é composta por *Calxivascularis jansae*, *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus granulatus*, *Crepidolithus plienschachensis*, *Crucirhabdus primulus*, *Mitrolithus elegans*, *Orthogonoides hamiltoniae*, *Parhabdololithus liasicus*, *Parhabdololithus robustus*, *Schizosphaerella* spp. e *Tubirhabdus patulus*.Zona *Similiscutum cruciulus*

Código: NJ4

Autor: (Bown, 1987) Bown & Cooper (1998).

Definição: Intervalo compreendido entre a primeira ocorrência de *Similiscutum cruciulus* e a primeira ocorrência de *Lotharingius hauffii*.Amplitude: Bown (1987) indicaram amplitude entre o Pliensbaquiano inferior (zona de amonites *jamesoni*) e o Pliensbaquiano superior (zona de amonites *margaritatus*). Bown & Cooper (1998), ao emendarem a descrição da zona, mantiveram a mesma distribuição cronoestratigráfica. Para a seção analisada em Peniche, o limite inferior desta zona

correlaciona-se com a zona de amonites *jamesoni*, enquanto que o limite superior posiciona-se na zona de amonites *spinatum*. Desta forma, em Peniche, o topo desta biozona estaria posicionado em um nível cronoestratigráfico acima do assinalado por Bown & Cooper (1998).

Observações: A zona *Biscutum novum* foi definida por Bown (1987), com o código JL4, como sendo o intervalo entre as primeiras ocorrências de *B. novum* e *L. hauffii*. Bown & Cooper (1998) realizaram uma emenda substituindo a definição da base para a primeira ocorrência de *S. cruciulus*. Para estes autores, o marco para a base desta biozona é o surgimento de Biscutaceae, que é um bioevento bem distinto. Contudo, a indicação da espécie inicial desta família tem várias interpretações na literatura especializada. Bown & Cooper (1998) acataram, em parte, a definição original de Kaenel & Bergen (1993) para o gênero *Similiscutum* que inclui as espécies *S. cruciulus*, *S. avitum*, *S. orbiculus* e *S. precarium*. Como as sutis diferenças entre elas não são facilmente observadas ao microscópio ótico, Bown & Cooper (1998) preferem nomear todas as espécies do gênero como *S. cruciulus*. Além disso, não existe concordância quanto ao nível cronoestratigráfico do surgimento de *S. cruciulus*, variando entre o Sinemuriano superior e o Pliensbaquiano inferior (Mattioli & Erba, 1999). Para maiores detalhes sobre a linhagem evolutiva da família Biscutaceae, consultar o item 2.4.3c, do Capítulo I, assim como a figura 78. Segundo Bown & Cooper (1998), as principais espécies observadas nesta zona são *Bussonius prinsii*, *Crucirhabdus primulus*, *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus plienschachensis*, *Calyculus* spp., *Mitrolithus elegans*, *Orthogonoides hamiltoniae*, *Parhabdolithus liasicus*, *Parhabdolithus robustus*, *Similiscutum cruciulus*, *Schizosphaerella punctulata* e *Tubirhabdus patulus*.

Subzona *Crepidolithus plienschachensis*

Código: NJ4a

Autor: (Bown, 1987) Bown & Cooper (1998).

Definição: Intervalo compreendido entre a primeira ocorrência de *Similiscutum cruciulus* e a última ocorrência de *Parhabdolithus robustus*.

Amplitude: Pliensbaquiano inferior (entre as zonas de amonites *jamesoni* e *ibex*). Em Peniche, esta subzona correlaciona-se com as zonas de amonites *jamesoni* (parte), *ibex*, *davoei* e *margaritatus* (parte).

Observações: Bown (1987), utilizou o código JL4a para esta unidade. A definição da base foi modificada por Bown & Cooper (1998) (ver observações da zona *Similiscutum cruciulus*). No estudo realizado em Peniche a assembléia encontrada é composta principalmente por *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus granulatus*, *Crepidolithus plienschachensis*, *Crucirhabdus primulus*, *Mitrolithus elegans*, *Calcivascularis jansae*, *Orthogonoides hamiltoniae*, *Parhabdolithus liasicus*, *Parhabdolithus robustus*, *Schizosphaerella* spp., *Similiscutum cruciulus*, *Similiscutum orbiculus* e *Tubirhabdus patulus*. Também foram raramente observados *Biscutum dubium*, *Biscutum finchii*, *Biscutum grande*, *Biscutum novum*, *Bussonius prinsii*, *Crepidolithus timorensis*, *Mazaganella pulla*, *Mitrolithus lenticularis* e *Similiscutum avitum*.

Subzona *Crepidolithus granulatus*

Código: NJ4b

Autor: Bown (1987)

Definição: Intervalo compreendido entre a última ocorrência de *Parhabdolithus robustus* e a primeira ocorrência de *Lotharingius hauffii*.

Amplitude: Do Pliensbaquiano inferior (zona de amonites *ibex*) ao Pliensbaquiano superior (zona de amonites *margaritatus*). Na seção analisada em Peniche esta subzona distribui-se entre as zonas de amonites *margaritatus* (parte) e *spinatum* (parte).

Observações: No estudo realizado em Peniche a assembléia encontrada nesta subzona é semelhante à observada na subzona anterior. A principal diferença é a ausência de *P. robustus*.

Zona *Lotharingius hauffii*

Código: NJ5

Autor: Bown (1987)

Definição: Intervalo compreendido entre a primeira ocorrência de *Lotharingius hauffii* e a primeira ocorrência de *Carinolithus superbus*.

Amplitude: Entre o Pliensbaquiano superior (zona de amonites *margaritatus*) e o Toarciano inferior (zona de amonites *falciferum*). Em Peniche, as análises realizadas sugerem que esta zona se correlaciona com as biozonas de amonites *spinatum* (parte) e *levisoni* (parte), distribuídas entre o Pliensbaquiano superior e o Toarciano inferior.

Observações: Esta zona foi originalmente identificada por Bown (1987) com o código JL5. Bown (1987) e Bown & Cooper (1998) relatam que a amplitude desta zona e a amplitude total de *Biscutum finchii* seriam equivalentes. No entanto, em Peniche a primeira ocorrência de *B. finchii* é registrada na subzona NJ4a e a sua extinção local foi observada próximo ao topo da subzona NJ5b (anexo C). Segundo Bown & Cooper (1998), nesta zona é observada uma grande mudança na assembléia de nanofósseis, caracterizada pela expansão dos placolitos e diminuição dos murolitos e pelo estabelecimento de *Lotharingius* como o grupo mais expressivo da nanoflora (ver capítulo I, item 2.4.2). Bown & Cooper (1998) relatam que nesta zona importantes mudanças na nanoflora são observadas, como diminuição ou extinção dos principais murolitos e surgimento e expansão dos placolitos, principalmente os gêneros *Biscutum* e *Lotharingius*.

Subzona *Biscutum finchii*

Código: NJ5a

Autor: (Bown, 1987) Bown & Cooper (1998).

Definição: Intervalo compreendido entre a primeira ocorrência de *Lotharingius hauffii* e a primeira ocorrência de *Crepidolithus impontus*.

Amplitude: Pliensbaquiano superior (zonas de amonites *margaritatus* e *spinatum*). Em Peniche esta subzona corresponde somente a uma parte da biozona de amonites *spinatum* (Pliensbaquiano superior).

Observações: Bown (1987) definiu esta subzona como sendo o intervalo entre as primeiras ocorrências de *L. hauffii* e *Crepidolithus cavus*, atribuindo-lhe o código JL5a. Bown & Cooper (1998) modificaram o evento definidor do topo desta subzona para *Crepidolithus impontus*. Na literatura existe certa confusão na descrição de *C. cavus* e *C. impontus*, que por vezes são utilizados como sinônimos. Ambos são descritos como possuindo uma ampla área central, atravessa por uma estreita barra paralela ao eixo menor do cocólito. Além disso, apresentam algumas variações morfológicas, sendo que a recristalização e a dissolução podem destruir a barra central, dificultando a identificação. Em Peniche, os principais nanofósseis observados são *Biscutum finchii*, *Biscutum grande*, *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus granulatus*, *Lotharingius frodoi*, *Lotharingius hauffii*, *Lotharingius umbriensis*, *Calcivascularis jansae*, *Parhabdolithus*

liasicus, *Schizosphaerella* spp., *Tubirhabdus patulus*. Também foram encontrados *Biscutum novum*, *Crepidolithus plienschachensis*, *Crucirhabdus primulus*, *Mitrolithus elegans*, *Lotharingius sigillatus*, *Lotharingius* aff. *L. velatus*, *Mitrolithus lenticularis*, *Similiscutum cruciulus*, *Similiscutum orbiculus* e *Similiscutum avitum*.

Subzona *Crepidolithus impontus*

Código: NJ5b

Autor: (Bown, 1987) Bown & Cooper (1998).

Definição: Intervalo compreendido entre a primeira ocorrência de *Crepidolithus impontus* e a primeira ocorrência de *Carinolithus superbus*.

Amplitude: Entre o Pliensbaquiano superior (zona de amonites *spinatum*) e o Toarciano inferior (zona de amonites *falciferum*). Na seção analisada em Peniche, esta subzona correlaciona-se com as zonas de amonites *spinatum* (parte) a *levisoni* (parte), entre o Pliensbaquiano superior e o Toarciano inferior.

Observações: Originalmente, Bown (1987) utilizou o código JL5b para esta subzona. Bown & Cooper (1998) redefiniram a base desta unidade (ver observações da subzona *Biscutum finchii*). Em Peniche, os principais componentes da assembléia são *Biscutum dubium*, *Biscutum finchii*, *Biscutum grande*, *Biscutum novum*, *Calyculus* spp., *Calyculus noeliae*, *Carinolithus poulabronei*, *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus granulatus*, *Crepidolithus impontus*, *Lotharingius hauffii*, *Lotharingius sigillatus*, *Lotharingius* aff. *Lotharingius velatus*, *Lotharingius frodoi*, *Lotharingius umbriensis*, *Lotharingius barozii*, *Calciavascularis jansae*, *Orthogonoides hamiltoniae*, *Schizosphaerella* spp. e *Tubirhabdus patulus*. De modo esporádico, também foram observados *Axopodorhabdus atavus*, *Biscutum intermedium*, *Bussonius prinsii*, *Lotharingius crucicentralis*, *Mitrolithus elegans*, *Parhabdolithus liasicus*, *Similiscutum avitum*, *Similiscutum cruciulus* e *Similiscutum orbiculus*. Segundo Oliveira *et. al.* (2005) a passagem Pliensbaquiano – Toarciano está posicionada nesta subzona (ver anexo A1). Para estes autores os gêneros *Schizosphaerella* e *Lotharingius* (com predominância de *L. hauffii*) dominam numericamente a assembléia ao longo da passagem Pliensbaquiano – Toarciano em Peniche, também caracterizada pela ocorrência abundante de *Calciavascularis jansae* e comum de *Biscutum grande*, o que indicaria influência de águas do mar do Tétis.

Zona *Carinolithus superbus*

Código: NJ6

Autor: Bown (1987) Bown & Cooper (1998).

Definição: Intervalo compreendido entre a primeira ocorrência de *Carinolithus superbus* e a primeira ocorrência de *Discorhabdus striatus*.

Amplitude: Toarciano inferior (zona de amonites *falciferum* = *levisoni*). Para este estudo analisaram-se, apenas, amostras da base desta zona, correlacionável com parte da zona de amonites *levisoni* (Toarciano inferior).

Observações: Bown (1987) definiu esta zona como tendo o topo assinalado pela primeira ocorrência de *Discorhabdus ignotus* e atribuiu-lhe o código JL6 Bown & Cooper (1998) modificaram a definição da zona, que passou a ter o topo assinalado por *Discorhabdus striatus*. Para Mattioli & Erba (1999), a espécie mais antiga deste gênero é *Discorhabdus ignotus*. Entretanto, não existe consenso em relação à primeira ocorrência de *D. ignotus*; vários autores apontam níveis de surgimentos bastante diversos. Já a primeira ocorrência de *D. striatus* seria um marco bioestratigráfico

confiável (ver capítulo I, item 2.4.3c e figura 78). Para Bown & Cooper (1998) as últimas ocorrências de *Biscutum grande* e *Orthogonoides hamiltoniae* são registrados nesta zona. Nas amostras de Peniche, analisadas neste estudo e que correspondem à base da biozona *Carinolithus superbus*, não foram observados exemplares de *B. grande*, mas foram encontrados *O. hamiltonae*, *Carinolithus poulabronei* e *Carinolithus superbus*.

2. ESTRATIGRAFIA QUÍMICA DO PLIENSBAQUIANO – TOARCIANO INFERIOR DE PENICHE

Como definido no capítulo I, item 2.3, a estratigrafia química utiliza-se das informações da geoquímica orgânica e inorgânica para a caracterização e correlação de estratos. Neste estudo, a estratigrafia química foi aplicada na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche, utilizando-se os métodos listados no capítulo I, item 3, através das análises de conteúdo orgânico total (COT), resíduo insolúvel (RI), pirólise “Rock-Eval”, biomarcadores, isótopos de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$) (em amostras de rocha e fósseis de belemnites), isótopos de estrôncio (belemnites) e elementos químicos maiores e menores.

Os dados obtidos foram correlacionados com os zoneamentos de nanofósseis calcários (Capítulo II, item 3) e de amonites, permitindo a realização de um conjunto de interpretações, que vão desde da potencialidade de geração em hidrocarbonetos da seção até a sua evolução paleoambiental. Uma parcela dos resultados de estratigrafia química integra os artigos 1 e 2, incluídos no capítulo III.

No primeiro artigo “Avaliação do Potencial Gerador de Petróleo e Interpretação Paleoambiental com Base em Biomarcadores e Isótopos Estáveis do Carbono da Seção Pliensbaquiano –Toarciano inferior (Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal)” 233 amostras de rocha foram analisadas através de carbono orgânico total (COT), pirólise “Rock-Eval” e biomarcadores, além de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ obtidos em rocha total. Os resultados demonstraram que na seção estudada o intervalo de maior potencial gerador de hidrocarbonetos inclui a parte superior do Membro Margas e calcários grumosos (MCG) e o Membro Margo-calcários com níveis betuminosos (MCNB), ambos da Fm. Vale das Fontes. Corresponde às zonas de amonites *ibex* (parte), *davoei* e *margaritatus* e parte das biozonas de nanofósseis NJ4a e NJ4b, que apresentam altos valores de COT (máximo de 14,95 %), S2 e IH (ver capítulo III, artigo 1, figura 15). Além disso, observou-se boa correlação positiva entre valores de COT e as relações de biomarcadores P/nC17 e esteranos (C27/C29) ao longo do Mb. MCNB (ver capítulo III, artigo 1, figuras 20 e 21). Tal fato foi interpretado como gradativo aumento da anoxia e maior contribuição de algas em relação ao aporte de matéria orgânica terrestre, nesta unidade estratigráfica. Já a presença do biomarcador gamacerano nos Membros Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* (MCUP) e MCG, sugere ambiente com salinidade acima dos níveis normais (ver capítulo III, artigo 1, figura 17). Isto suporta a interpretação alternativa aventada neste trabalho, que seria relacionar os aumentos dos valores isotópicos do oxigênio e os dados de biomarcadores com os aumentos de salinidade e não com variações da temperatura, como defendido por outros autores (p ex. Rosales *et al.* 2004) para o Pliensbaquiano – Toarciano inferior (ver capítulo III, artigo 1, figura 23).

No outro artigo, “Estratigrafia Química (COT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) e nanofósseis calcários na passagem Pliensbaquiano–Toarciano no perfil de Peniche (Portugal)”, realizou-se análise quimioestratigráfica detalhada, baseada no registro do conteúdo de carbono orgânico total (COT) (68 amostras) e na evolução dos isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) (38 amostras), em rocha total, entre o Pliensbaquiano superior (parte da zona de amonites *spinatum*) e o Toarciano inferior (parte da zona de amonites *levisoni*). Assim, foi possível observar os comportamentos destes parâmetros geoquímicos na seção analisada (ver capítulo III, artigo 2, figura 3):

- O COT mostra um claro incremento entre o Pliensbaquiano terminal e o Toarciano inferior, quase triplicando os valores na zona de amonites *polymorphum*, comparativamente à zona *spinatum*; apesar desta tendência, os valores são relativamente baixos, sendo inferiores a 1%.
- Em relação aos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, ambos decrescem em direção ao topo do Pliensbaquiano, sendo que a base do Toarciano (base da zona *polymorphum*) é caracterizada por anomalias nos valores isotópicos, ou seja, teores relativamente mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$. Para a maior parte da zona *polymorphum*, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ revelam um evento positivo com ápice na parte média-superior da zona *polymorphum*. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mostram a mesma tendência, mas com os valores mais elevados antecedendo aqueles observados no isótopo de carbono.

No volume de anexos, também estão incluídos resumos, resumos expandidos e algumas publicações completas que também apresentam resultados relativos à estratigrafia química do Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche (anexos A2, A3, A4, A6, A7, A8, A11, A12 e A13).

Contudo, alguns resultados ainda são inéditos, e estão sendo apresentados, pela primeira vez, nesta tese. Ainda não foram temas de publicação as curvas isotópicas de Sr, obtidas com os fósseis de belemnites, as curvas totais de oxigênio e carbono (rocha e belemnites) e a maior parte dos resultados de elementos químicos maiores e menores obtidos tanto nas amostras de rocha como nos fósseis de belemnites. Assim, nos itens seguintes, são resumidamente descritos os principais resultados e as suas conseqüentes interpretações e correlações, de forma que todos os trabalhos e análises realizadas para esta tese estejam apresentados.

2.1. Isótopos de Estrôncio

A principal característica da curva isotópica de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ no Jurássico Inferior é a contínua diminuição dos valores entre o Hetangiano (0,70772) e a passagem Pliensbaquiano – Toarciano (0,70706) (McArthur *et al.*, 2000; Jenkyns *et al.*, 2002; McArthur & Howard, 2004), como pode ser visto nas figuras 57, 58 e 59 (capítulo I, item 2.3.4). Esta expressiva inclinação da curva lhe confere alto potencial para cronocorrelações e, provavelmente, foi causada pelo aumento de estrôncio derivado da crosta oceânica, formada a partir da separação do Pangea.

Neste estudo, foram analisadas 114 amostras de fósseis de belemnites (anexo H), ao longo de cerca de 139 metros da seção do Pliensbaquiano – Toarciano Inferior de Peniche, de acordo com os métodos apresentados no capítulo I, item 3. Belemnites são abundantes na Formação Lemedo e no Membro Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*, da Formação Vale das Fontes, e extremamente raros nos membros CC2 e CC3 da Formação Cabo Carvoeiro.

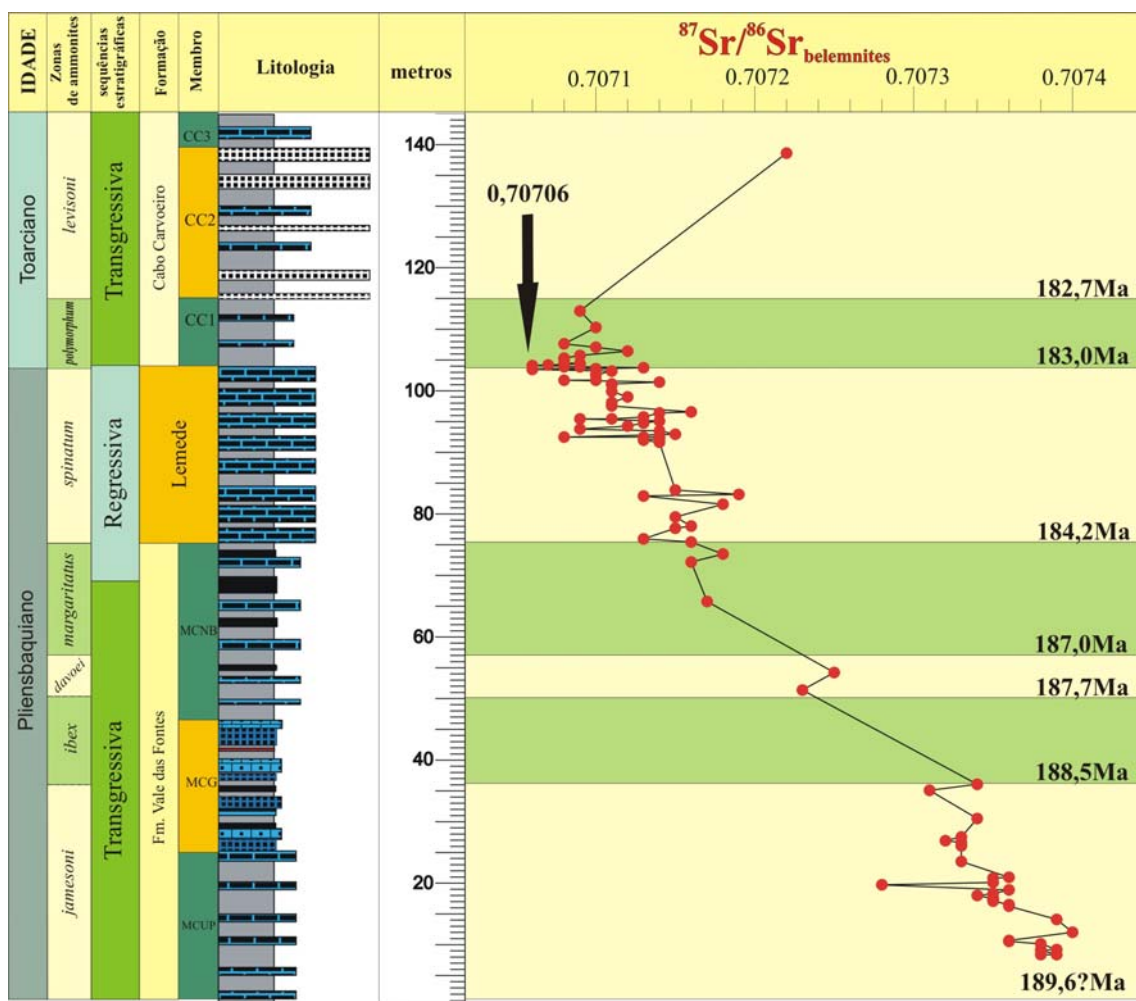


Figura 89 - Curva isotópica dos valores $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ obtidos em belemnites da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche e sua correlação com as zonas de amonites e unidades estratigráficas. Valores das idades absolutas de acordo com Ogg (2004). Legenda da litologia na figura 24.

Paralelamente, também foram realizadas análises de elementos químicos nos belemnites com o intuito de verificar o adequado estado de conservação dos fósseis (anexo L). Os valores de alguns elementos químicos são comumente utilizados como verificadores da alteração diagenética em fósseis de belemnites (Capítulo I, item 2.3.5). Para este estudo foram considerados como isentos de alterações diagenéticas as amostras que apresentaram os seguintes parâmetros: Fe - inferior ou igual a 0,05%; Sr - superior a

800 ppm; erro nas medidas de Sr - inferior a $\pm 0,0020$ e Mn - igual ou superior a 0,01%. Com base nesta avaliação, 22 amostras apresentaram valores fora dos limites estabelecidos e não foram utilizadas. Com os resultados considerados válidos construiu-se a curva isotópica de Sr, que foi correlacionada com os zoneamentos de nanofósseis e amonites (figura 89). As idades absolutas indicadas para os limites das zonas de amonites, foram estabelecidas por Ogg (2004): *jamesoni* – 189,6 Ma; *ibex* 188,5 Ma; *davoei* – 187,7 Ma; *margaritatus* - 187,0 Ma; *spinatum* – 184,2 Ma; *tenuicostatum* (*polymorphum*)– 183,0 Ma e *falciferum* (*levisoni*) – 182,7 Ma.

Na base da curva obtida em Peniche os valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são de 0,70739, diminuindo gradativamente até a passagem Pliensbaquiano – Toarciano, onde atingem o valor de 0,70706 na amostra PE 985 (=P1), localizada a 104,15m da base da seção. Esta amostra está posicionada na base do Membro CC1, correlacionada com a parte mais inferior da zona de amonites *polymorphum* que indica a porção basal do Toarciano, e com a parte inferior da biozona de nanofósseis NJ5b. Ou seja, o menor valor de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ foi obtido nas primeiras camadas do Toarciano, caracterizado pela presença do gênero de amonites *Eodactylites*.

A partir da passagem Pliensbaquiano – Toarciano, Jenkyns *et al.* (2002) indicam um aumento gradativo dos valores de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, alcançando 0,7073 no final do Toarciano (ver figura 58, capítulo I, item 2.3.4a). Em Peniche, este aumento foi registrado nos exemplares de belemnites coletados na zona de amonites *polymorphum* (Toarciano inferior) e no exemplar recuperado na camada P133 (138,79m), a amostra estratigraficamente mais elevada da seção analisada e que apresenta valor de 0,70722. Esta amostra está posicionada na porção superior do Membro CC2, correlacionada a zona de amonites *levisoni* e com a biozona de nanofósseis NJ5b, Toarciano Inferior.

McArthur *et al.* (2000), ao estudarem o Pliensbaquiano – Toarciano de Yorkshire (Inglaterra), obtiveram os valores de 0,707230 e 0,707126 para os limites inferiores das zonas *margaritatus* e *spinatum*, respectivamente. Em Peniche, o primeiro valor na zona *margaritatus* é de 0,70717 (PE 564 – 65,68m), que está posicionado na sua porção média (anexo F e figura 89). Entretanto, na zona de amonites *davoei* (imediatamente abaixo da zona *margaritatus*), os valores medidos são muito próximos daquele obtido por McArthur *et al.* (2000) para a base da zona *margaritatus*: 0,70725 (PE 334 – 54,10m) e 0,70723 (PE 323 – 51,24m). Já o valor obtido na base da zona de amonites *spinatum*, em Peniche, é equivalente ao encontrado em Yorkshire, 0,70713 (PE 603 – 75,89m).

2.2. Isótopos de Oxigênio e Carbono

Dados isotópicos de oxigênio e carbono são intensamente utilizados na identificação de eventos paleoceanográficos e paleoclimáticos. Além disso, são importantes para correlações, principalmente em relação a eventos globais. Para o Jurássico Inferior, um dos principais trabalhos integradores foi realizado por Jenkyns *et al.* (2002), que a partir da compilação de dados de vários autores apresentou curvas isotópicas de oxigênio e carbono (capítulo I, item 2.3.3, figuras 55 e 56).

Para o Pliensbaquiano e Toarciano, as feições mais destacáveis apresentadas por Jenkyns *et al.* (2002) são:

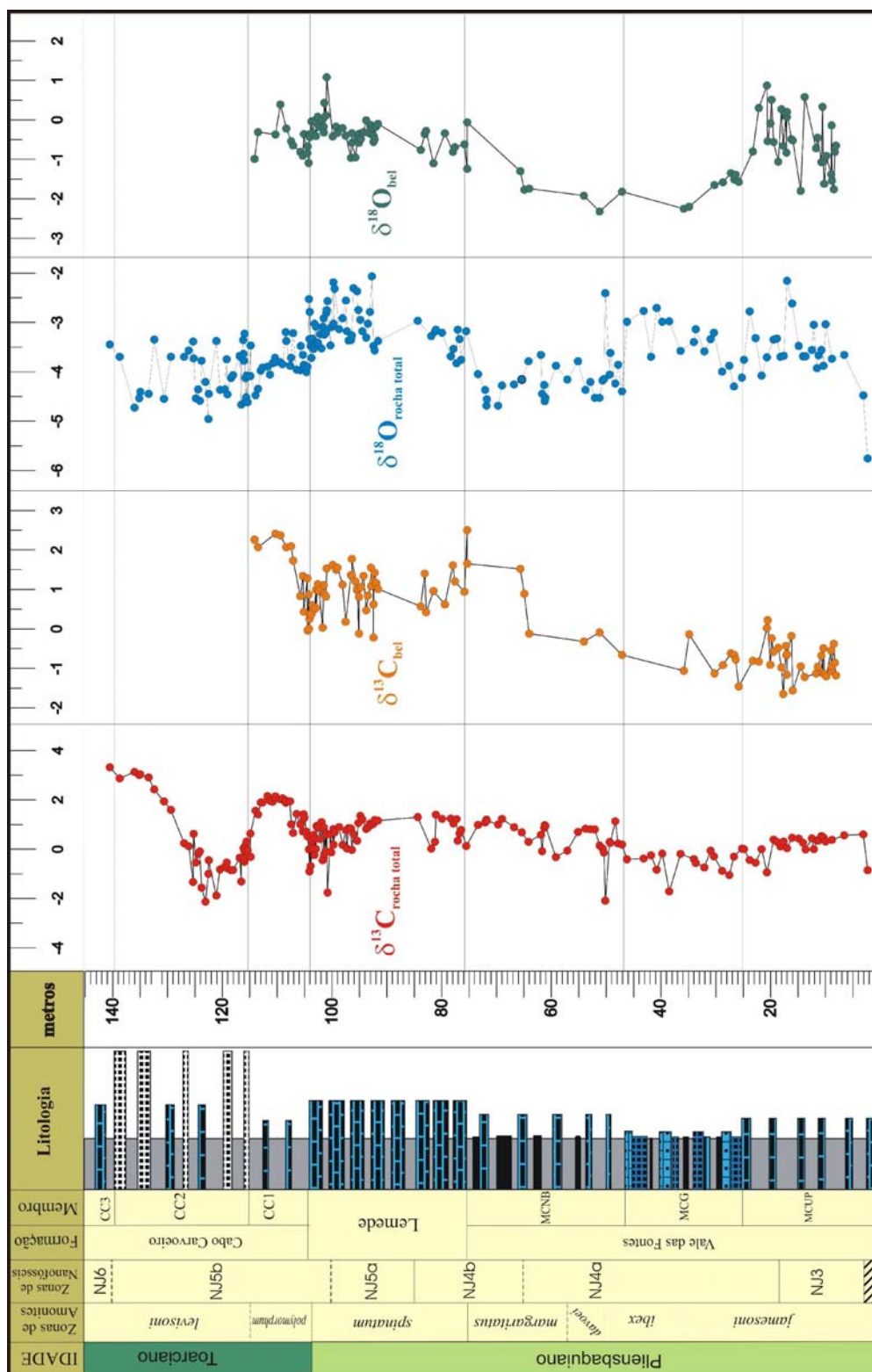


Figura 90 – Curvas isotópicas dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono obtidos em rocha total e belemnites da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche e suas correlações com as zonas de amonites, nanofósseis e unidades estratigráficas. Legenda da litologia na figura 24.

- Curva de $\delta^{13}\text{C}$ - 1) Excursão negativa próxima ao limite Sinemuriano - Pliensbaquiano. 2) Excursão positiva no Toarciano inferior, relacionada com o evento anóxico global desta época.
- Curva de $\delta^{18}\text{O}$ – Baixos valores no Toarciano inferior, provavelmente indicando temperaturas mais elevadas associadas ao evento anóxico global.

Nos estudos decorrentes desta tese foram realizadas análises de isótopos de oxigênio e carbono em 197 amostras de rocha e 109 amostras de belemnites, ao longo da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche. No anexo F estão listados os valores de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ obtidos em rocha total no anexo G os dados das análises nos belemnites. Na figura 90 são apresentadas as curvas e as suas correlações com as zonas de amonites e nanofósseis.

Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ em rocha total variam entre -2,11 e 3,34‰ (média de 0,46‰), enquanto que as análises realizadas em belemnites alcançam valores entre -1,65 e 2,5‰ (média de 0,35‰). Apesar dos valores absolutos das análises em rocha total e em belemnites não serem similares, o comportamento geral das curvas é, grosso modo, comparável. A exceção são as variações ao longo dos Membros MCUP e MCG (Formação Vale das Fontes); enquanto que a curva de $\delta^{13}\text{C}$ em rocha total apresenta uma discreta diminuição dos valores (0,83‰ na base do MCUP e -0,39‰ no topo do MCG), os teores de $\delta^{13}\text{C}$ em belemnites mostram uma leve tendência ao crescimento (figura 90). Já no Membro MCNB, Formação Lemedé e no Membro CC1 (Formação Cabo Carvoeiro) as tendências gerais são praticamente as mesmas. Próximo ao topo do MCNB ambas as curvas apresentam uma excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$, fato que se repete no Membro CC1. No Membro CC2 e no Membro CC3 (Formação Cabo Carvoeiro), só foram realizadas análises de $\delta^{13}\text{C}$ em rocha total, pois não foram recuperados belemnites nestas unidades. Junto a base do Membro CC2, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ em rocha total registram pronunciada excursão negativa, revelando uma reversão de tendência (positiva para negativa) que atinge 4‰. Em seqüência, ocorre outra variação isotópica positiva próxima ao topo do Membro CC2, com continuidade na amostra coletada na base no Membro CC3.

Os resultados de $\delta^{18}\text{O}$ em belemnites estão entre -2,32 e 1,08‰ (média de -0,60‰). Já os valores obtidos em rocha total variam de -5,76 a -2,07‰ (média de -3,65‰). Na curva dos resultados de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total, destacam-se as bruscas mudanças de tendências, coincidentes com os limites entre as unidades (figura 90). Assim, ao longo do Membro MCUP nota-se um leve aumento de valores, que finaliza com uma brusca queda no limite com o Membro MCG. O mesmo evento se repete no Membro MCG, sendo o limite com o Membro MCNB assinalado por uma brusca excursão negativa. Valores relativamente mais baixos de $\delta^{18}\text{O}$ prevalecem no Membro MCNB e o limite com a Formação Lemedé é marcada por aumento de valores. Logo acima deste limite registra-se uma nova queda e o início do aumento dos teores de $\delta^{18}\text{O}$ em rocha total, que culminam com o máximo de valores do perfil (em torno de -2‰) na porção superior da Formação Lemedé. A passagem para o Membro CC1 da Formação Cabo Carvoeiro (aproximadamente equivalente ao limite Pliensbaquiano - Toarciano em Peniche) caracteriza-se por diminuição dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. No limite com o Membro CC2 ocorre novo aumento, sendo que ao longo desta unidade os valores oscilam entre -5 e -3‰. Na curva construída a partir dos dados de $\delta^{18}\text{O}$ em belemnites, as mesmas

bruscas mudanças de tendência no limite entre as unidades também estão assinaladas. Entretanto, no limite entre os Membros MCG e MCNB, da Formação Vale das Fontes não é possível apontar mudanças na tendência, pois nestas duas unidades a presença de belemnites é escassa, o que prejudica a identificação das variações. A exceção destas duas unidades, nas demais (Membro MCUP, Formação Lemedo e Membro CC1) as oscilações da curva dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, em belemnites, acompanham o comportamento da curva composta com dados de rocha total, apesar dos valores absolutos serem diferentes.

2.2.1. Paleotemperatura versus salinidade

Os cálculos das paleotemperaturas da água do mar, baseados em $\delta^{18}\text{O}$, são repletos de incertezas. Fatores biológicos, diagenéticos, insuficiente conhecimento da composição isotópica das águas dos mares pretéritos e imprecisões analíticas, influem diretamente nos resultados obtidos (Rosales *et al.*, 2004a). Assim, as paleotemperaturas obtidas por este método devem ser utilizadas com critério, valorizando-se mais as tendências do que os valores absolutos. Apesar disto, a razão $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ é o método mais usado como indicador climático no estudo da história evolutiva dos oceanos, pois se tem mostrado adequado quando usado, principalmente, com finalidades estratigráficas e cronoestratigráficas (Lea, 2004).

As principais estimativas de paleotemperaturas para o Jurássico Inferior foram realizadas com base em variações dos valores de $\delta^{18}\text{O}$, obtidos em belemnites (Rosales *et al.*, 2001, 2004a e 2004b; Jenkyns *et al.*, 2002; Bailey *et al.*, 2003, entre outros). Entretanto, as variações de salinidade também atuam na modificação da composição isotópica do oxigênio da água do mar. Desta forma, o aumento dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ podem indicar duas possibilidades: diminuição da temperatura da água ou aumento da salinidade.

Nesta tese, os efeitos das variações da temperatura e da salinidade no $\delta^{18}\text{O}$ dos belemnites da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche, foram investigados através de dois estudos. No primeiro deles, que consta do anexo A7 [Calcareous nannofossils biostratigraphy and oxygen isotope composition of belemnites: Pliensbachian – lowermost Toarcian of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal)], as variações dos isótopos de oxigênio foram interpretadas como reflexo das alterações da temperatura. A influência da salinidade foi abordada no artigo 1 “Avaliação do Potencial Gerador de Petróleo e Interpretação Paleoambiental com Base em Biomarcadores e Isótopos Estáveis do Carbono da Seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior (Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal)”. Os dados de biomarcadores obtidos neste artigo, principalmente o composto gamacerano, propiciaram uma interpretação paleoambiental alternativa, relacionada mais com as variações de salinidade do que com as mudanças na temperatura.

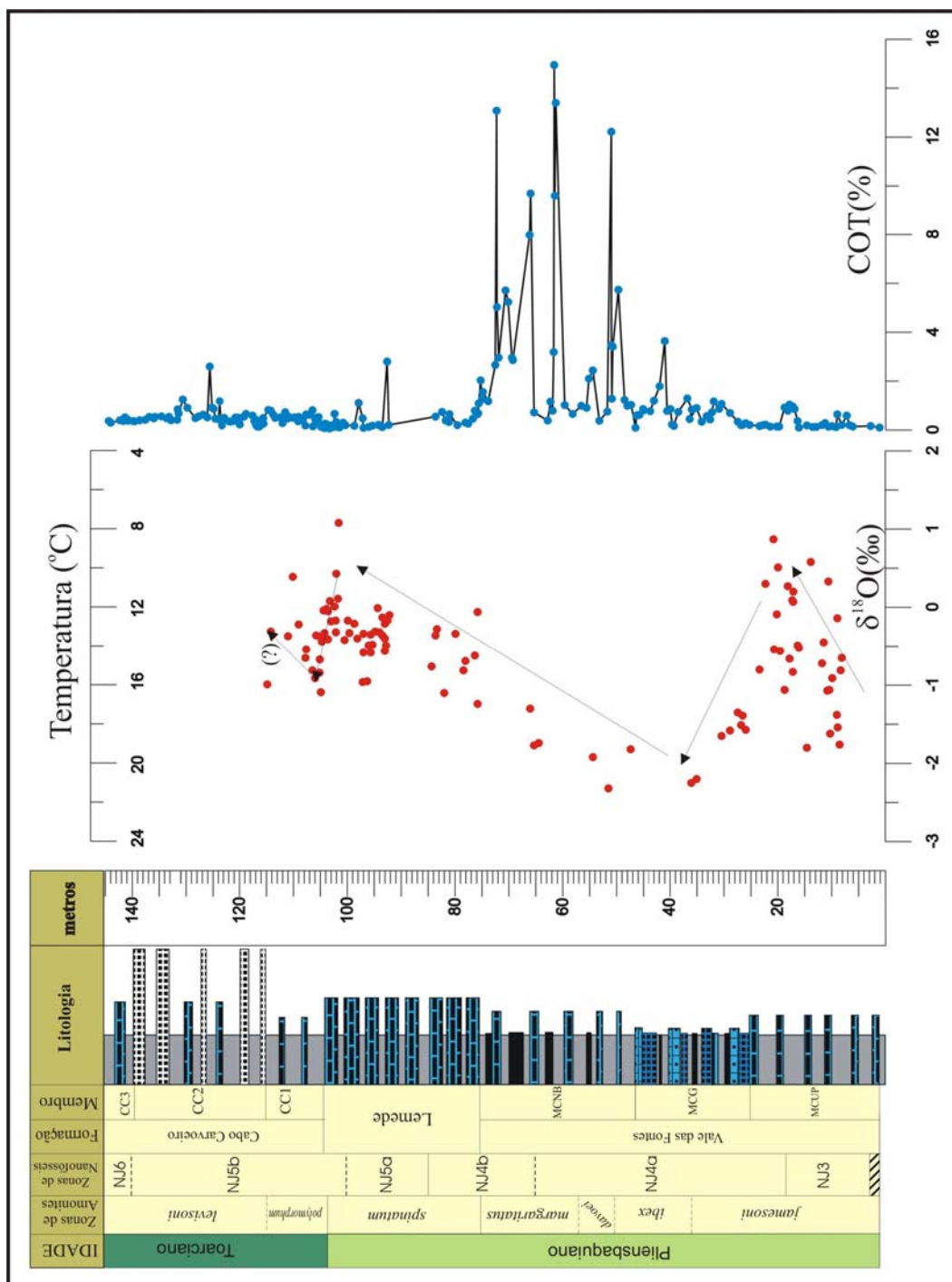


Figura 91 – Estimativas das temperaturas calculadas a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos em belemnites na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche e suas correlações com o COT, zonas de nanofósseis e amonites. Legenda da litologia na figura 24.

No primeiro trabalho, que foi apresentado no “7º International Congress on the Jurassic System” em formato de resumo, verificou-se que várias fórmulas podem ser empregadas para calcular as paleotemperaturas, a partir dos valores de $\delta^{18}\text{O}$. As mais utilizadas são as de Epstein (1953), Craig (1965), Friedman & O’Neil (1977), Anderson & Arthur (1983), Erez & Luz (1983), Kim & O’Neil (1997) e Bemis *et al.* (1998). Neste estudo, adotou-se a equação de Anderson & Arthur (1983), como forma de possibilitar a comparação com outros trabalhos que obtiveram as temperaturas dos mares jurássicos. A equação é expressa da seguinte forma:

$$T(^{\circ}\text{C}) = 16,0 - 4,14(\delta_{\text{cal}} - \delta_{\text{água}}) + 0,13(\delta_{\text{cal}} - \delta_{\text{água}})^2$$

Onde T é a temperatura, δ_{cal} é o valor do $\delta^{18}\text{O}$ do carbonato analisado e expresso em comparação com o padrão PDB e $\delta_{\text{água}}$ é a razão $\delta^{18}\text{O}$ da água em comparação com o padrão SMOW.

Neste estudo, foi adotado o valor de -1 ‰ para o $\delta_{\text{água}}$, que foi o valor aplicado em muitos dos trabalhos anteriores que estudaram as variações de temperatura no Jurássico com base em $\delta^{18}\text{O}$ (Marshall, 1992; Price & Sellwood, 1997; Saelen *et al.*, 1996; Podlaha *et al.*, 1998; Rohl *et al.*, 2001; Rosales *et al.*, 2004a).

A tabela 4 apresenta os valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos nos belemnites coletados na seção estudada e as suas respectivas temperaturas. Na figura 91 pode ser visualizada a variação dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ e da temperatura, em relação ao COT. Assim, o Eopliensbaquiano inicia-se com um período de diminuição da temperatura da água do mar (biozona de nanofósseis NJ3 e a parte inferior da NJ4a; zona de amonites *jamesoni*), seguido por um período de aquecimento (NJ4a; parte superior da zona *jamesoni* e porção inferior da zona *ibex*). Posteriormente, registra-se gradual diminuição da temperatura até o limite Pliensbaquiano – Toarciano (NJ4a a parte inferior da NJ5b; zonas *ibex* a *spinatum*). Já no Eotoarciano verifica-se, inicialmente, tendência a maiores temperaturas, passando a uma provável subida de temperatura (parte inferior da NJ5b; zona *polymorphum*).

Por outro lado, no artigo 1, a interpretação baseada na variação da salinidade foi possibilitada pelas análises de biomarcadores que identificaram, entre outros, a presença de gamacerano, terpano pentacíclico de estrutura não-hopanóide, com distribuição menos ampla do que a dos hopanos. Para vários autores (Moldowan *et al.*, 1985; Ten Haven *et al.*, 1985; entre outros) gamacerano é um bom indicador de salinidade no ambiente deposicional, sendo um biomarcador diagnóstico para episódios hipersalinos. Desta forma, verificou-se que a presença de gamacerano em partes da seção analisada (ver figura 17, artigo 1), sugere ambiente com salinidade acima da normal, sinalizando que os aumentos dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ estariam mais relacionados a um ciclo de aumento de salinidade do que de diminuição da temperatura. Assim, os Mbs. MCUP e MCG seriam representados por parassequências de aumento de salinidade, dentro de um trato de sistema transgressivo (ver figura 23, artigo 1). No Membro MCNB, o gradativo aumento dos biomarcadores moretanos [HOP C29 ($\beta\alpha/\alpha\beta$) e HOP C30 ($\beta\alpha/\alpha\beta$)] sugerem diminuição de salinidade em direção a superfície de inundação máxima (ver figura 20, artigo 1). A partir deste ponto, ocorre a diminuição dos teores de COT em

direção a Fm. Lemedé, acompanhada pela inversão na proporção dos moretanos, podendo significar um evento de aumento de salinidade. Esta interpretação é suportada pela presença de gamacerano no topo do Mb. MCNB e pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$ sensivelmente mais positivos na Fm. Lemedé (figuras 17 e 18, artigo 1). Já as razões terpanos tetracíclicos/pentacíclicos e o trisnorhopano/trisnorhopano (C27 Ts/Tm) possuem distribuição inversa em relação aos moretanos, ou seja, aumentam em direção a Fm. Lemedé (ver figura 22, artigo 1). Este fato também poderia estar relacionado a um aumento de salinidade ou a diminuição de anoxia em seções carbonáticas (e.g., Palacas *et al.*, 1984; Connan *et al.*, 1986; Rulkötter & Marzi, 1988).

Tabela 4 - Valores de $\delta^{18}\text{O}$ obtidos nos belemnites coletados na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche, e as suas respectivas temperaturas.

Seção	Camada	Esp. total (cm)	C13Rocha	O18Rocha	Temperatura (°C)	O18bel
337P	25T	11419			16,0	-0,99
337P	24t	11354	1,43	-4,35	13,2	-0,31
337P	19	11037	2,16	-3,81	13,4	-0,37
337P	18	10947	2,04	-3,81	10,5	0,39
337P	15t(PE999t)	10839	1,98	-3,38	12,8	-0,22
337P	998(P14)	10714	0,68	-3,22	14,6	-0,65
337P	13t(997t)	10700	1,03	-3,72	14,1	-0,54
337P	13b(PE997b)	10585	1,03	-3,97	15,2	-0,81
337P	994(P10)	10537	0,74	-3,66	15,6	-0,91
337P	992(P8)	10517	1,26	-3,86	13,4	-0,36
337P	988(P4)	10455	0,55	-3,9	15,3	-0,84
337P	987T	10450			14,6	-0,67
337P	987B	10430			16,4	-1,09
337P	986(P2)	10425	0,01	-2,53	13,4	-0,37
337P	985(P1)	10415	-0,88	-3,34	13,6	-0,41
337PE	984	10411	0,49	-2,79	13,7	-0,44
337PE	982	10380	0,07	-3,72	12,1	-0,04
337PE	980	10363	0,37	-3,33	13,3	-0,33
337PE	977	10325	-0,22	-3,03	12,1	-0,02
337PE	975(2)	10299	0,03	-3,09	12,2	-0,05
337PE	975(1)	10299			13,6	-0,41
337PE	971	10264			11,7	0,08
337PE	968	10242			12,7	-0,18
337PE	951t=961tX	10176	-0,43	-3,09	12,0	0,01
337PE	951b=961bX	10156	-0,33	-2,92	12,7	-0,17
337PE	950=960X	10152	0,9	-3,12	13,2	-0,32
337PE	949	10145	-0,17	-3,25	10,3	0,43
337PE	948	10115	0,67	-3,21	11,6	0,11
337PE	946	10101	0,62	-2,75	8,0	1,08
337PE	942	9993			13,6	-0,42

Tabela 4 - Continuação

Seção	Camada	Esp. total (cm)	C13Rocha	O18Rocha	Temperatura (°C)	O18bel
337PE	937	9932			12,7	-0,17
337PE	936	9904			13,3	-0,33
337PE	930	9812	0,19	-2,92	12,8	-0,21
337PE	927	9757			13,6	-0,4
337PE	923b	9659	0,86	-3,36	15,8	-0,96
337PE	921(2)	9643			13,3	-0,34
337PE	921(1)	9643	-0,01	-3,27	14,3	-0,58
337PE	918	9576			15,8	-0,95
337PE	917(2)	9546	0,36	-2,37	13,9	-0,49
337PE	917(1)	9546			13,9	-0,49
337PE	915(2)	9511			13,4	-0,35
337PE	915(1)	9511			14,3	-0,58
337PE	913	9478			13,9	-0,48
337PE	910	9429			13,2	-0,31
337PE	908	9380	0,84	-3,31	12,0	-0,01
337PE	906	9350	0,89	-3,03	13,2	-0,32
337PE	903(2)	9295			13,4	-0,36
337PE	903(1)	9295			12,5	-0,13
337PE	900(3)	9249			12,8	-0,21
337PE	900(2)	9249			13,6	-0,4
337PE	900(1)	9249	1,05	-3,48	14,2	-0,56
337PE	898	9227	1,2	-3,57	13,9	-0,49
337PE	894	9199			12,7	-0,17
337PE	892	9165	1,18	-3,38	12,4	-0,1
337PE	653	8386			15,0	-0,76
337PE	646	8314			13,4	-0,36
337PE	645	8288			13,1	-0,28
337PE	639	8154			16,4	-1,1
337PE	628	7946			13,3	-0,34
337PE	619	7798			15,2	-0,81
337PE	617	7762			14,7	-0,69
337PE	603	7589			14,4	-0,62
337PE	599t(2)	7538			17,0	-1,24
337PE	599t(1)	7538			12,2	-0,06
337PE	564	6568			17,3	-1,3
337PE	555	6496			19,3	-1,77
337PE	553	6409			19,1	-1,74
337PE	334	5410			19,9	-1,92
337PE	323	5124	0,17	-4,53	21,7	-2,32
337PE	296	4714	0,21	-4,4	19,5	-1,82
337PE	242	3587			21,4	-2,25
337PE	237	3489			21,2	-2,2
337PE	219	3028			18,7	-1,65
337PE	215	2873			18,4	-1,58
337PE	213	2728			17,5	-1,35
337PE	209	2667			18,1	-1,51

Tabela 4 - Continuação

Seção	Camada	Esp. total (cm)	C13Rocha	O18Rocha	Temperatura (°C)	O18bel
337PE	207	2639			17,6	-1,39
337PE	203	2583			18,4	-1,57
337PE	110	2328			15,2	-0,8
337PE	106t	2218			10,8	0,3
337PE	98	2070	-0,92	-3,71	8,7	0,87
337PE	97	2058			14,1	-0,54
337PE	94	2009			12,3	-0,09
337PE	93	1986			10,0	0,51
337PE	91	1948	0,41	-3,35	14,2	-0,56
337PE	84	1865			16,2	-1,06
337PE	82	1805			11,0	0,27
337PE	80	1774			14,6	-0,66
337PE	76T	1723			11,6	0,09
337PE	76m	1713			15,3	-0,83
337PE	76B	1707			11,7	0,07
337PE	75	1703	0,06	-2,16	11,2	0,2
337PE	70	1625			13,9	-0,49
337PE	68	1600			14,0	-0,52
337PE	60	1454			19,4	-1,8
337PE	56	1383			9,8	0,58
337PE	46	1174			14,9	-0,72
337PE	44	1144			13,8	-0,45
337PE	39	1077	0,55	-3,56	16,3	-1,07
337PE	38	1057			10,7	0,33
337PE	37	1040	0,5	-3,88	16,2	-1,06
337PE	36	1025			18,6	-1,62
337PE	34	986			15,6	-0,91
337PE	32m	900			17,6	-1,38
337PE	32b	892			12,5	-0,14
337PE	31	885	0,4	-3,74	18,3	-1,54
337PE	29	850			19,2	-1,76
337PE	28	830			15,2	-0,81
337PE	27	810			14,6	-0,65

2.3. Elementos químicos

No capítulo I, item 2.3.2 foi descrita a utilização dos elementos químicos na solução de problemas geológicos, como também o seu uso como ferramenta de correlação estratigráfica. No trabalho que consta do anexo A8, foi resumidamente apresentada a estratigrafia química, com base em elementos químicos maiores e menores, da seção pesquisada.

Foram analisadas 196 amostras de rocha onde foram obtidos os teores de 35 elementos menores (Ag, Al, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Co, Cr, Cu, Fe, K, La, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Ni, P, Pb, Sb, Se, Sc, Sn, S, Ti, Tl, Th, U, V, W, Y, Zn e Zr) e 10 maiores em forma

de óxidos (Al_2O_3 , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , MgO , MnO , Na_2O , P_2O_5 , SiO_2 e TiO_2). Entre os elementos menores dez apresentaram, em todas as amostras, valores abaixo dos níveis de detecção do equipamento e não puderam ser corretamente mensurados (Ag e Be menores que 3ppm; Th menor que 5ppm; Se, Sb e U menores que 10ppm; Bi, Sn, Tl e W menores que 20ppm). Nos anexos I e J estão listados todos os valores dos elementos analisados. As figuras 92 a 103 apresentam as curvas com as variações dos elementos na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche (Formação Vale das Fontes, Fm. Lameda e a porção inicial da Fm. Cabo Carvoeiro).

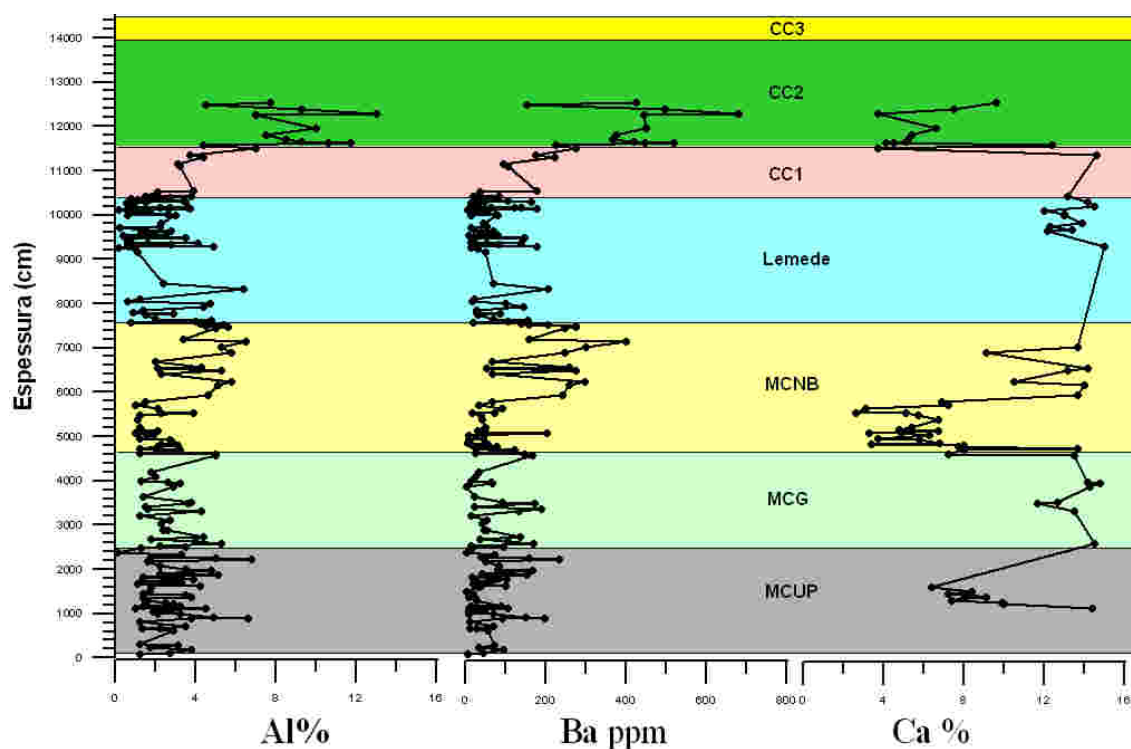


Figura 92 – Variação da quantidade de alumínio, bário e cálcio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

De modo geral, as variações mais destacadas das curvas de elementos apresentam equivalência com as unidades litológicas, podendo corresponder a mudanças de fontes e, provavelmente, ambientais. A seguir são resumidamente discutidos os três possíveis influxos: detrítico, biogênico e carbonático.

A concentração de alumínio é considerada como um excelente indicativo da fase detrítica (Bellanca *et al.*, 1999). Assim, através da correlação dos elementos analisados com os valores de Al_2O_3 , pode-se indicar quais estão relacionados com a fase de fluxo de aluminossilicatos. A tabela 5 apresenta os coeficientes de correlação (Pearson)¹ dos elementos maiores e menores em relação a Al_2O_3 , estando listados os resultados para toda a seção estudada, assim como os valores para cada unidade estratigráfica.

¹ O coeficiente de correlação, também chamado de Pearson (r) é um índice sem dimensão, situado entre -1,0 e +1,0. Reflete a relação linear entre dois conjuntos de dados. Quando a correlação é positiva ($r > 0$), os dois conjuntos de dados têm a mesma tendência. Quando a correlação é negativa ($r < 0$), os conjuntos de dados têm tendências inversas. Neste trabalho as correlações são descritas como: alta (valores entre 1 e 0,9), boa (valores entre 0,89 e 0,70), moderada (0,69 a 0,50) e fraca (0,49 a 0,40). Abaixo de 0,39 não ocorre correlação significativa.

Considerando toda a seção, os elementos que possuem as mais altas correlações positivas com Al_2O_3 são K (0,98), Si (0,96) e Ti (0,98). Os elementos Mg (0,82), Ba (0,80), Cr (0,78), Li (0,80), Na (0,74), Sc (0,80), V (0,81) e Zr (0,86), também apresentam boa correlação com Al_2O_3 , porém outros fatores além do fluxo detrítico foram determinantes nas suas concentrações (processos biogênicos, diagênese, etc.). O coeficiente da correlação entre Al_2O_3 e CaO foi fortemente negativo (-0,98), sugerindo que estes elementos devem ter comportamentos excludentes entre si (figuras 104 e 105).

Contudo, os coeficientes de correlação calculados para cada unidade estratigráfica mostram alguns valores que diferem do valor de correlação calculado para toda a seção, sugerindo que o fluxo de certos elementos variou durante o Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche (tabela 5). Por exemplo, na Formação Lemedé e nos Membros MCUP, MCG e CC1 os coeficientes de correlação entre Fe_2O_3 e Al_2O_3 são altos (0,87; 0,91; 0,88 e 0,97, respectivamente), enquanto que no Membro CC2 a correlação é moderada (0,67) e o no Membro MCNB é fraca (0,20).

Na tabela 6, estão representados os coeficientes de correlação (Pearson) dos elementos maiores e menores em relação ao CaO.

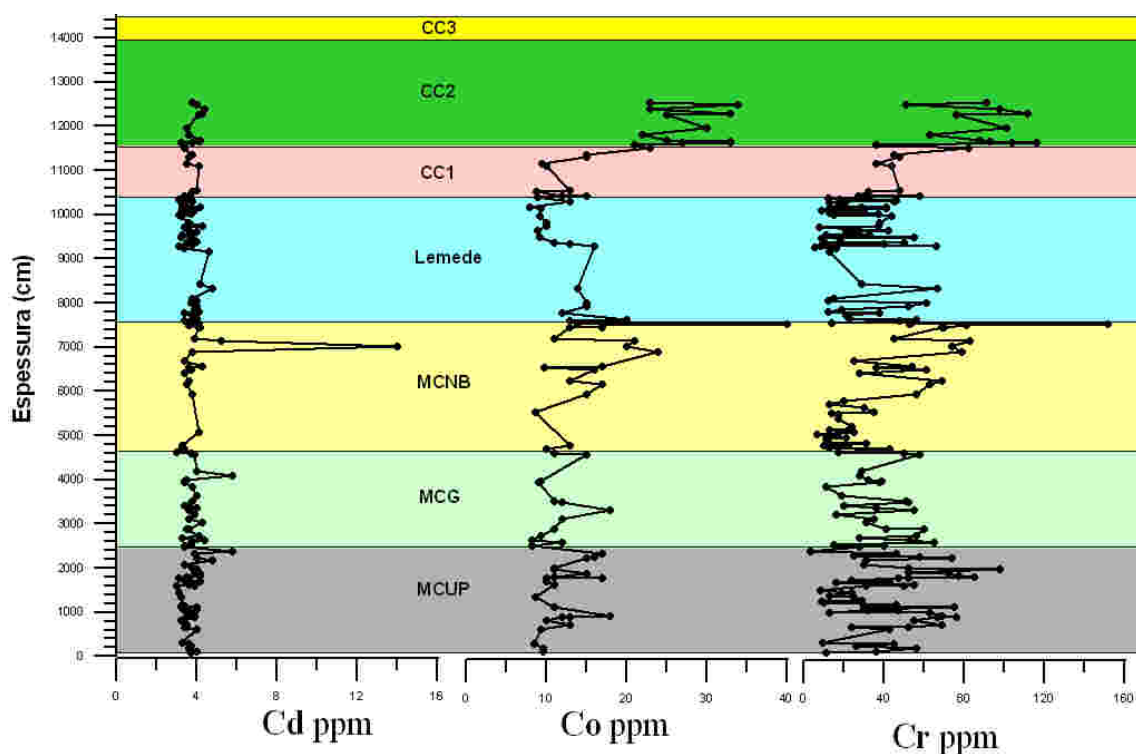


Figura 93 - Variação da quantidade de cádmio, cobalto e cromo na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

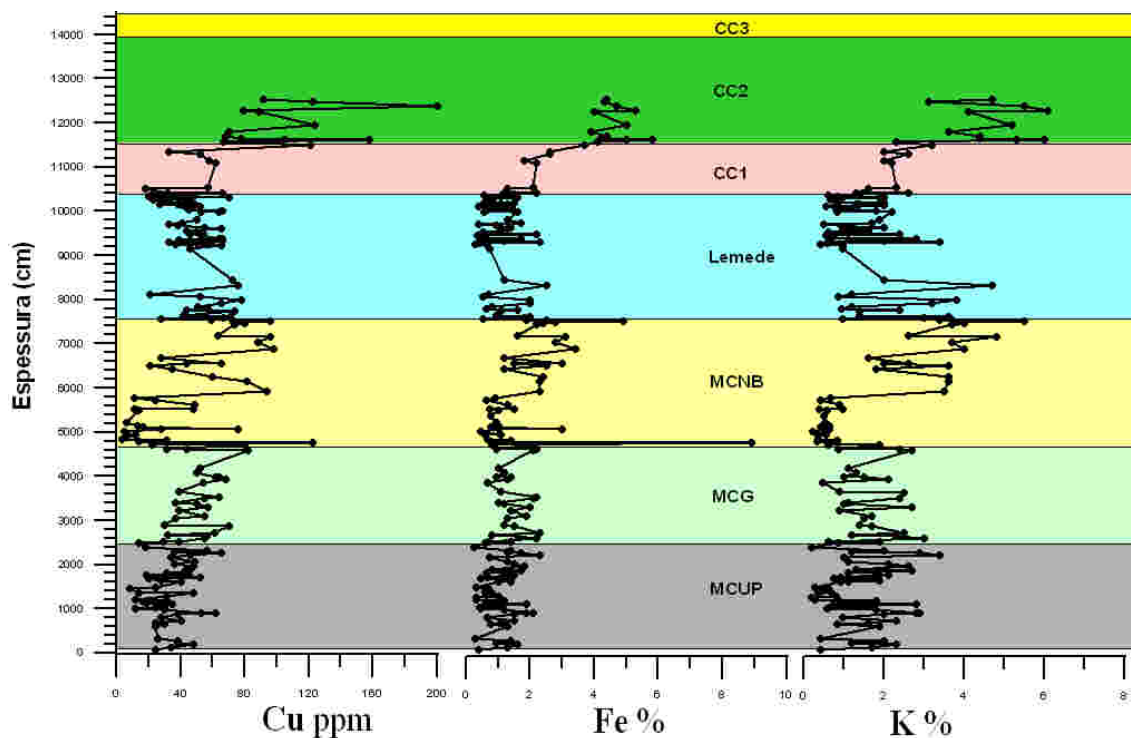


Figura 94 - Variação da quantidade de cobre, ferro e potássio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

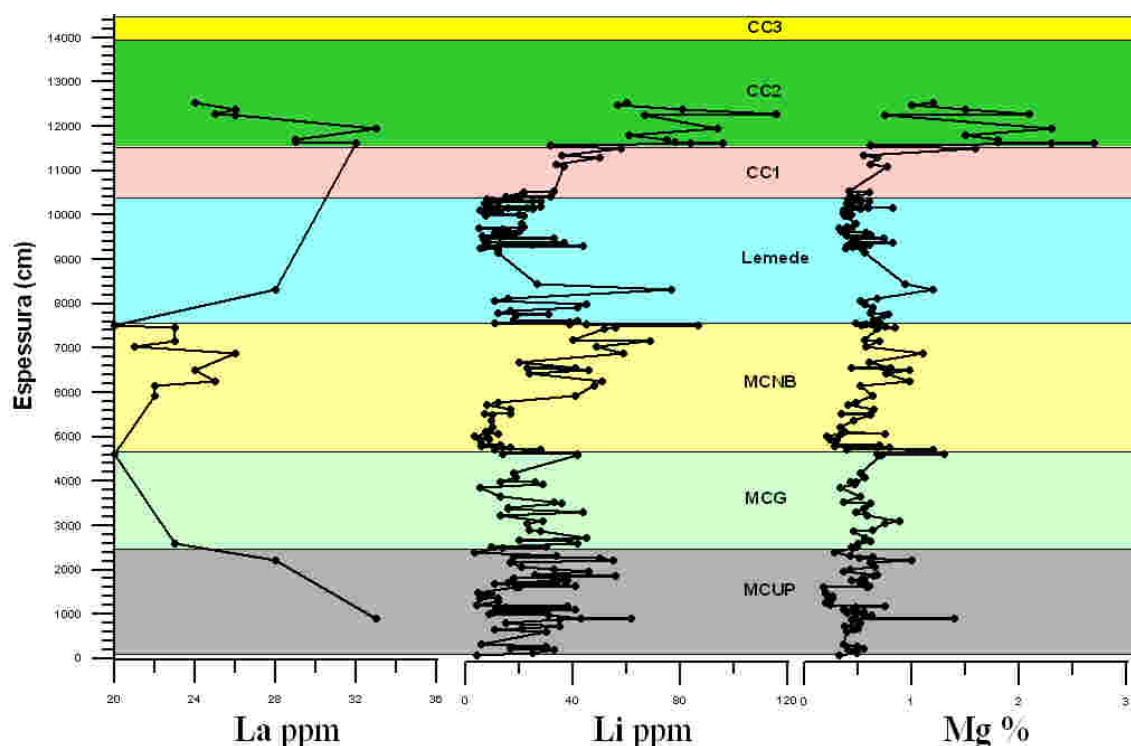


Figura 95 - Variação da quantidade de lântanio, lítio e magnésio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

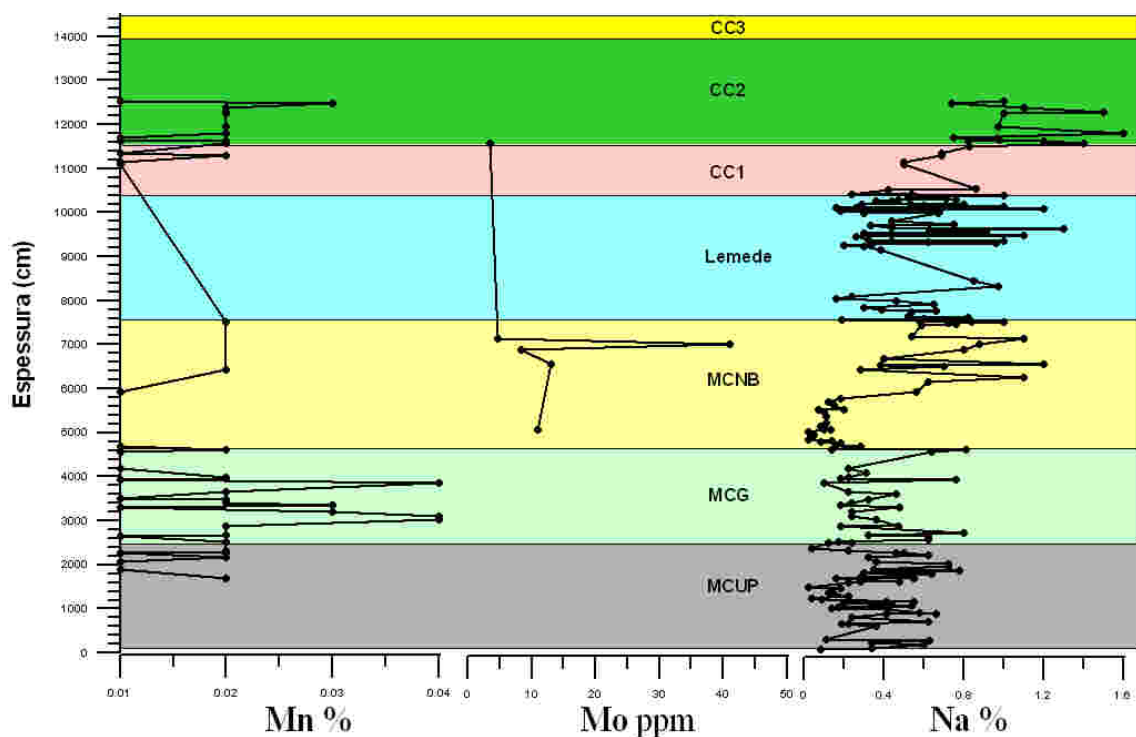


Figura 96 - Variação da quantidade de manganês, molibdênio e sódio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

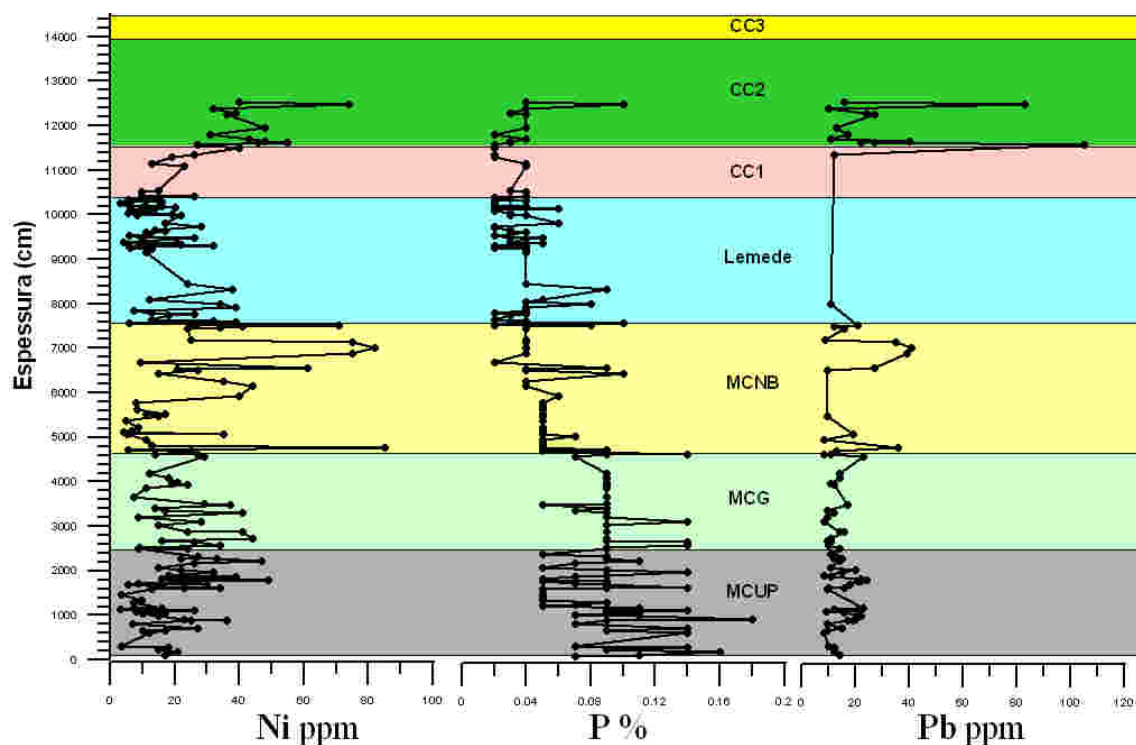


Figura 97 – Variação da quantidade de níquel, fósforo e chumbo na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

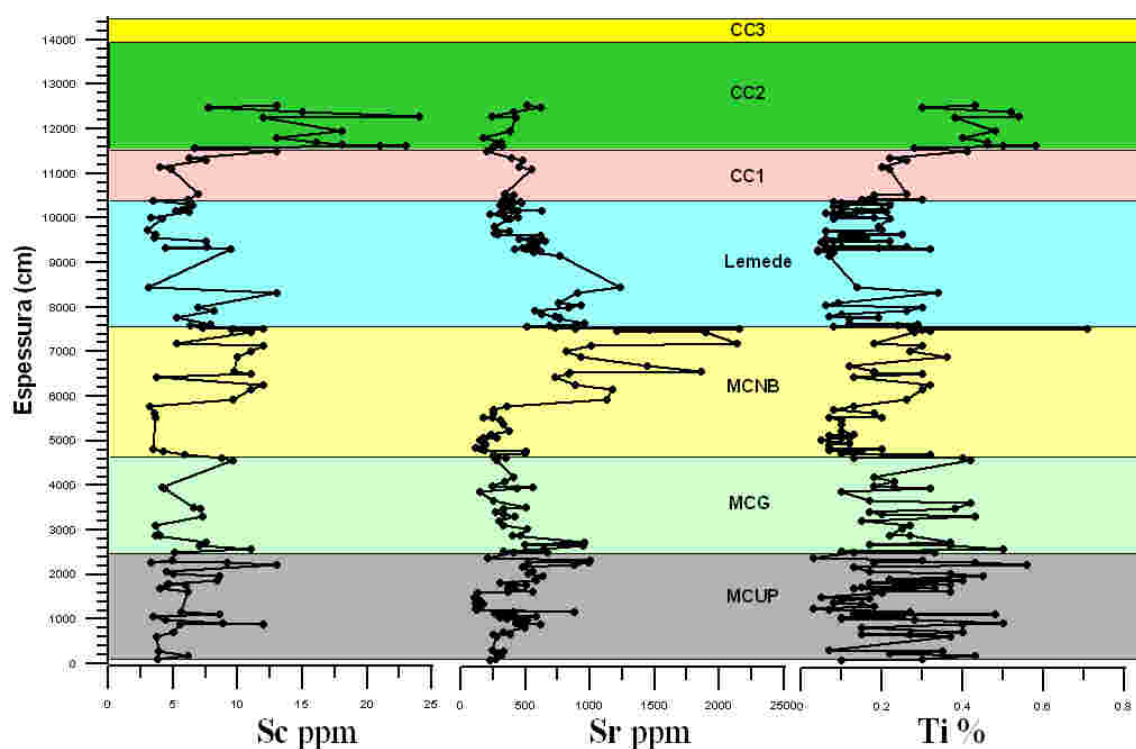


Figura 98 – Variação da quantidade de escândio, estrôncio e titânio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

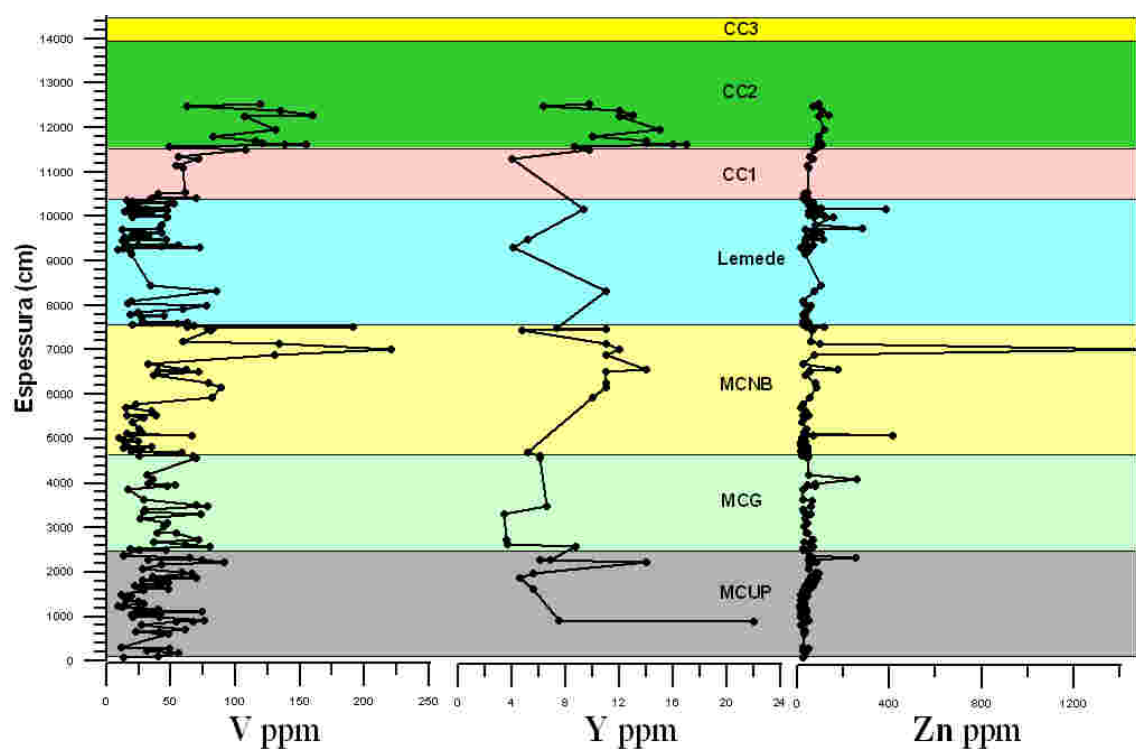


Figura 99 – Variação da quantidade de vanádio, ítrio e zinco na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

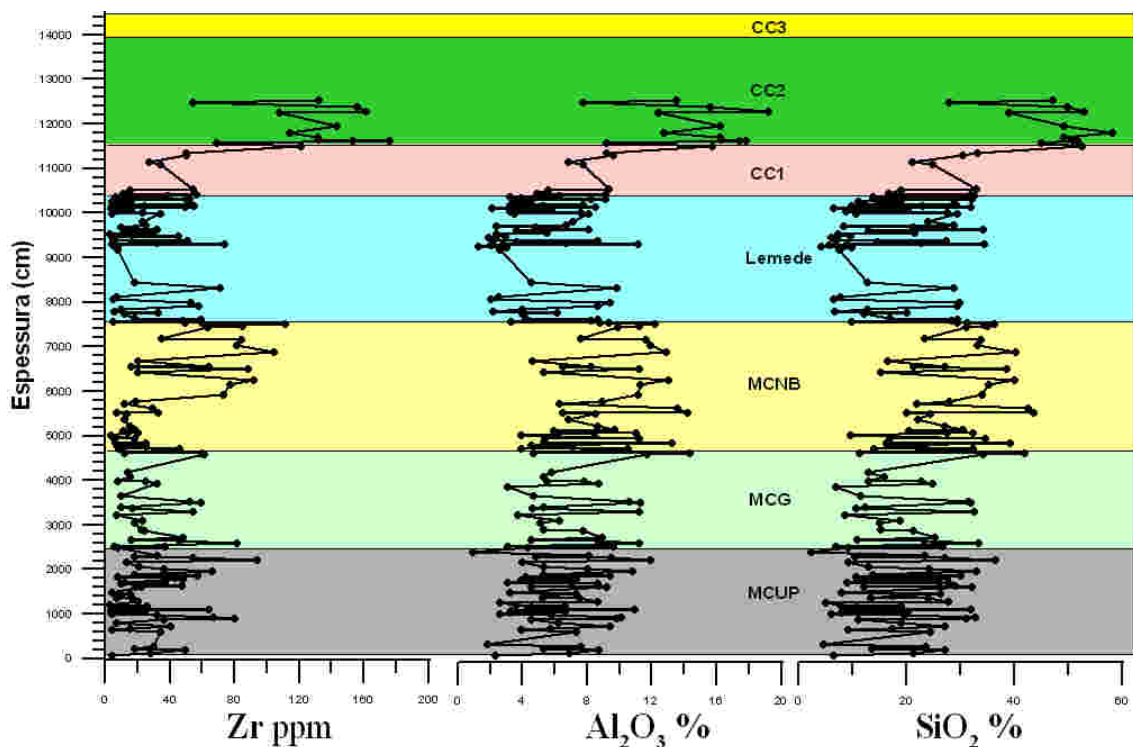


Figura 100 – Variação da quantidade de zircônio, alumina e sílica na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

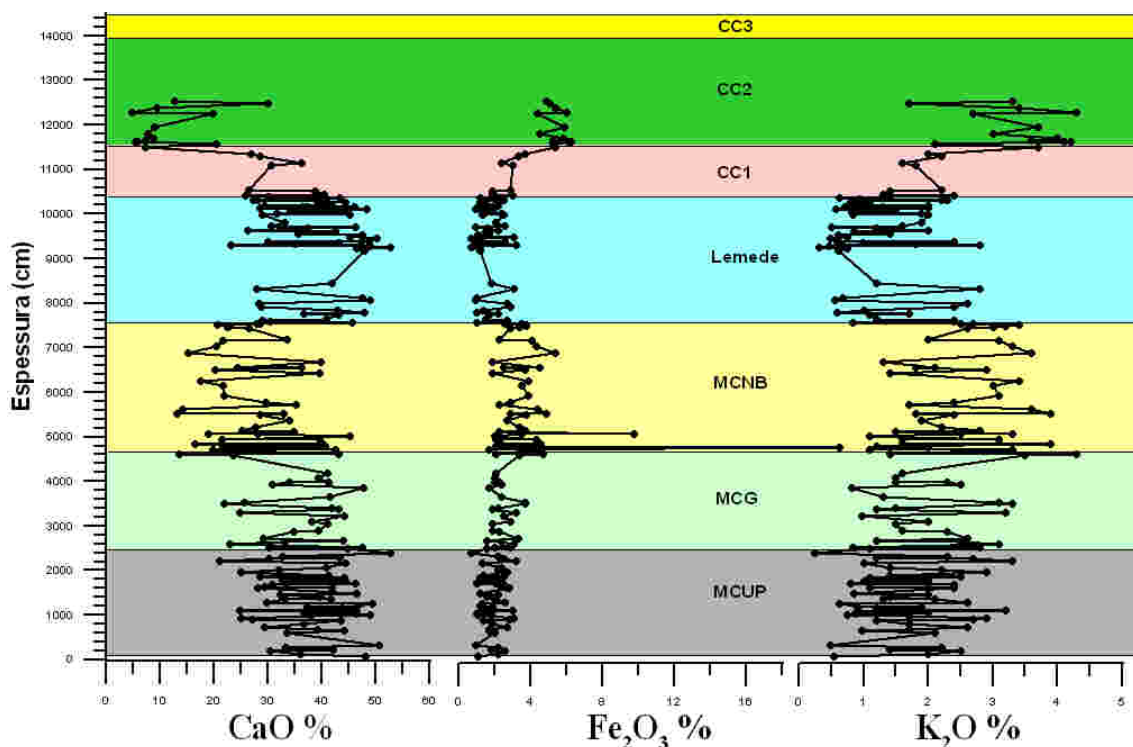


Figura 101 - Variação da quantidade de óxido de cálcio, óxido de ferro e óxido de potássio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

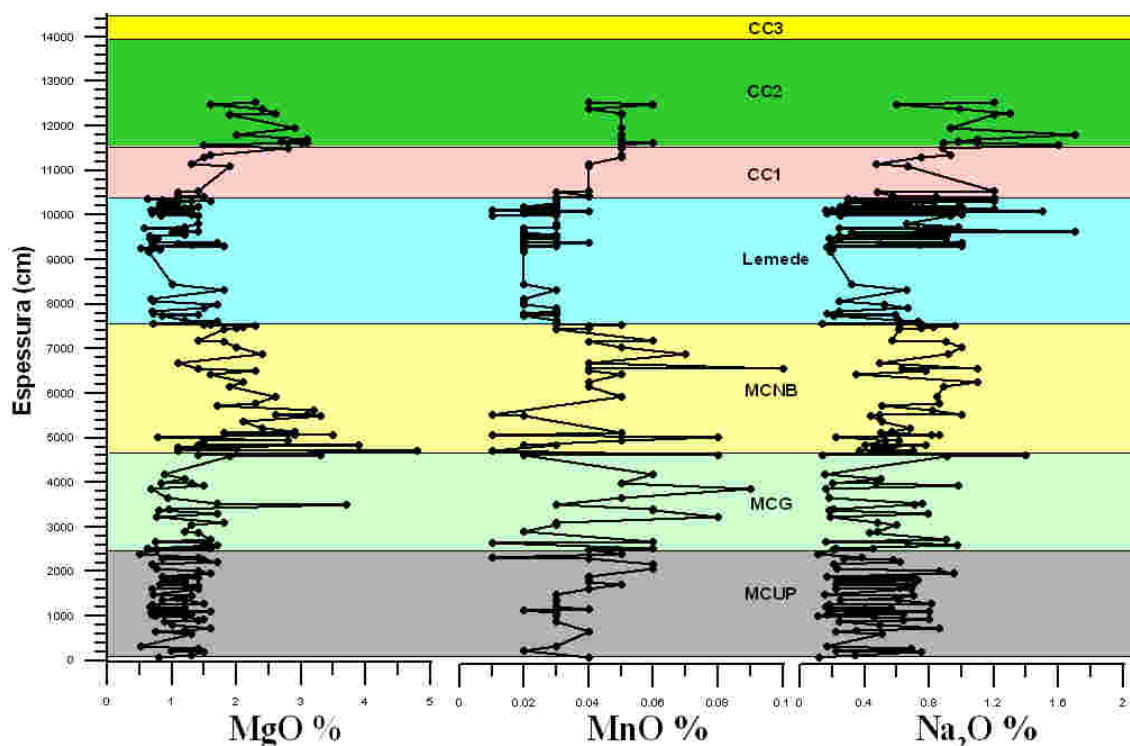


Figura 102 - Variação da quantidade de óxido de magnésio, óxido de manganês e óxido de sódio na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

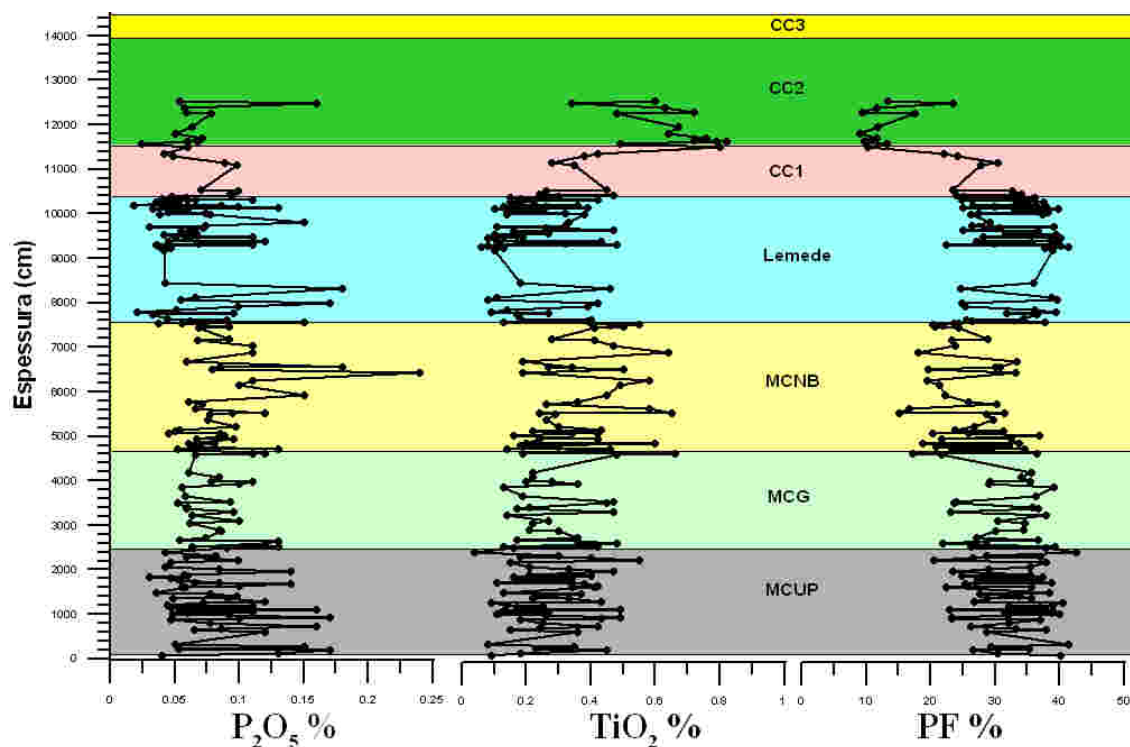


Figura 103 – Variação da quantidade de óxido de fósforo, óxido de fósforo e o ponto de fusão na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da seção de Peniche.

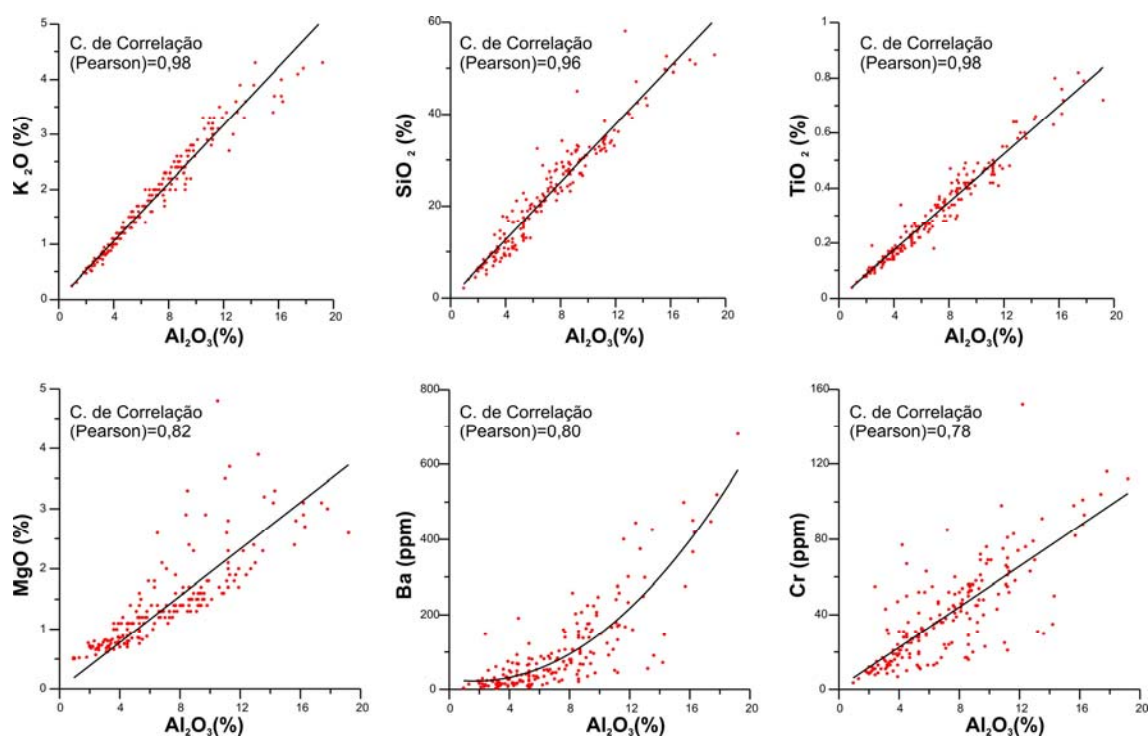


Figura 104 – Gráficos de correlação entre Al_2O_3 e K_2O , SiO_2 , TiO , MgO , Ba e Cr em toda a seção estudada.

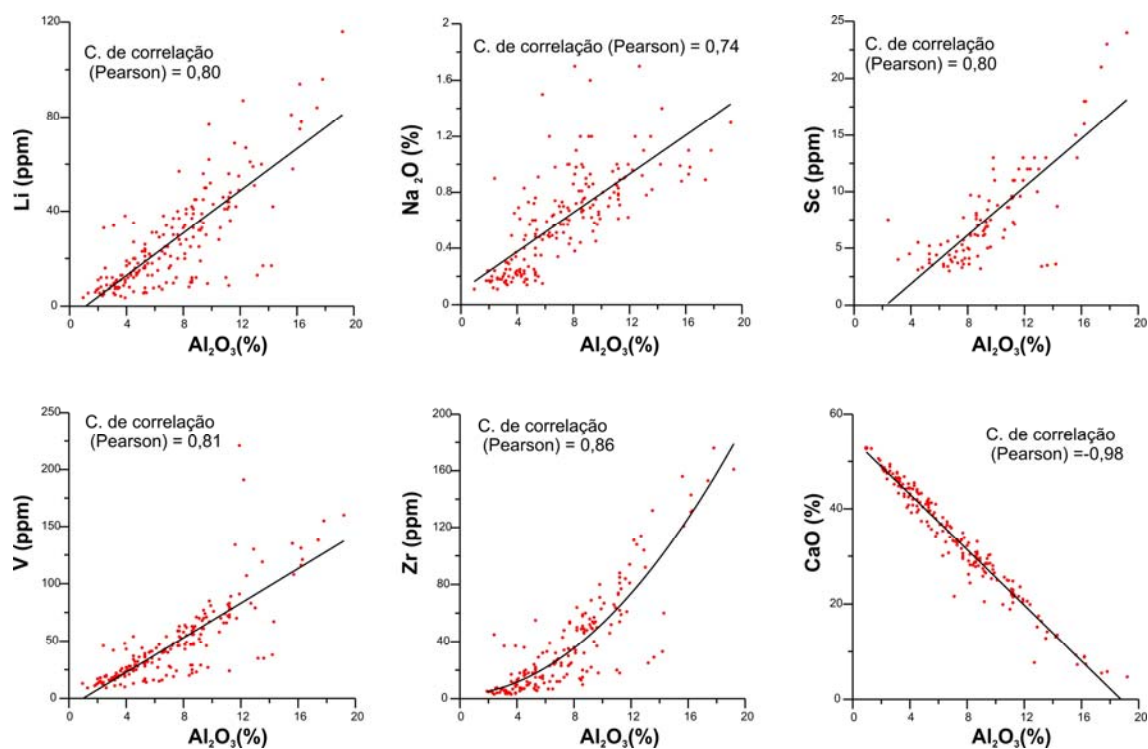


Figura 105 – Gráficos de correlação entre Al_2O_3 e Li , Na_2O , Sc , V , Zr e CaO em toda a seção estudada.

Relação	S.Comp	MCUP	MCG	MCNB	LEMEDE	CC1	CC2
Al2O3/CaO	-0,98	-0,99	-0,99	-0,96	-0,98	-0,99	-0,91
Al2O3/Fe2O3	0,61	0,91	0,88	0,20	0,87	0,97	0,67
Al2O3/K2O	0,98	0,99	1,00	0,99	0,99	0,99	0,98
Al2O3/MgO	0,82	0,96	0,82	0,62	0,94	0,90	0,89
Al2O3/MnO	0,25	-0,28	-0,67	-0,10	0,54	0,69	-0,16
Al2O3/Na2O	0,74	0,86	0,90	0,81	0,73	0,58	-0,08
Al2O3/P2O5	0,29	0,69	0,45	-0,06	0,64	-0,59	-0,37
Al2O3/SiO2	0,96	0,98	0,99	0,98	0,96	0,99	0,70
Al2O3/TiO2	0,98	0,96	0,99	0,97	0,98	0,98	0,91
Al2O3/PF	-0,96	-0,98	-0,99	-0,94	-0,94	-0,99	-0,77
Al2O3/Ba	0,80	0,72	0,76	0,58	0,82	0,90	0,88
Al2O3/Cd	0,13	-0,18	-0,06	0,27	0,07	-0,32	0,17
Al2O3/Co	0,68	0,35	0,40	0,35	0,50	0,92	0,30
Al2O3/Cr	0,78	0,63	0,85	0,61	0,91	0,97	0,94
Al2O3/Cu	0,55	0,50	0,54	0,51	0,39	0,87	0,17
Al2O3/Li	0,80	0,70	0,91	0,55	0,80	0,89	0,88
Al2O3/Ni	0,59	0,43	0,75	0,36	0,73	0,90	-0,11
Al2O3/Pb	0,18	0,21	0,38	0,21			-0,73
Al2O3/Sc	0,80	0,74	0,80	0,24	0,50	0,99	0,96
Al2O3/Sr	0,11	0,44	0,27	0,19	-0,03	-0,59	-0,45
Al2O3/V	0,81	0,77	0,92	0,58	0,93	0,97	0,94
Al2O3/Zn	0,22	0,35	0,12	0,24	0,28	0,89	0,75
Al2O3/Zr	0,86	0,78	0,93	0,67	0,88	0,99	0,95

Tabela 5 – Coeficientes de correlação (Pearson) de Al₂O₃ com os elementos maiores (óxidos) e menores. S. Comp.: Seção completa; MCUP: Membro margas com *Uptonia* e *Pentacrinus*; MCG: Membro Margas e calcários grumosos; MCNB: Margo-calcários com níveis betuminosos; CC1: Membro Cabo Carvoeiro 1 e CC2: Membro Cabo Carvoeiro 2.

Relação	S.Comp	MCUP	MCG	MCNB	LEMEDE	CC1	CC2
CaO/Al2O3	-0,98	-0,99	-0,99	-0,96	-0,98	-0,99	-0,91
CaO/Fe2O3	-0,68	-0,90	-0,90	-0,43	-0,85	-0,97	-0,52
CaO/K2O	-0,95	-0,99	-0,99	-0,95	-0,95	-0,99	-0,92
CaO/MgO	-0,84	-0,95	-0,85	-0,67	-0,92	-0,91	-0,81
CaO/MnO	-0,22	0,21	0,67	0,08	-0,58	-0,65	0,27
CaO/Na2O	-0,80	-0,89	-0,91	-0,81	-0,82	-0,62	-0,20
CaO/P2O5	-0,27	-0,68	-0,43	0,07	-0,57	0,53	0,58
CaO/SiO2	-0,99	-0,99	-0,99	-0,96	-0,99	-0,99	-0,92
CaO/TiO2	-0,97	-0,97	-0,99	-0,93	-0,98	-0,99	-0,95
CaO/PF	0,98	0,99	0,99	0,96	0,95	0,99	0,94
CaO/Ba	-0,79	-0,70	-0,76	-0,54	-0,78	-0,85	-0,78
CaO/Cd	-0,12	0,19	0,03	-0,21	-0,03	0,28	0,01
CaO/Co	-0,67	-0,37	-0,34	-0,27	-0,29	-0,91	-0,05
CaO/Cr	-0,73	-0,62	-0,83	-0,54	-0,87	-0,98	-0,78
CaO/Cu	-0,56	-0,49	-0,50	-0,58	-0,28	-0,87	-0,06
CaO/Li	-0,75	-0,68	-0,90	-0,48	-0,72	-0,84	-0,69
CaO/Ni	-0,60	-0,42	-0,75	-0,46	-0,66	-0,93	0,32
CaO/Pb	-0,27	-0,23	-0,37	-0,49			0,72
CaO/Sc	-0,75	-0,73	-0,79	-0,14	-0,28	-0,97	-0,85
CaO/Sr	-0,11	-0,40	-0,26	-0,15	0,13	0,62	0,66
CaO/V	-0,77	-0,74	-0,92	-0,51	-0,87	-0,96	-0,78
CaO/Zn	-0,23	-0,34	-0,15	-0,23	-0,34	-0,84	-0,69
CaO/Zr	-0,84	-0,77	-0,93	-0,63	-0,84	-0,99	-0,90

Tabela 6 – Coeficientes de correlação (Pearson) do CaO com os elementos maiores (óxidos) e menores. Legendas na tabela 5.

Em relação a toda a seção analisada, os coeficientes de correlação do CaO com os elementos foram sempre negativos. As mais altas correlações negativas do CaO foram

com Al_2O_3 , K_2O , SiO_2 e TiO_2 (-0,98; -0,95; -0,99 e -0,97, respectivamente), sugerindo a existência de processos de associação excludente entre eles, de modo que a elevação dos valores de CaO corresponda à diminuição dos teores destes elementos, e vice – versa. Outros elementos também apresentaram boa correlação negativa com o CaO , porém mais atenuada: MgO (-0,84), Na_2O (-0,80), Ba (-0,79), Cr (-0,73), Li (-0,75), Sc (-0,75), V (-0,77) e Zr (-0,84). Correlações negativas moderadas foram registradas com o Fe_2O_3 (-0,68), Co (-0,67), Ni (-0,60) e Cu (-0,56). Os demais elementos não apresentaram correlações significativas com CaO . A exemplo das correlações entre o Al_2O_3 e os elementos maiores e menores, também se observam diferenças entre os coeficientes de correlação calculados para toda a seção e os obtidos para as unidades estratigráficas.

Os elementos Fe , Mg , Mn e Sr são, em quantidades variáveis, parte integrante dos minerais primários dos carbonatos. Entretanto, estas concentrações podem se modificar durante processos diagenéticos (Baker *et al.*, 1982; Veizer, 1983; Ricken, 1986; Patterson & Walter, 1994; Carmo & Pratt, 1999). Com o propósito de comparar a concentração de Fe , Mg , Mn e Sr nos carbonatos e na fração detrítica, os valores destes elementos foram normalizados em relação ao Ti (anexo Q). Para Brumsack (1986), Ti é quimicamente inerte na maioria dos ambientes próximos a superfícies, sendo diretamente proporcional à concentração de detritos siliciclásticos. De fato, na seção de Peniche, foi observada alta correlação negativa entre TiO_2 e CaO (-0,97) (tabela 6) e forte correlação positiva entre TiO_2 e Al_2O_3 (0,98) (figura 104 e tabela 5), indicando que a abundância de Ti é controlada pelo influxo detrítico. Segundo Carmo & Pratt (1999), a intensa correlação positiva e linear entre Ti e Al sugere uma fonte uniforme para o influxo siliciclástico detrítico. Desta forma, se a concentração original de Ti , Fe , Mg , Mn e Sr não é modificada durante diagênese dos carbonatos, espera-se que as razões MgO/TiO_2 , MnO/TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ e Sr/TiO_2 apresentem comportamento uniforme. Incrementos destas razões seriam devido a influxo de carbonatos. A figura 106 apresenta a distribuição destas razões na seção estudada comparada com a curva de CaO . A curva da razão MgO/TiO_2 apresenta relativo incremento na porção basal do Membro MCNB e a ao longo da Formação Lemedede, indicando que intervalo a presença de Mg deve estar principalmente relacionada com os carbonatos. Já a razão MnO/TiO_2 tem os seus maiores valores nos Membros MCUP e MCG. A relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ é praticamente uniforme, sem variações significativas, sugerindo que a presença de Fe ao longo da seção tem baixa relação genética com os carbonatos, devendo a sua maior parte ser derivada do influxo detrítico. Os mais evidentes aumentos na curva que representa a razão Sr/TiO_2 relacionam-se com a porção superior do Membro MCNB e com a Formação Lemedede (excetuando a sua parte mais superior). Outro aspecto relevante nestas curvas são as excursões positivas coincidentes com os limites de algumas unidades. Na passagem entre os Membros MCUP e MCG ocorre um grande aumento nas razões MgO/TiO_2 e MnO/TiO_2 , assim como um expressivo incremento da razão $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ no limite entre os Membros MCG e MCNB, podendo sugerir diagênese devido a exposição.

A figura 107 e a tabela 7, mostram as correlações, e os seus respectivos coeficientes, entre as razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, MgO/TiO_2 , MnO/TiO_2 e Sr/TiO_2 em relação à concentração de CaO . Quando aplicados a toda a seção estudada, os valores dos coeficientes de correlação são baixos (0,10 a 0,54). Entretanto, os valores registrados individualmente para cada unidade estratigráfica são variáveis. Para a relação $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ versus CaO a mais alta correlação foi obtida no Membro CC2 (0,90), sendo que na Formação Lemedede e nos Membros MCUP e MCG a correlação foi boa (respectivamente 0,74, 0,72 e 0,71).

Para Sr/TiO_2 versus CaO , verificou-se alta correlação apenas no Membro CC1 (0,90) e boa na Formação Lemedede (0,74) e CC2 (0,86). A relação MgO/TiO_2 versus CaO , só apresentou boa correlação na Formação Lemedede (0,80). MnO/TiO_2 versus CaO revelou alta correlação no Membro CC2 (0,91) e boa na Formação Lemedede e Membros CC1 e MCG (respectivamente 0,79, 0,83 e 0,71). As correlações obtidas na Formação Lemedede forma sempre boas (entre 0,74 e 0,80). O Membro CC2 da Formação Cabo Carvoeiro, apresenta os mais altos valores de correlação para as relações com Fe, Sr e Mn (0,90, 0,86 e 0,91, respectivamente) entretanto, com Mg não existe correlação significativa (0,35) sugerindo que, nesta unidade, a fonte principal deste elemento não foram os carbonatos.

Relação	S. Comp.	MCUP	MCG	MCNB	LEMEDE	CC1	CC2
$\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 \text{ X } \text{CaO}$	0,10	0,72	0,71	-0,04	0,74	0,40	0,90
$\text{Sr}/\text{TiO}_2 \text{ X } \text{CaO}$	0,52	0,53	0,57	0,23	0,74	0,90	0,86
$\text{MgO}/\text{TiO}_2 \text{ X } \text{CaO}$	0,37	0,67	0,16	0,29	0,80	0,54	0,35
$\text{MnO}/\text{TiO}_2 \text{ X } \text{CaO}$	0,54	0,64	0,71	0,64	0,79	0,83	0,91

Tabela 7 - Coeficientes de correlação (Pearson) das razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, MgO/TiO_2 , MnO/TiO_2 e Sr/TiO_2 com CaO . Abreviações das unidades estratigráficas de acordo com a tabela 5.

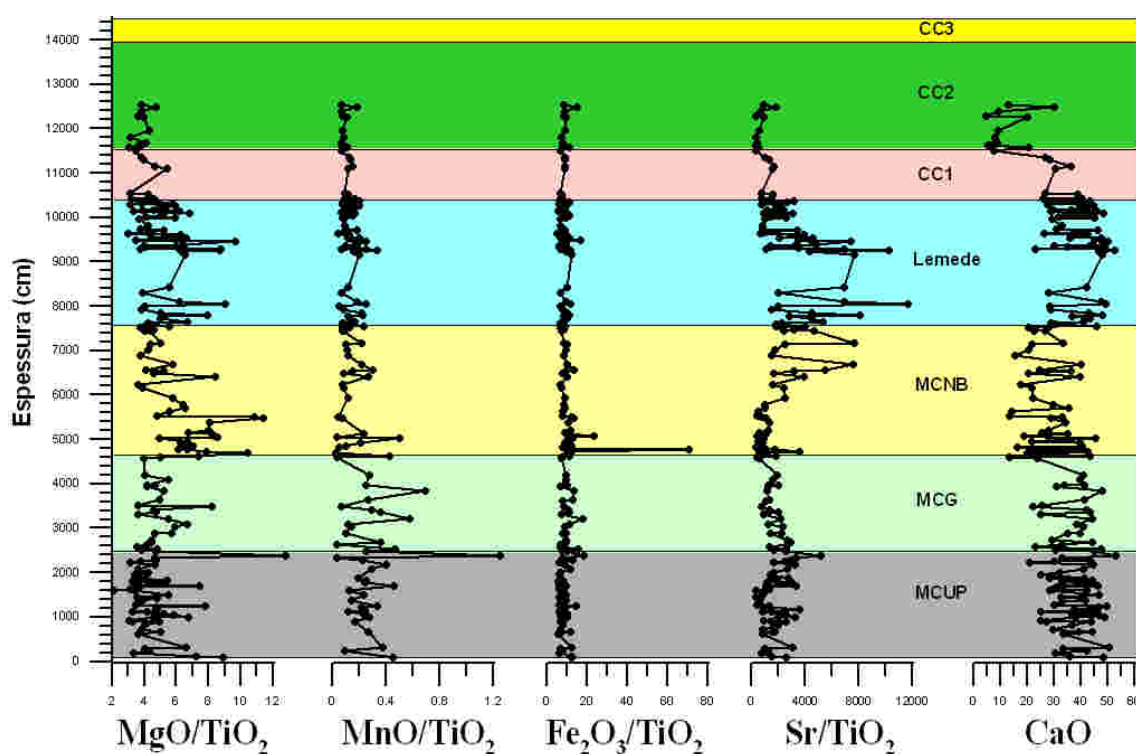


Figura 106 - Distribuição das razões MgO/TiO_2 , MnO/TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, e Sr/TiO_2 na seção estudada comparada com a curva de CaO .

A tabela 8 apresenta os coeficientes de correlação (Pearson) dos elementos maiores e menores em relação ao COT. Estão listados os resultados para toda a seção estudada e para cada unidade estratigráfica.

Relação	S.Comp	MCUP	MCG	MCNB	LEMEDE	CC1	CC2
COT/Al ₂ O ₃	0,16	0,01	0,38	-0,20	0,25	0,10	-0,58
COT/CaO	-0,21	-0,08	-0,38	0,12	-0,23	-0,10	0,68
COT/Fe ₂ O ₃	0,24	-0,02	0,32	-0,02	0,29	0,23	-0,20
COT/K ₂ O	0,19	-0,06	0,41	-0,24	0,29	-0,03	-0,57
COT/MgO	0,24	-0,18	0,47	-0,25	0,30	0,15	-0,40
COT/MnO	0,54		-0,42	0,73	-0,05	0,42	0,61
COT/Na ₂ O	0,07	0,16	0,04	0,20	-0,02	0,31	-0,53
COT/P ₂ O ₅	0,16	-0,29	-0,57	0,47	0,28	-0,53	0,91
COT/SiO ₂	0,11	0,19	0,38	0,06	0,25	0,11	-0,73
COT/TiO ₂	0,07	0,08	0,26	-0,31	0,23	-0,03	-0,63
COT/PF	-0,09	-0,22	-0,38	0,48	-0,28	-0,16	0,79
COT/Ba	0,17	0,10	0,27	0,14	0,18	0,40	-0,58
COT/Cd	0,47	-0,05	-0,04	0,42	0,45	0,64	0,18
COT/Co	0,17	0,35	0,29	0,08	0,07	-0,06	0,45
COT/Cr	0,06	0,08	0,31	0,00	0,29	-0,01	-0,40
COT/Cu	0,14	0,02	0,36	0,04	0,29	-0,15	0,20
COT/Li	0,09	0,14	0,14	0,03	0,38	0,34	-0,20
COT/Ni	0,41	0,27	0,29	0,32	0,55	0,18	0,82
COT/Pb	0,15	0,29	0,53	0,17			0,37
COT/Sc	0,09	0,17	-0,25	0,15	0,04	-0,28	-0,44
COT/Sr	0,43	-0,05	-0,41	0,30	0,37	0,56	0,68
COT/V	0,24	-0,02	0,39	0,20	0,35	0,02	-0,44
COT/Zn	0,41	-0,01	-0,12	0,41	0,26	0,36	-0,58
COT/Zr	0,07	0,08	0,11	0,00	0,23	0,02	-0,60

Tabela 8 – Coeficientes de correlação (Pearson) do COT com os elementos maiores (óxidos) e menores. Legendas na tabela 5.

Os valores do coeficiente de correlação, entre o COT e os elementos, calculados para toda a seção variaram entre -0,21 (COT/CaO) e 0,54 (COT/MnO), não apresentando, desta forma, associações significativas. Entretanto, nas correlações calculadas para as unidades estratigráficas alguns valores se destacam:

- No Membro MCNB a correlação COT/MnO foi de 0,73. Esta boa correlação pode estar associada ao fato de que esta unidade apresenta níveis ricos em COT (máximo de 14,95 %; ver artigo 1). Alguns autores (Jenkyns *et al.*, 1985; Corbin *et al.*, 2000; entre outros) identificaram níveis ricos em Mn nos estratos do Pliensbaquiano – Toarciano da Europa, que podem ocorrer intercalados a intervalos ricos em COT (ver Capítulo I, item 2.3.2a).
- No Membro CC1 a correlação COT/Cd foi moderada, com valor de 0,64.
- O Membro CC2 apresentou alta correlação entre COT e P₂O₅ (0,91), boa correlação com Ni (0,82) e moderada com CaO (0,68), Sr (0,68) e MnO (0,61). O Membro CC2 apresenta fragmentos de matéria orgânica de origem continental e fácies detríticas que foram descritas como turbiditos (Wright & Wilson, 1984) (ver capítulo I, item 2.2.3a). Desta forma, poder-se-ia considerar o COT registrado nesta unidade, assim como os elementos com que apresenta correlação alta/moderada, como provenientes do continente, em fluxo distinto dos anteriores, alóctones a bacia onde foram depositados.

Para muitos autores, o incremento dos valores Ba pode ser considerado como indicador de alto fluxo de material biogênico para os sedimentos, como consequência da alta produtividade na superfície da água (Schmitz, 1987; Dymond *et al.*, 1992; Van Os *et al.*, 1994 e Bellanca *et al.*, 1999). Contudo, Rodrigues (2005) indica que a concentração de Ba pode não ser diretamente correlacionada com a matéria orgânica, mas com Al. Este autor sugere que o Ba é transportado para a bacia através de influxo detrítico terrestre, principalmente em minerais de argila. Em Peniche, as curvas de

Al_2O_3 e Ba mostram oscilações similares (figura 108), enquanto que sua correlação revela alto valor (0,80) (figura 104). De outra forma, não há correlação entre Ba e COT (0,17) (figura 109) e suas curvas não seguem o mesmo padrão de distribuição (figuras 108). Assim, na seção de Peniche a maior parte da concentração de Ba parece estar relacionada com a fase detrítica, com pequena percentagem advinda de outros processos.

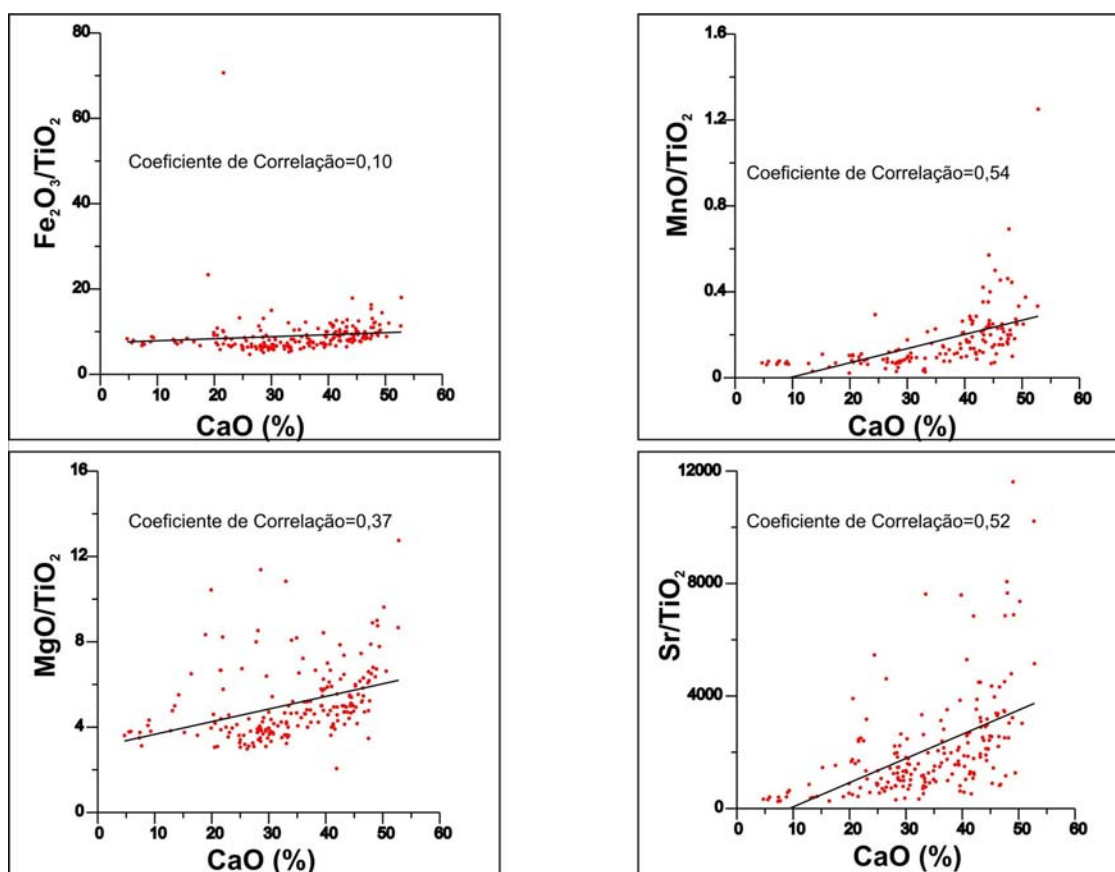


Figura 107 - Correlações entre as razões $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, MgO/TiO_2 , MnO/TiO_2 e Sr/TiO_2 em relação à concentração de CaO, em toda a seção estudada.

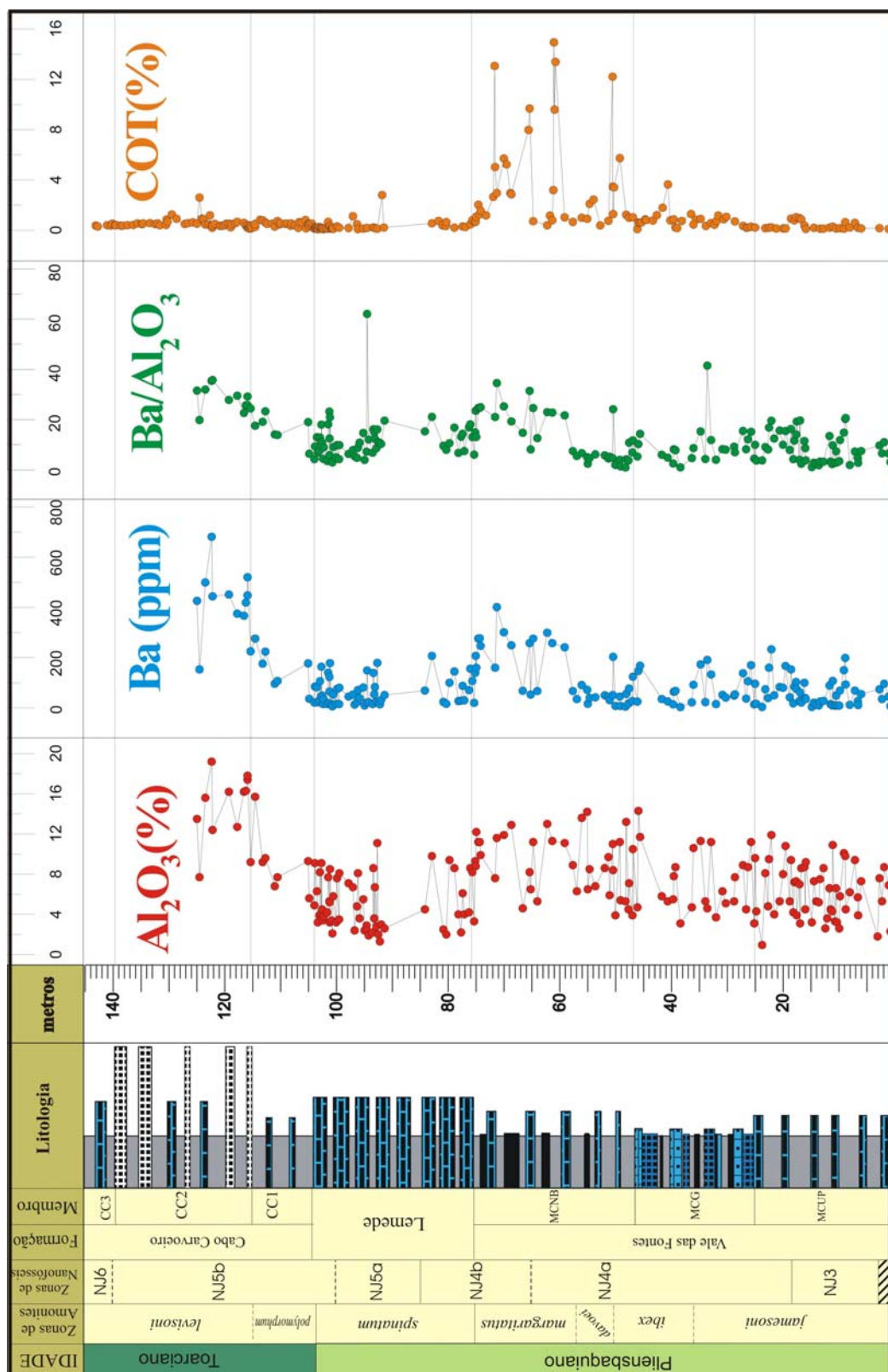


Figura 108 – Curvas de distribuição de Al₂O₃, Ba, relação Ba/Al₂O₃ e COT na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche. Legenda da litologia na figura 24.

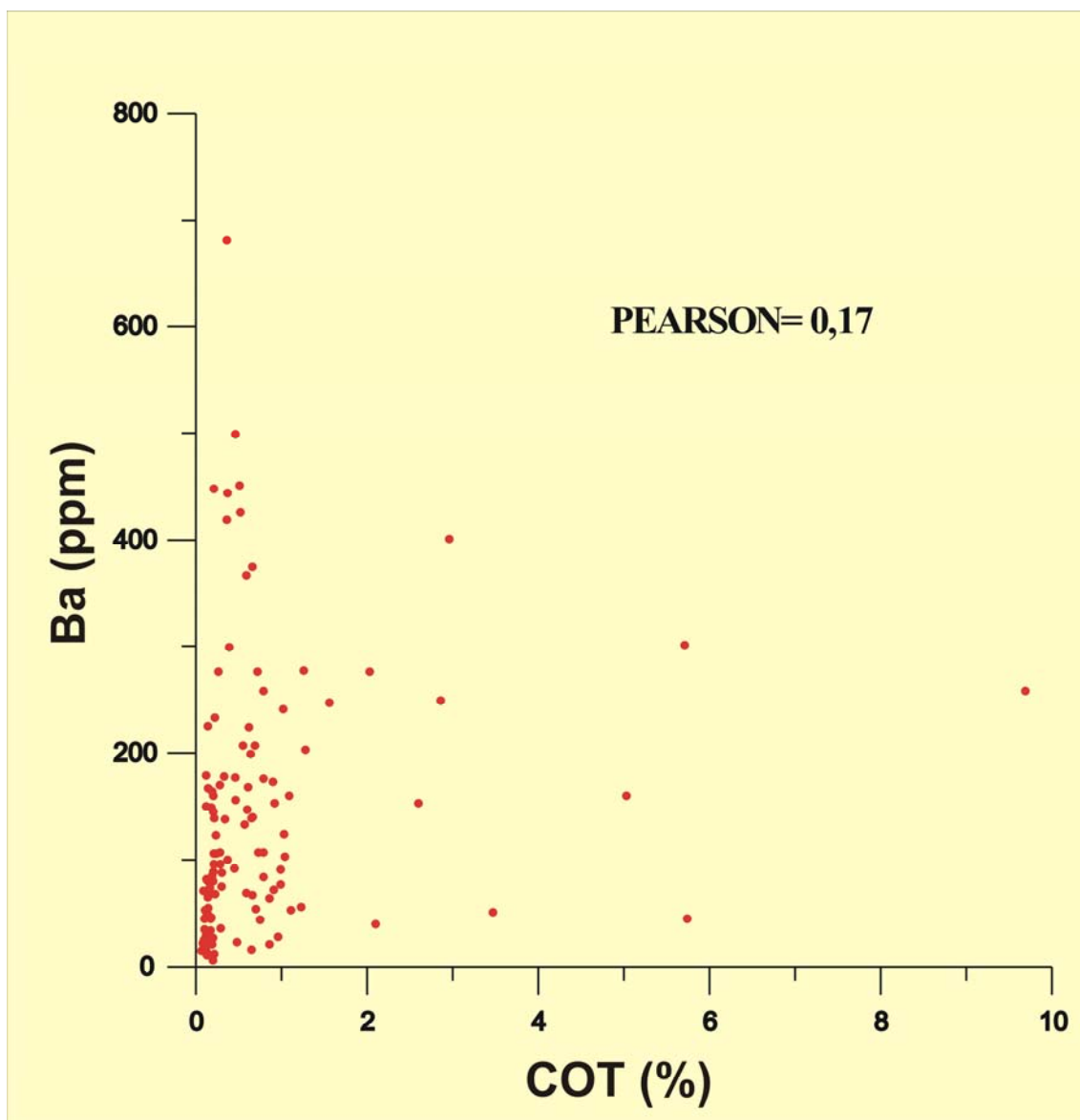


Figura 109 – Correlação entre o COT e Ba em toda a seção analisada.

3. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A correlação dos resultados, obtidos a partir das análises bioestratigráficas de nanofósseis com os dados químicos e com as zonas de amonites na região de Peniche, proporcionou um maior detalhamento estratigráfico da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior da Bacia Lusitânica.

Tendo como referência o zoneamento de nanofósseis de Bown & Cooper (1998) definiu-se seis unidades, entre zonas e subzonas, para a seção estudada:

- Zona *Crepidolithus crassus* (NJ3) – Entre a primeira ocorrência (PO) de *C. crassus* e a PO de *Similiscutum cruciulus*. Não foi possível posicionar o limite inferior desta zona em Peniche. Já o seu topo foi correlacionado com a zona de amonites *jamesoni* (Pliensbaquiano inferior).
- Subzona *Crepidolithus plienschachensis* (NJ4a) - Entre a PO de *S. cruciulus* e a última ocorrência (UO) de *Parhabdolithus robustus*. Em Peniche esta subzona tem a base na zona de amonites *jamesoni* e o topo na zona *margaritatus* (Pliensbaquiano inferior a Pliensbaquiano superior).
- Subzona *Crepidolithus granulatus* (NJ4b) – Entre a UO de *P. robustus* e a PO de *Lotharingius hauffii*. Correlacionável com as zonas de amonites *margaritatus* e *spinatum* (Pliensbaquiano superior).
- Subzona *Biscutum finchii* (NJ5a) – Entre a PO de *L. hauffii* e a PO de *Crepidolithus impontus*. Em Peniche, esta subzona de nanofósseis correlaciona-se com zona de amonites *spinatum* (Pliensbaquiano superior).
- Subzona *Crepidolithus impontus* (NJ5b) – Entre a PO de *C. impontus* e a PO de *Carinolithus superbus*. Na seção analisada, a sua base está na zona de amonites *spinatum* e o seu limite superior na zona *levisoni* (Pliensbaquiano superior a Toarciano inferior).
- Zona *Carinolithus superbus* (NJ6) – Entre a PO de *C. superbus* e a PO de *Discorhabdus ignotus*. Para este estudo, foram apenas analisadas amostras da base desta biozona que, em Peniche, é correlacionável com a zona de amonites *levisoni* (Toarciano inferior).

Além dos bioeventos principais, utilizados para estabelecer os limites das biozonas, outros eventos secundários foram identificados, com potencial para serem empregados para o aumento do detalhamento bioestratigráfico ou para auxiliar na identificação das zonas atuais.

- Primeiras ocorrências (POs) de *Biscutum finchii* e *Biscutum grande* – Posicionadas na parte superior da subzona NJ4a e correlacionável com a zona de amonites *margaritatus*.
- PO de *Lotharingius frodoi* – No limite entre as subzonas NJ4b e NJ5a, ao mesmo nível de surgimento de *L. hauffii*. Correlacionável com a zona de amonites *spinatum*.
- PO de *Lotharingius sigillatus* – Posicionada na subzona de nanofósseis NJ5a e correlacionável com a zona de amonites *spinatum*.
- PO comum de *Calyculus* spp. – Na subzona NJ5b e correlacionável com a zona de amonites *polymorphum*, próximo ao limite inferior.
- PO de *Carinolithus* spp. – Localizada na subzona NJ5b, zona de amonites *levisoni*.

- Últimas ocorrências de *Calcivascularis jansae* e *Biscutum grande* – Posicionadas na subzona NJ5b e correlacionáveis com a zona de amonites *levisoni*.

Com os dados geoquímicos foram realizadas interpretações que englobam desde o potencial para a geração de hidrocarbonetos até a evolução paleoambiental.

- Com os valores do carbono orgânico total (COT), pirólise, biomarcadores e isótopos estáveis de oxigênio e carbono realizaram-se a avaliação do potencial gerador e paleoambiental da seção de Peniche. Os resultados revelaram que a parte superior do Membro Margas e calcários grumosos (MCG) e o Membro Margo-calcários com níveis betuminosos (MCNB) possuem elevado potencial gerador, com altos valores de COT (máximo de 14,95%), S₂ (máximo de 50,5 mg HC /g rocha) e IH (máximo de 555 mg HC/g COT). Também se verificou o gradativo aumento da anoxia no Membro MCNB devido à boa correlação positiva entre os valores do COT e as razões de biomarcadores P/nC17 e Esteranos (C27/C29).
- Estabeleceu-se a curva isotópica dos valores da razão ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, que apresenta contínua diminuição dos valores desde o Pliensbaquiano inferior até o limite Pliensbaquiano – Toarciano, voltando a aumentar no Toarciano inferior. Na base da seção estudada (Pliensbaquiano inferior - zona de amonites *jamesoni*) os valores estão em torno de 0,7074 atingindo valores de 0,70706 próximo à base do Toarciano. O valor da amostra estratigraficamente mais elevada, correspondente à zona de amonites *levisoni* e próxima ao topo do Membro Cabo Carvoeiro 2, foi de 0,70722.
- Construíram-se as curvas isotópicas de oxigênio e carbono, baseadas em resultados obtidos em rocha total e em fósseis de belemnites. A comparação entre os valores de δ¹³C e δ¹⁸O obtidos em rocha e em belemnites mostraram que, apesar dos valores absolutos não serem similares, o comportamento geral das curvas é correlacionável. Com os valores de δ¹⁸O obtidos em belemnites foram calculadas as paleotemperaturas da água do mar entre o Pliensbaquiano e o Eotoarciano, para a seção de Peniche. Por outro lado, a presença do biomarcador gamaceramo nos Membros MCUP, MCG e no topo do MCNB indica que o ambiente também era hipersalino. Com base nestas observações, sugere-se que parte dos aumentos dos valores de δ¹⁸O foram devidos ao aumento da salinidade e não a variações na temperatura.
- Foram obtidos os valores de 25 elementos químicos menores e 10 maiores, ao longo da seção estudada. As variações mais relevantes das curvas mostram correspondência com as unidades litoestratigráficas, devendo corresponder a mudanças de fonte e ambientais. Através dos coeficientes de correlação (Pearson) investigaram-se a influência dos fluxos detrítico, biogênico e carbonático sobre estes elementos. Além disso, verificou-se que os coeficientes de correlação calculados para cada unidade estratigráfica diferem do valor obtido para toda a seção, sugerindo que o fluxo de alguns elementos variou durante o Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche.

4. BIBLIOGRAFIA DO CAPÍTULO II

- Anderson, T. F. & Arthur, M. A. 1983. Stable isotopes of oxygen and carbon and their applications to sedimentological and paleoenvironmental problems. *In*: Arthur, M.A., Anderson, T.F., Kaplan, I.R., Veizer, J., Land, L.S. (Eds.), **Stable Isotopes in Sedimentary Geology**. Soc. Econ. Paleontol. Miner., Short Course 10, 1-151.
- Bailey, T. R.; Rosenthal, Y.; McArthur, J. M.; Van de Schootbrugge, B. & Thirlwall, M. F. 2003. Paleoceanographic changes of the Late Pliensbachian – Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event. **Earth and Planetary Science Letters**, 212, 307-320.
- Baker, P. A.; Gieskes, J. M. & Elderfield, H. 1982. Diagenesis of carbonates in deep-sea sediments – Evidence from Sr/Ca ratios and interstitial dissolved Sr²⁺ data. **Journal of Sedimentary Petrology**, 52, 71-82.
- Barnard, T. & Hay, W. W. 1974. On Jurassic Coccoliths: A tentative zonation of the Jurassic of Southern England and North France. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 67, 563-585.
- Bellanca, A.; Masetti, D.; Neri, R. & Venezia, F. 1999. Geochemical and Sedimentological Evidence of Productivity Cycles Recorded in Toarcian Black Shales from the Belluno Basin, Southern Alps, Northern Italy. **Journal of Sedimentary Research**, 69, 466-476.
- Bemis, B. E.; Spero, H. J.; Bijma, J. & Lea, D. W. 1998. Reevaluation of the oxygen isotopic composition of planktonic foraminifera: experimental results and revised paleotemperature equations. **Paleoceanography**, 13(2), 150-160.
- Bown, P. R. 1987. Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils. Paleont. Ass., **Special paper Paleont.**, London, 38, 118p.
- Bown, P. R. & Cooper, M. K. E. 1998. Jurassic. *In*: Bown, P.R (eds.). **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. British Micropaleontological Society Series. Chapman & Hall, Cambridge, 34-85.
- Brumsack, H. J. 1986. The inorganic geochemistry of Cretaceous black shales (DSDP Leg 41) in comparison to modern upwelling sediments from the Gulf of California. *In*: Summerhayes, C. P. & Shackleton, N. J. (Eds.), **North Atlantic Palaeoceanography**. Geological Society of America Special Publication, 21, 447-462.
- Carmo, A. M. & Pratt, L. M. 1999. Deciphering Late Cretaceous subequatorial ocean-climate interactions in the Sergipe Basin, Brazil. *In*: Barrera, E. & Johnson, C. C. (Eds.), **Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System**. Geological Society of America Special Paper 332, 231-243.
- Connan, J.; Bouroulllec, J.; Dessort, D. & Albrecht, P. 1986. The microbial input in carbonate-anhydrite facies of a sabka paleoenvironment from Guatemala: a molecular approach. **Organic Geochemistry**, 10, 29-50.
- Corbin, J. C.; Person, A.; Iatzoura, A.; Ferré, B. & Renard, M. 2000. Manganese in pelagic carbonates: indication of major tectonic events during the geodynamic evolution of a passive continental margin (The Jurassic European margin of the Thetys-Ligurian Sea). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 156, 123-138.
- Craig, H. 1965. The measurement of oxygen isotope palaeotemperature. *In*: Tongiorgi, E. (Ed.), **Stable Isotopes in Oceanographic Studies and Palaeotemperatures**. Cons. Naz. delle Rich. Lab. di Geol Nucl., Pisa, Italy, 161-182.

- Dymond, J.; Suess, E. & Lyle, M. 1992. Barium in deep-sea sediment: a geochemical proxy for paleoproductivity. **Paleoceanography**, 7, 163-181.
- Epstein, S.; Buchbaum, R.; Lowenstam, H. & Urey, H. C. 1953. Revised carbonate – water isotopic paleotemperature scale. **Bulletin of the Geological Society of America**, 64, 1315-1325.
- Erez, J. & Lutz, B. 1983. Experimental paleotemperature equation for planktonic foraminifera. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 47, 1025-1031.
- Friedman, I. & O’Neil, J.R. 1977. Compilation of stable isotope fractionation factors of geochemical interest. In: Fleischer, M. (Ed.), **Data of Geochemistry**. U.S. Geol. Surv. Prof. Pap., 440, 12 pp.
- Hamilton, G. B. 1977. Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 70, 575-597.
- Hamilton, G. B. 1979. Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 72, 1-17.
- Jenkyns, H. C.; Sarti, M.; Masetti, D. & Howarth, M. K. 1985. Ammonites and stratigraphy of Lower Jurassic black shales and pelagic limestones from the Belluno Trough, Southern Alps, Italy. **Eclogae geologicae helvetiae**, 78, 299-311.
- Jenkyns, H. C.; Jones, C. E.; Gröcke, D. R.; Hesselbo, S. P. & Parkinson, D. N. 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. **J. Geol. Soc.**, 159, 351-378.
- Kaenel, E. & Bergen, J. A. 1993. New Early and Middle Jurassic coccolith taxa and biostratigraphy from the eastern proto-Atlantic (Morocco, Portugal and DSDP site 547 B). **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 86(3), 861-907.
- Kaenel, E.; Bergen, J. A. & von Salis Perch-Nielsen, K. 1996. Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. **Bull. Soc. Géol. France**, 167 (1), 15-28.
- Kim, S.-T. & O’Neil, J. R. 1997. Equilibrium and nonequilibrium oxygen isotope effects in synthetic carbonates. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 61, 3461-3475.
- Lea, D. W. 2004. Elemental and isotopic proxies of past ocean temperatures. In: Elderfield, H. (ed.) **Treatise on geochemistry**, (Volume 6), The oceans and marine geochemistry, Elsevier, 365-390.
- Marshall, J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. **Geol. Mag.**, 129, 143-160.
- Mattioli, E. 1996. New calcareous nannofossils species from the Early Jurassic of Tethys. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 102(3), 397-412.
- Mattioli, E. & Erba, E. 1999. Synthesis of calcareous nannofossil events in the Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 105(3), 343-376.
- McArthur, J. M. & Howarth, R. J. 2004. Strontium isotope stratigraphy. In: Gradstein, F. M.; Ogg, J. G. & Smith, G. (eds.). **A Geological Timescale 2004**, Cambridge University Press, 96-105.
- McArthur, J. M.; Donovan, D. T.; Thirlwall, M. F.; Fouke, B. W. & Matthey, D. 2000. Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite palaeotemperatures. **Earth and Planetary Science Letters**, 179, 269-285.
- Moldowan, J. M.; Seifert, W. K. & Gallegos, E. J. 1985. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. **Bull. Am. Assoc. Pet. Geol.**, 69, 1255-1268.
- Mouterde, R. 1955. Le Lias de Peniche. **Comum. Serv. Geol. Portugal**, 36: 87-115.

- Ogg, J. G. 2004. The Jurassic Period. *In*: Gradstein, F. M. Ogg, J. C. & Smith, A. G. (eds.). **A Geological Timescale 2004**, Cambridge University Press, 307-343.
- Oliveira, L. C. V.; Perilli, N. & Duarte, L. V. 2005. Calcareous nannofossil assemblages around the Pliensbachian / Toarcian Stage Boundary in the reference section of Peniche (Portugal). *In*: THE PENICHE SECTION (PORTUGAL), CANDIDATE TO THE TOARCIAN GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP), 2005. **Field Trip Meeting**, Peniche, Toarcian Working Group, International Subcommittee on Jurassic Stratigraphy, 39-45.
- Palacas, J.G.; Anders, D.E. & King, J.D. 1984. South Florida Basin - A prime example of carbonate source rocks in petroleum. *In*: Palacas, J. C (ed.). Petroleum geochemistry and source rock potential of carbonate rocks. **AAPG, Studies in Geology**, 18, 71-96.
- Patterson, W. P. & Walter, L. M. 1994. Syndepositional diagenesis of modern platform carbonates – Evidence from isotopic and minor element data. **Geology**, 12, 127-130.
- Perilli, N. & Comas-Rengifo, M. J. 2002. Calibration of the Pliensbachian Calcareous Nannofossil events in two ammonite-controlled sections from northern Spain (Basque-Cantabrian Area). **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 108(1), 133-152.
- Perilli, N. & Duarte, L.V. 2003. Dating of the Toarcian succession from the Lusitanian Basin based on calcareous nannofossil. **Ciências da Terra (UNL)**, Lisboa, n° esp. V, CD-ROM, A-122-A125.
- Perilli, N. & Duarte, L. V. 2006. Toarcian nannobiohorizons from Lusitanian Basin (Portugal) and their calibration against ammonite zones. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 112(3), 417-434.
- Perilli, N.; Comas-Rengifo, M. J. & Goy, A. 2004. Calibration of the Pliensbachian-Toarcian calcareous nannofossil zone boundaries based on ammonites (Basque-Cantabrian area, Spain). **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 110, 97-107.
- Podlaha, O. G.; Mutterlose, J. & Veizer, J. 1998. Preservation of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ in belemnite rostra from the Jurassic/early Cretaceous successions. **Am. J. Sci.**, 298, 324-347.
- Price, G. D. & Sellwood, B. W. 1997. 'Warm' palaeotemperatures from high Late Jurassic palaeolatitudes (Falkland Plateau): Ecological, environmental or diagenetic controls? **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, 129, 315-327.
- Prins, B. 1969. Evolution and stratigraphy of coccolothinids from the Lower and Middle Lias. *In*: **Proceedings First International Conference on Planktonic Microfossils, Geneva, 2** (eds. P. Brönnimann and H.H. Renz), E. Brill, Leiden, 547-558.
- Ricken, W. 1986. Diagenetic bedding: a model for marl-limestone alternations. **Lecture Notes in the earth Sciences**, 6, 210p.
- Rocha, R. B.; Marques, B. L.; Kullberg, J. C.; Caetano, P. S.; Lopes, C.; Soares, A. F.; Duarte, L. V.; Marques, J. F. & Gomes, C. R. 1996. The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. **Project MILUPOBAS, Commission for the European Communities. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Lisboa**, 4 V.
- Rodrigues, R. 2005. Chemostratigraphy. *In*: Koutsoukos, E. (eds.). **Applied Stratigraphy**, Springer, 165-178.
- Röhl, H.-J.; Schmid-Röhl, A.; Oschmann, W.; Frimmel, A. & Schwark, L. 2001. The Posidonia Shale (Lower Toarcian) of SW-Germany: and oxygen-depleted ecosystem

- controlled by sea level and palaeoclimate. **Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.**, 165, 27-52.
- Rosales, I.; Quesada, S. & Robles, S. 2001. Primary and diagenetic isotopic signals in fossils and hemipelagic carbonates: the Lower Jurassic of northern Spain. **Sedimentology**, 48, 1149-1169.
- Rosales, I.; Quesada, S. & Robles, S. 2004a. Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque – Cantabrian basin, northern Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 203, 253-275.
- Rosales, I.; Robles, S. & Quesada, S. 2004b. Elemental and oxygen isotope composition of Early Jurassic belemnites: Salinity vs. temperature signals. **Journal of Sedimentary Research**, 74(3), 342-354.
- Rullkötter, J. & Marzi, R. 1988. Natural and artificial maturation of biological markers in a Toarcian shale from northern Germany. **Organic Geochemistry**, 13, 639-645.
- Saelen, G.; Doyle, P. & Talbot, M.R. 1996. Stable-isotope analyses of belemnite rostra from the Whitby Mudstone Fm., England: Surface water conditions during deposition of a marine black shale. **Palaios**, 11, 97-117.
- Schmitz, B. 1987. Baryum equatorial high productivity and the northward wandering of the Indian continent. **Paleoceanography**, 2, 67-78.
- Ten Haven, H. L.; Leeuw, J. W. & Schenk, P. A. 1985. Organic Geochemical Studies of a Messinian Evaporitic Basin, Northern Apennines (Itália). *In: Hydrocarbon Biological Markers for a Hypersaline Environment*. **Geochim. Cosmochim. Acta**, 49, 356-367.
- Van Os, B. J. H.; Lourens, L. J.; Hilgen, F. J. & De Lange, G. J. 1994. The formation of Pliocene sapropels and carbonate cycles in the Mediterranean: Diagenesis, dilution and productivity. **Paleoceanography**, 9, 601-617.
- Veizer, J. 1983. Chemical diagenesis of carbonates: theory and applications of trace element technique. *In: Arthur, M. A.; Anderson, T. F.; Kaplan, I. R. & Veizer, J. (Eds.) Stable Isotopes in Sedimentary Geology*. Society of Economical Paleontologists and Mineralogists Short Course, 10, 1-100.
- Wright, V. P. & Wilson, R. C. L. 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. **Journ. Sediment. Petrol.**, 54, 394-412.

CAPÍTULO III

ARTIGOS

Os artigos que compõem esta tese são:

Artigo 1 – Avaliação do Potencial Gerador de Petróleo e Interpretação Paleoambiental com Base em Biomarcadores e Isótopos Estáveis do Carbono da Seção Pliensbaquiano–Toarciano inferior (Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal).

Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, René Rodrigues, Luis Vitor Duarte e Valesca Brasil Lemos.

Revista: BOLETIM DE GEOCIÊNCIAS DA PETROBRAS, V. 14, N. 2, Nov. 2006.

Artigo 2 – Estratigrafia Química (COT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) e nanofósseis calcários na passagem Pliensbaquiano–Toarciano no perfil de Peniche (Portugal). Resultados preliminares.

Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Luis Vitor Duarte, Nicola Perilli, René Rodrigues e Valesca B. Lemos.

Revista: REVISTA PESQUISAS EM GEOCIÊNCIAS, V. 32, N. 2, 2005.

Artigo 3 – Calcareous nannofossils and palynomorphs from Pliensbachian-Toarcian Boundary in Peniche (Lusitanian Basin, Portugal)

Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Rodolfo Dino, Luis Vitor Duarte e Nicola Perilli.

Revista: REVISTA BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA, aceito para publicação em Janeiro de 2007.

Avaliação do Potencial Gerador de Petróleo e Interpretação Paleoambiental com Base em Biomarcadores e Isótopos Estáveis do Carbono da Seção Pliensbaquiano –Toarciano inferior (Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal)

Resumo

A Bacia Lusitânica localiza-se em Portugal, na borda oeste da Placa Ibérica, abrangendo uma espessura sedimentar máxima de aproximadamente 5 km. Apesar de apresentar promissores sistemas petrolíferos e cerca de uma centena de poços perfurados, o seu potencial gerador ainda não foi totalmente avaliado. A maior parte destes sedimentos foram depositados entre o Neotriássico e o final do Cretáceo, principalmente durante o Jurássico. O Jurássico Inferior está bem representado na Bacia Lusitânica, sendo a seção de Peniche uma das áreas mais destacadas por apresentar cerca de 450 m de margas e calcários depositados entre o Sinemuriano e o Toarciano. O presente estudo aborda a avaliação do potencial gerador da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche, abrangendo as Formações Vale das Fontes, Lemedo e Cabo Carvoeiro (Membros CC 1 e 2), com base em 233 amostras de rocha onde foram realizadas análises de carbono orgânico total (COT), pirólise “Rock-Eval” e biomarcadores. Para as interpretações paleoambientais também foram utilizados dados de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$. O Mb. Margo-calcários com níveis betuminosos (MCNB), da Fm. Vale das Fontes, apresenta os maiores valores de COT, atingindo 14,95%, correspondendo às zonas de amonites *ibex* (parte superior), *davoei* e *margaritatus* e parte das biozonas de nanofósseis NJ4a e NJ4b (Pliensbaquiano). Este membro também possui alto potencial gerador (S2: 10 a 50 mgHC/gRocha), regulares valores de índice de hidrogênio (IH: 200 a 555 mgHC/gCOT) em uma seção termicamente imatura (Tmax com cerca de 430°C). A relação IH x IO revela que o querogênio predominante, na parte da seção onde os valores de COT são mais elevados, é do tipo II. A boa correlação positiva entre valores de COT e as relações de biomarcadores P/nC17 e Esteranos (C27/C29), ao longo do Mb. MCNB, sugere gradativo aumento de anoxia e maior contribuição de algas em relação a vegetais terrestres. Geralmente, as variações de $\delta^{18}\text{O}$ verificadas nas bacias da Península Ibérica têm sido explicadas como sendo relacionadas a mudanças na temperatura. Este trabalho apresenta uma interpretação alternativa, correlacionando as alterações de $\delta^{18}\text{O}$ com dados de biomarcadores para indicar variações de salinidade. Assim, a presença de gamacerano nos Mbs. Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* (MCUP) e Mb. Margas e calcários grumosos (MCG), associada ao aumento de valores de $\delta^{18}\text{O}$ indicariam ambiente com salinidade acima dos níveis normais. Além disso, o aumento da proporção dos moretanos em direção ao superfície de inundação máxima (SIM) (posicionado na excursão positiva de $\delta^{13}\text{C}$ na parte superior do Mb. MCNB - zona de amonites *margaritatus* e biozona de nanofósseis NJ4b), associada à ausência de gamacerano, sugere o declínio gradativo da salinidade. A presença de gamaceranos na extremidade superior do Mb. MCNB, com a diminuição da proporção de moretanos e aumento da razão Ts/Tm, parecem indicar novo ciclo de aumento de salinidade.

Abstract

The Lusitanian Basin (Portugal) is located on the western margin of the Iberian Plate with maximum sedimentary thickness around 5km. In spite of presenting promising petroleum systems and more than a hundred wells, their hydrocarbon generation potential has still not been fully evaluated. These sediments range from upper Triassic to upper Cretaceous, mainly of Jurassic age. The lower Jurassic is particularly well represented in the Lusitanian Basin, specifically in the Peniche region, which exhibits outcrops of carbonate rocks of more than 450m thick and aged between Sinemurian and Toarcian. This study presents the evaluation of the hydrocarbon generation potential of the Pliensbachian – lower Toarcian of the Peniche section, and includes the Vale das Fontes Fm., Lemede Fm. and Cabo Carvoeiro Fm. (CC 1 and CC2 Members), based on 233 rock samples analyzed for total organic carbon (TOC), Rock-Eval pyrolysis and biomarkers. Available data of oxygen and carbon stable isotopes were also used in the paleoenvironmental interpretation. Marls and limestones with the bituminous facies (MLBF) of the Vale das Fontes Fm., present the highest values of TOC, reaching 14.95%, corresponding to the *ibex* (upper part), *davoei* and *margaritatus* ammonites zones and part of the NJ4a and NJ4b nannofossils biozones (Pliensbachian). In thermally immature sections (Tmax about 430°C), this Member also shows high values of S2 (10 to 50 mgHC/g rock) and Hydrogen index (HI: 200 to 555 mgHC/gTOC). The correlation between HI x OI shows that the predominant kerogen in the part of the section where the values of TOC are higher is type II. The good positive correlation between values of TOC and the biomarkers ratio P/nC17 and steranes (C27/C29), throughout the MLBF Member, suggest a gradual increase of anoxia and higher contribution of algae in relation to terrestrial organic matter. Usually, the variations of $\delta^{18}\text{O}$ observed in the Iberian Peninsula basins have been explained as being related to changes in the temperature. This work presents an alternative interpretation, by correlating the alterations of $\delta^{18}\text{O}$ with biomarkers data to indicate salinity variations. Thus, the gammacerane presence in the Marls and limestones with *Uptonia* and *Pentacrinus* (MLUP) and Lumpy marls and limestones (LML), associated to the increase of values of $\delta^{18}\text{O}$, would indicate an environment with salinity above the normal levels. In addition to this, the increase of the relationship of the moretananes towards the interval of maximum flooding (MF) (located in the positive excursion of $\delta^{13}\text{C}$ in the upper part of MLBF Member- *margaritatus* ammonites zone and NJ4b nannofossil biozone), associated with the absence of gammacerane, suggests the gradual reduction of the salinity. The presence of gamaceranes at uppermost part of the MLBF Member, with the reduction of the moretananes relationship and the increase of the Ts/Tm values, appears to indicate a new cycle of increasing salinity (expanded abstract available at the end of the paper).

1. Introdução

A Bacia Lusitânica, em Portugal (figura 1), localizada na borda oeste da Placa Ibérica, pertence a um conjunto de bacias oceânicas marginais atlânticas que teve sua formação iniciada durante a fase rifte que ocorreu no final do Triássico (Wilson, 1975; Mauffret *et al.*, 1988; Boilot *et al.*, 1979; Ribeiro *et al.* 1979; Vanney & Mougénot, 1981; Soares *et al.*, 1993). A sua orientação é NE-SW com cerca de 300 km de comprimento e 150 km de largura, incluindo-se a parte submersa, com espessura sedimentar máxima de 5 km. Esses sedimentos foram depositados entre o Neotriássico e o Neocretáceo, com cobertura do Terciário, sendo o maior volume sedimentar de idade jurássica (Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988; Azerêdo *et al.*, 2003).

Apesar de apresentar promissores sistemas petrolíferos, o potencial da bacia não foi explorado em sua totalidade. Apenas 102 poços foram perfurados, sendo 57 de campanhas antigas, anteriores a 1963, outros 46 tiveram objetivos rasos não ultrapassando 600 metros de profundidade, enquanto que 47 não alcançaram o Jurássico Médio (Uphoff, 2005).

A referência mais antiga a hidrocarbonetos em Portugal data de 1844, com a extração de asfalto na mina do Canto d’Azeche, no setor ocidental da Bacia Lusitânica. De 1938 a 1968, no âmbito de um alvará para a pesquisa de hidrocarbonetos, foram obtidos 3200 km de linhas sísmicas, na maioria mono-canal (DPEP, 2006). Dias (2005) registra que os primeiros contratos de concessão para exploração na Plataforma Continental da Bacia Lusitânica foram constituídos em 1973, sendo que nesta etapa de permissões que perdurou até 1979, realizaram-se 14 perfurações “offshore” com profundidade variando entre 2500 e 4000 metros. Neste mesmo período, produziram-se mais de 20.000 km de linhas sísmicas marinhas. Este mesmo autor menciona que, do início da década de oitenta até 2005, foram perfurados 11 poços no mar, além de efetuadas mais de 4.000 km de linhas sísmicas na plataforma continental rasa e 2.000 km em terra.

Tradicionalmente, os intervalos estratigráficos apontados como prováveis portadores de rochas geradoras na Bacia Lusitânica abrangem o Sinemuriano – Pliensbaquiano (Jurássico Inferior), Oxfordiano (Jurássico Superior) e o Cretáceo Superior. O potencial gerador das rochas do Kimeridgiano inferior também é apontado por alguns autores (Silva, 2003). Uphoff (2005) indica uma nova possibilidade de prospecto exploratório (pré-Jurássico), com rochas geradoras do Siluriano (8% de COT, Fm. Sazes e Vale da Ursa), reservatórios do Triássico e capeadoras do Jurássico.

Análises geoquímicas de amostras da região Sul da Bacia Lusitânica (Torres Vedras - Montalegre), em rochas da Fm. Cabaços (Oxfordiano), revelaram espessuras de rocha geradora entre 20 e 110 m com valores de COT de até 3% e com níveis de maturação variando entre imaturos a senis (DPEP, 2006).

Dias (2005) avaliou o COT de 13 poços perfurados em terra, cujas profundidades finais variaram entre 576 e 2947m, em cerca de 60 amostras representativas do Oxfordiano – Kimeridgiano, Sinemuriano ao Caloviano e Cenomaniano – Turoniano. O valor de COT mais elevado encontrado por este autor foi 4,12%, em amostras da Fm. Cabaços. Também verificou que as Fms. Cabaços e Montejunto (ambas do Oxfordiano) apresentam valores com média superior a 0,5%, considerando-as, desta forma, como as de maior potencial para a geração de petróleo.

No que concerne ao Jurássico Inferior, Duarte *et al.* (2005) apontam que no setor ocidental da bacia ocorrem elevados valores de COT em sedimentos depositados durante o Eosinemuriano, na Fm. Água de Madeiros (zona de amonites *ruricostatum*), e no

Pliensbaquiano, Fm. Vale das Fontes (zonas de amonites *jamesoni* a *margaritatus*), atingindo valores máximos de, respectivamente, cerca de 10% e 15%. Também foi verificado por Duarte *et al.* (2005) que sedimentos da Fm. Cabo Carvoeiro e do equivalente lateral Fm. São Gião (Toarciano inferior, zona de amonites *levisoni*) possuem um enriquecimento local de COT que chega a 3%. Silva *et al.* (2006) estudaram, especificamente, a distribuição de COT na Fm. Vale das Fontes no setor norte da bacia e verificaram que o seu membro superior (Margo-calcários com níveis betuminosos – MCNB) possui os níveis mais ricos de matéria orgânica do Jurássico Inferior da bacia, alcançando, localmente, 22,8%.

O presente estudo foi realizado nas Fm. Vale das Fontes, Lemedo e Cabo Carvoeiro (Mbs. Cabo Carvoeiro 1 e 2) da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche. Foram levantados, detalhadamente, os teores do carbono orgânico total (COT) e realizadas análises de pirólise “Rock-Eval” e biomarcadores. Para as interpretações paleoambientais também foram utilizados os dados de isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$) obtidos por Oliveira *et al.* (2005) e Oliveira (no prelo) em rocha total. O zoneamento de amonites utilizado para as correlações foi baseado nos trabalhos de Mouterde (1955), Phelps (1985), Elmi *et al.* (1989) e de Rocha *et al.* (1996). O arcabouço de nanofósseis foi realizado por Oliveira *et al.* (2006).

2. Estratigrafia de Peniche

O Jurássico Inferior está particularmente bem representado na Bacia Lusitânica, através de vários afloramentos de grande relevância geológica (Duarte, 1997, 2004; Duarte & Soares, 2002; Azerêdo, *et al.*, 2003; Duarte *et al.*, 2004). Entre eles, a região de Peniche constitui uma das seções mais importantes (Duarte 2004, 2005), devido à boa exposição das séries margo-calcárias e à continuidade da sucessão sedimentar, com mais de 450 metros de espessura, distribuída entre o Sinemuriano e o Toarciano (Mouterde, 1955; Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1995, 2003, 2004, 2005; Duarte *et al.*, 2004). Prova da sua grande importância é a indicação pela “International Subcommission on Jurassic Stratigraphy” da seção que abrange o limite Pliensbaquiano – Toarciano do perfil de Peniche (localidade da Ponta do Trovão), como candidato ao GSSP (Global Stratotype Section and Point) do Toarciano (Elmi, *et al.*, 1996; Elmi, 2002; Elmi *et al.*, 2005).

A figura 2 apresenta as unidades litoestratigráficas definidas para a região por Duarte & Soares (2002) e na figura 3 pode ser observada coluna estratigráfica esquemática da seção de Peniche. A Fm. Coimbra é de idade sinemuriana, sendo composta, principalmente, por calcários bioclásticos. A Fm. Água de Madeiros, de idade neosinemuriana – eopliensbaquiana(?) (figura 4), é subdividida em dois membros: Mb. Polvoeira, composto por alternância de margas e calcários margosos associados a vários espécimes de echioceratídeos e o Mb. Praia de Pedra Lisa constituído predominantemente por calcários intercalados com margas milimétricas a centimétricas. A Fm. Vale das Fontes (Pliensbaquiano) (figura 5) é composta por três membros. O Mb. inferior, Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* (MCUP) (figura 6), é formado por sucessões rítmicas de margas e calcários argilosos, com a presença de deformações sinsedimentares. O Mb. intermediário, Margas e calcários grumosos (MCG), é composto por margas, margas calcárias e calcários grumosos (*lumpy limestones*). Os denominados grumos são concreções nodulares subangulosas, centimétricas, com intraclastos de cor castanho escura e recristalizações microesféricas, espículas de espongiários silicosos e moluscos. O membro superior da Fm. Vale das Fontes, margo-

calcários com níveis betuminosos (MCNB) (figura 7 e 8), é formado por margas laminadas cinzentas, por vezes limoníticas, alternadas com calcários argilosos. Para Duarte & Soares (2002), esta unidade corresponde a uma fase de aprofundamento da bacia, com o desenvolvimento de condições anóxicas. A Fm. Lemedé depositou-se durante o Neopliensbaquiano e o Eotoarciano (figura 9 e 10). É composta por calcários margosos e micríticos decimétricos, alternados com margas calcárias cinzentas centimétricas. É rica em fósseis, com a presença de amonites, belemnites, braquiópodes e bivalvos. A Fm. Cabo Carvoeiro ocorre exclusivamente em Peniche sendo subdividida em cinco membros. O Mb. Cabo Carvoeiro 1 (CC1) (figura 11) é formado por margas cinzentas, decimétricas, localmente micáceas e laminadas, alternadas com calcários margosos centimétricos (biomicritos argilosos / *wackestones*), que foram depositados durante o Eotoarciano (zona *polymorphum*). O Mb. Cabo Carvoeiro 2 (CC2) é composto por margas cinzentas, localmente betuminosas, siltosas e arenosas; calcários margosos, micríticos e arenosos; arenitos e conglomerados subarcoseanos com cimento calcário (Duarte & Soares, 2002) (figura 12). Apresenta localmente fragmentos de matéria orgânica de origem continental (figura 13). Esta unidade correlaciona-se com a base da zona de amonites *levisoni*. No Mb. Cabo Carvoeiro 3 (CC3) (figura 14), a base é formada por calcários margosos, finamente quartzosos e micáceos que se alternam com margas cinzentas decimétricas. Para o topo regista-se o domínio de calcários, tendência que se evidencia nos Mbs. Cabo Carvoeiro 4 (CC4) e Mb. Cabo Carvoeiro 5 (CC5) através de calcários oolíticos, bioclásticos e siliciclásticos.

3. Métodos

As análises foram realizadas em 233 amostras coletadas ao longo de cerca de 143m da seção Pliensbachiano – Toarciano inferior de Peniche. Em todas as amostras foram mensuradas o Carbono Orgânico Total (COT), procedendo-se, nas 84 amostras que apresentaram COT acima de 0,6%, análises de pirólise “Rock-Eval” (tabela 1). Dez dessas amostras tiveram os biomarcadores avaliados (tabela 2).

(COT) e Resíduo Insolúvel (RI) - As amostras foram pulverizadas, em geral de ágata, em partículas menores do que 0,18 mm de diâmetro – controlado pela peneira de 80 mesh. Para eliminação dos carbonatos, aproximadamente 0,250g de amostra foi submetida a ácido clorídrico a quente por cerca de uma hora. O RI assim obtido é expresso em porcentagem (%), em relação à quantidade original da amostra. O COT foi determinado no equipamento LECO-SC444, do Laboratório de Geoquímica do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (CENPES), e expresso em porcentagem de peso em relação à amostra original. A calibração do equipamento foi realizada com amostras padrões após conjuntos de 10 análises.

Pirólise "Rock-Eval" – Nestas análises foram adotados, basicamente, os procedimentos analíticos de Espitalié *et al.* (1977). Para cada amostra, cerca de 100 mg de sedimento pulverizado, em geral de ágata, em partículas menores do que 0,18 mm de diâmetro – controlado pela peneira de 80 mesh –, foram aquecidos no pirólizador "Rock-Eval" do Laboratório de Geoquímica do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (CENPES). O aquecimento foi realizado em atmosfera inerte, entre 200 e 550°C, utilizando o gás hélio como carreador. Os hidrocarbonetos e o CO₂ liberados foram medidos, respectivamente, por detectores de ionização de chama e de condutividade térmica. Os resultados foram expressos em mg de hidrocarbonetos (HC)/grama de rocha ou miligrama de CO₂ / grama de rocha. Os

resultados obtidos oferecem os seguintes parâmetros: Hidrocarbonetos liberados até 350°C correspondem ao pico S1, representando os hidrocarbonetos livres na rocha; O pico S2 representa os hidrocarbonetos produzidos pelo craqueamento térmico do querogênio entre 350 e 550°C, ou seja os hidrocarbonetos ainda não gerados. O dióxido de carbono liberado entre 250 e 390°C representa a quantidade de oxigênio presente no querogênio (pico S3). O valor de Tmax corresponde à temperatura em que ocorre a altura máxima do pico S2. O índice de hidrogênio ($IH = S2/COT \times 100$) é expresso em miligramas de hidrocarbonetos (HC)/gramas de carbono orgânico total (COT). O índice de oxigênio ($IO = S3/COT \times 100$) é expresso em miligramas de CO_2 /gramas de carbono orgânico total (COT). Durante o período das análises, o equipamento foi calibrado diariamente com padrões e a cada 10 amostras analisadas procedeu-se à repetição de uma amostra.

Biomarcadores – O betume das amostras foi obtido por extração em “soxhlet”, utilizando-se o diclorometano como solvente. O material obtido foi fracionado em alcanos, hidrocarbonetos aromáticos e resinas mais asfaltenos, empregando-se uma coluna de vidro com uma fase sólida composta de sílica gel (1/3) e alumina (2/3). Os solventes empregados foram, respectivamente, hexano, uma mistura (1:1) de hexano-diclorometano e clorofórmio. Os alcanos foram analisados em cromatógrafo gasoso da marca Agilent, modelo 6890, acoplado a um detector de massas modelo 5973 Network, tendo sido monitorados os íons m/z 191, para os terpanos, e m/z 217, para os esteranos. As razões de abundância relativa foram calculadas, semiquantitativamente, a partir das alturas dos picos nos fragmentogramas e os dados das relações entre os biomarcadores apresentados na tabela 2. Todas as análises de biomarcadores foram efetuadas no Laboratório de Geoquímica da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ).

4. Geoquímica orgânica

4.1. Carbono orgânico

A quantidade de petróleo que pode ser gerada em uma bacia sedimentar é dependente do teor da matéria orgânica preservada. Valores maiores que 1% de COT, em folhelhos, são considerados como razoáveis alvos para a exploração e mais de 4% de COT teriam alto potencial. Em carbonatos, os teores necessários geralmente são menores, valores acima de 1% de COT já podem ser avaliados como de excelente potencial (Espitalié *et al.*, 1977, 1985). Nas bacias sedimentares brasileiras, as ocorrências de óleo ou gás geralmente estão associadas a intervalos geradores com teores de COT superiores a 1,5%, sendo que, nas áreas mais prolíferas, o valor médio é sempre mais elevado que 2% (e.g., Estrella *et al.*, 1984; Gaglianone e Trindade 1987; Rodrigues, 1995). Na Bacia do Amazonas, a Fm. Barreirinhas apresenta folhelhos radioativos do Devoniano Superior com COT entre 1,56 e 7,78% (Rodrigues, 1973). Já na Bacia de Campos os geradores da Fm. Lagoa Feia têm COT entre 2 e 6% (Guardado, *et al.*, 2000). Na Bacia do Congo as Fms. Bucomazi (Barremiano – Aptiano) e Iabe (Turoniano – Santoniano) possuem rochas com COT entre 2 e 10% (Cole, *et al.*, 2000). Na Bacia de Paris, as rochas geradoras do Toarciano inferior possuem valores de até 6% (Espitalié *et al.*, 1987). No Kuwait as Fms. Sulay (Titoniano), Ratawi (Valengiano-Hauteriviano), Zubair (Barremiano) e Burgan (Albiano) apresentam, respectivamente, valores de COT de 2,68; 3,23; 3,03 e 3,4% (Abdullah & Kinghorn, 1996). Na Península Arábica a Fm. Hanifa (Kimeridiano) tem COT entre 1 e 6% (Droste, 1990), enquanto que na Fm. Diyab (Jurássico Superior), os valores oscilam entre 1,8 e 5,5% (Whittle & Alsharhan, 1996). Nos

Estados Unidos, rochas do Devoniano Superior – Mississipiano possuem elevados valores, chegando a atingir 15,6% nos “New Albany Shales” da Bacia de Illinois (Barrows & Cluff, 1984; Chou & Dickerson, 1985) e 15% nos “Bakken Shales” da Bacia de Williston (Price *et al.*, 1986).

Entretanto, apenas altos valores de COT não significam, necessariamente, que a rocha em questão possa ser geradora de hidrocarbonetos. Isto também vai depender de outros fatores, como tipo e a evolução térmica da matéria orgânica.

Na seção de Peniche, os valores de COT são bastante variáveis: a grande maioria está abaixo de 1%, mas chega a atingir 14,95% em sedimentos do Mb. MCNB da Fm. Vale das Fontes (figura 15). Esta unidade apresenta as mais altas anomalias da seção distribuídas por cerca de 25 metros, com valores quase sempre acima de 2% (tabela 1). Três intervalos de maior enriquecimento se destacam no Mb. MCNB: O intervalo inferior, correspondente, aproximadamente, ao topo da zona de amonites *ibex*/base de *davoei*, e parte da biozona de nanofósseis NJ4a, têm cerca de 4 metros e máximos de 12,22% de COT. A porção mediana, com aproximadamente 2 metros, correlaciona-se com a porção basal da zona *margaritatus*, ainda na zona NJ4a, atingindo o máximo de COT registrado em Peniche, 14,95%. O intervalo superior tem cerca de 9 metros, abrangendo vários níveis betuminosos com máximo de 13,08% de COT, correlaciona-se com o topo da zona *margaritatus* e com a base da zona NJ4b de nanofósseis.

Também foram registrados alguns valores elevados isolados nas outras unidades: no Mb. MCG constatou-se o valor de 3,64% na amostra 40,76 metros (zona de amonites *ibex* e biozona de nanofósseis NJ4a); na Fm. Lemedé, a única amostra destacável foi a de 92,08 metros (zona de amonites *spinatum* e biozona de nanofósseis NJ5a) com 2,8% de COT e no Mb. CC2 da Fm. Cabo Carvoeiro (Toarciano inferior), a amostra de 124,88 metros registrou 2,6% de COT (zona de amonites *levisoni* e biozona de nanofósseis NJ5b).

4.2. Pirólise

A análise de pirólise “Rock-Eval” revelou que, em muitas amostras do MCNB, os valores de S2 superaram os 10 mg de HC /g de rocha, acompanhados por teores de IH acima de 200 mg de HC/g de COT e Tmax abaixo de 440 °C (figura 15). Este padrão sugere que os cerca de 25 metros de sedimentos do Mb. MCNB com COT elevado, possui alto potencial gerador (com indicação para óleo, gás e condensado) e que, em termos de evolução térmica, a matéria orgânica presente é imatura. Nas demais unidades os valores de S2 raramente ultrapassaram os 2 mg HC /g rocha. No Mb. CC2 da Fm. Cabo Carvoeiro, apenas a amostra 124,88m (COT de 2,6%) apresentou alto potencial gerador (S2 de 8,52 mg HC /g rocha), com IH de 327,7 mg HC/g COT e Tmax de 427 °C.

A figura 16 apresenta o diagrama tipo Van Krevelen (IH *versus* IO) para a seção de Peniche, discriminados por unidades estratigráficas. Na Fm. Vale das Fontes, o Mb. MCUP tem querogênio do tipo III, característico, principalmente, de matéria orgânica terrestre ou marinha oxidada. O Mb. MCG também apresenta, predominantemente, querogênio do tipo III. O Mb. MCNB é, na sua maior parte, do tipo II, em diferentes estágios de preservação, provavelmente relacionada à matéria orgânica de origem marinha. A Fm. Lemedé e o Mb. CC1 da Fm. Cabo Carvoeiro apresentaram as menores médias de IH (58,58 e 68,16 mg HC/g COT, respectivamente), significando possivelmente, matéria orgânica oxidada. O querogênio presente no Mb. CC2 também é do tipo III, com exceção da amostra 124,88m que é do tipo II, parcialmente degradada.

4.3. Biomarcadores

Os indicadores geoquímicos moleculares, que também são conhecidos como “fósseis químicos” (Eglinton & Calvin, 1967) “marcadores biológicos” (Speers & Whitehead, 1969) e biomarcadores (Seifert & Moldowan, 1981) são amplamente utilizados para inferir o grau de maturação térmica, no entendimento dos processos da migração do óleo e para a correlação óleo-óleo e óleo-rocha geradora. Além disso, podem ser utilizados como elementos de diagnose e interpretação geológica de ambientes sedimentares pretéritos.

Biomarcadores são compostos orgânicos presentes na geosfera, cujas estruturas podem ser indubitavelmente relacionadas aos constituintes de algum tipo de organismo. Na geoquímica do petróleo os mais estudados são n-alcenos, hidrocarbonetos isoprenóides, triterpanos, esteranos e seus respectivos compostos insaturados e aromáticos.

Para este estudo foram analisados biomarcadores em 10 amostras, que estão listados na tabela 2 e exemplificados nos fragmentogramas da figura 17.

No Mb. MCUP, a análise de biomarcadores foi realizada apenas na amostra a 17,74m (figura 17C), cujo teor de carbono orgânico é de 1,04%. Neste membro, os teores são normalmente inferiores a 1,0%, indicando um ambiente de sedimentação inadequado à preservação da matéria orgânica, o que também é confirmado pelos valores do índice de hidrogênio inferiores a 100 mgHC/gRocha (figura 18).

No Mb. MCG, a análise para biomarcadores foi realizada apenas na amostra 40,76m (figura 17B), que apresenta os teores de carbono orgânico mais elevado desta unidade (3,64%). Para esta unidade, os teores de carbono orgânico normalmente baixos, inferiores ou ao redor de 1,0%, e o fato da amostra com teor mais elevado apresentar um baixo valor do índice de hidrogênio (124 mgHC/gRocha), constituem elementos indicativos da predominância de matéria orgânica pobre em hidrogênio e, provavelmente, de um ambiente de sedimentação inadequado à preservação da matéria orgânica.

No Mb. MCNB, a análise de biomarcadores foi realizada nas amostras 49,4; 54,12; 54,84; 65,60; 65,78; 70,22 e 72,12m (figura 17A) que apresentam carbono orgânico total elevado: 5,74; 2,44; 2,1; 9,69; 7,98; 5,71 e 2,66%, respectivamente (tabela 2). Por corresponder à parte da seção com os valores médios mais elevados de carbono orgânico, realizaram-se mais análises para biomarcadores. Semelhante ao indicado por Duarte *et al.* (2004) para toda a bacia, nesta unidade registra-se o máximo transgressivo do Pliensbaquiano em Peniche, caracterizado por uma série de parassequências delimitadas por folhelhos e margas que apresentam valores mais elevados de COT. A boa correlação dos dados de COT com o IH (valores de até 500mgHC/gCOT) sugere um ambiente de sedimentação onde ocorreram eventos que possibilitaram a preservação da matéria orgânica, considerando-se o fato de serem amostras termicamente pouco evoluídas, depositadas em ambiente marinho (figuras 18 e 19). Geralmente em bacias sedimentares marinhas, os intervalos com melhor preservação da matéria orgânica, possuem valores máximos de IH de cerca de 600 mgHC/gCOT.

A boa correlação entre os dados de COT e as razões P/nC17 e Esteranos (C27/C29), no Mb. MCNB, pode ser sugestiva, respectivamente, de maior anoxia e de aumento da contribuição de algas em relação ao aporte de matéria orgânica terrestres na composição do querogênio (e.g. Rodrigues, 1995; figuras 20 e 21). Isto evidencia que a sedimentação rica em matéria orgânica ocorrida durante o Pliensbaquiano de Peniche tem semelhanças com as das bacias setentrionais da Espanha. De fato, Borrego *et al.* (1996) ao estudarem a sequência rítmica de margas e calcários do Pliensbaquiano das Astúrias também encontraram relação entre altos valores de COT e alta razão P/nC17, na seção margosa correspondente à parte final da zona de amonites *jamesoni*, ao limite entre as zonas *ibex* e *davoei* e, principalmente, a parte

inicial da zona *margaritatus*. Para estes autores, estes intervalos ricos em matéria orgânica teriam sido depositados em ambiente com baixo nível de oxigênio dissolvido na coluna d'água e no substrato deposicional, onde a matéria orgânica foi preservada. Estas mesmas evidências foram detectadas por Quesada & Robles (1995) na Bacia Basco-Cantábrica.

No Mb. CC2 da Fm. Cabo Carvoeiro, foi analisada apenas a amostra 124,88m que possui 2,6% de COT (tabela 2). Por tratar-se de amostra isolada não é possível relacioná-la adequadamente com as demais e tecer interpretações mais detalhadas. Entretanto, os valores de biomarcadores obtidos são similares aos verificados no intervalo de inundação máxima do Mb. MCNB, podendo sugerir condições ambientais similares (figuras 18, 20 e 22).

5. Paleotemperatura x salinidade

As variações na composição isotópica do oxigênio dos carbonatos dependem tanto das mudanças de temperatura quanto das modificações na salinidade. A correlação com indicadores de salinidade, como alguns biomarcadores, pode auxiliar nas interpretações.

Rosales, *et al.* (2004) interpretaram os dados de isótopos de oxigênio, obtidos em belemnites da Bacia Basco – Cantábrica, apenas em termos de paleotemperatura. Estes autores indicaram que o Eopliensbaquiano era caracterizado por águas oceânicas aquecidas, enquanto que no Neopliensbaquiano as temperaturas eram mais frias. A mudança teria ocorrido ao equivalente à parte inferior da zona de amonites *margaritatus*. Rosales, *et al.* (2004), indicando que neste tempo haveria uma conexão entre o mar de Tétis e o mar epicontinental Boreal do norte da Europa. Por esta abertura, águas mais densas do Tétis teriam sido introduzidas nas bacias da Península Ibérica.

Oliveira *et al.* (2006) analisaram os isótopos de oxigênio em belemnites da seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche e também interpretaram as suas variações com base em mudanças de temperatura. No Eopliensbaquiano, a temperatura da água do mar teria diminuído gradualmente (biozona de nanofósseis NJ3 e a parte inferior da NJ4a; zona de amonites *jamesoni*), seguido por um período de aquecimento (NJ4a e NJ4b; parte superior da zona *jamesoni* a porção inferior da zona *spinatum*) que coincidiria com um aumento nos valores de COT, interpretado por Oliveira *et al.* (2006) como um período de elevação relativa do nível do mar e de alta produtividade orgânica. No Pliensbaquiano superior e no Toarciano inferior (NJ5a e a parte inferior da NJ5b; zonas *spinatum* a *polymorphum*), as variações nos valores isotópicos sugerem discreta tendência a menores temperaturas na parte superior da zona *spinatum* e leve subida de temperatura na parte inferior da zona *polymorphum*.

Outra interpretação alternativa, aventada neste trabalho, seria relacionar os aumentos dos valores isotópicos do oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), e os dados de biomarcadores (principalmente aqueles relacionados à presença de gamacerano), com os aumentos de salinidade, cuja interpretação está sumarizada na figura 23.

No Mb. MCUP os valores de $\delta^{18}\text{O}$ tendem a aumentar para o topo deste membro, o indicando duas possibilidades: diminuição da temperatura da água ou aumento da salinidade (figura 18). Entretanto, a presença de gamacerano na parte média da seção (G na figura 17C), embora em pequena proporção, sugere ambiente com salinidade acima da normal (Moldowan *et al.*, 1985), sinalizando que os aumentos dos valores de $\delta^{18}\text{O}$ em direção ao topo da unidade estariam mais relacionados a um ciclo de aumento de salinidade do que de diminuição da temperatura.

No Mb. MCG, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ também tendem a aumentar para o topo. A presença de gamacerano (G, figura 17B), também sugere que o aumento dos valores isotópicos seria devido ao aumento de salinidade e não a diminuição de temperatura da água. Assim, os Mbs.

MCUP e MCG seriam representados por parassequências de aumento de salinidade, dentro de um trato de sistema transgressivo.

É possível que ocorra uma diminuição de salinidade em direção a superfície de inundação máxima (SIM), conforme poderia estar sugerindo a maior proporção de moretanos: diminuição da razão HOP C29 ($\beta\alpha/\alpha\beta$) e HOP C30 ($\beta\alpha/\alpha\beta$), (figura 20). Os valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ sugerem que nesta parte da seção, aparentemente, a salinidade seria menor, o que seria coerente com uma sedimentação mais argilosa, que representasse diversos eventos de inundação e que seriam intercalados com intervalos mais carbonáticos. A partir da SIM, com a diminuição dos teores de carbono orgânico em direção à seção constituída essencialmente de carbonatos (Fm. Lemedé), ocorre uma inversão na proporção dos moretanos, podendo significar um evento de aumento de salinidade, ao contrário do observado por Rullkötter e Marzi (1988) na região norte da Alemanha. Esta interpretação é suportada pela presença de gamacerano no topo do Mb. MCNB e pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$ sensivelmente mais positivos na Fm. Lemedé (figuras 17 e 18). Já as razões terpanos tetracíclicos/pentacíclicos e o trisnorhopano/trisnorhopano (C27 Ts/Tm) possuem distribuição inversa em relação aos moretanos, ou seja, aumentam em direção a Fm. Lemedé (figura 22). Este fato também poderia estar relacionado a um aumento de salinidade ou a diminuição de anoxia em seções carbonáticas (e.g., Palacas *et al.*, 1984; Connan *et al.*, 1986; Rullkötter e Marzi, 1988).

6. Conclusões

Na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche, o intervalo de maior potencial gerador petróleo inclui a parte superior do Mb. MCG e o Mb. MCNB, ambos da Fm. Vale das Fontes, correspondendo às zonas de amonites *ibex* (parte superior), *davoei* e *margaritatus* e parte das biozonas de nanofósseis NJ4a e NJ4b. Neste intervalo, de cerca de 35 metros, intercalam-se calcários e níveis de margas e folhelhos escuros centimétricos a decimétricos. Alguns destes níveis enriquecidos em matéria orgânica e termicamente imaturos (figura 15), apresentam altos valores de COT (máximo de 14,95 %), S2 e IH. A relação IH x IO revela que onde os valores de COT são mais elevados, o querogênio predominante é do tipo II. Já a boa correlação positiva entre valores de COT e as relações de biomarcadores P/nC17 e Esteranos (C27/C29), ao longo do Mb. MCNB, sugere gradativo aumento de anoxia e maior contribuição de algas em relação ao aporte de matéria orgânica terrestre (figuras 20 e 21).

A presença de gamacerano nos Mbs. MCUP e MCG, associada ao aumento de valores de $\delta^{18}\text{O}$, sugere um ambiente com salinidade acima dos níveis normais. Desta forma, estas unidades, inclusas em um trato de sistema transgressivo com tendência geral de diminuição da salinidade, representariam parassequências onde ocorreu aumento de salinidade. Os folhelhos representariam a base das parassequências e os momentos de menor salinidade, enquanto que os carbonatos indicam períodos de maior salinidade.

No Mb. MCNB destacam-se um conjunto de parasequências relacionadas com elevados valores de COT. O máximo transgressivo / superfície de inundação máxima (SIM) poderia ser posicionado no último destes ciclos, que apresenta uma excursão positiva dos valores de $\delta^{13}\text{C}$ (figura 18). O aumento da proporção dos moretanos, em direção a SIM associada à ausência de gamacerano, sugere o declínio da salinidade. Entretanto, a partir da SIM se registra a diminuição da proporção de moretanos, aumento da razão Ts/Tm, e a

presença de gamacereno no topo do Mb. MCNB, indicando novo ciclo de aumento de salinidade.

As inundações, durante o trato de sistema transgressivo, representariam entrada de água, normalmente de menor salinidade, facilitando a estratificação e a formação de fundos disaeróbicos/anóxicos, mais adequados à preservação da matéria orgânica autóctona.

Na Fm. Lemede, apesar de não terem sido realizadas análises de biomarcadores, os valores mais elevados de $\delta^{18}\text{O}$ indicam a continuação do ciclo de aumento de salinidade iniciado na SIM, que perduraria pelo restante do trato de sistema de mar alto.

Agradecimentos

Somos gratos ao grupo da Petrobras/Cenpes/Pdexp/Geo pelas análises de COT, RI e pirólise, principalmente a Luiz Antonio F. Trindade, Jorge T. Silva, Eduardo S. A. Conde, A. Dionísio dos Santos Neto, Maurílio L. Martins, Ligia J. L. Aquino e M. Fatima B. de Almeida. Também agradecemos a Edison J. Milani e Oscar Strohschoen Júnior pelo apoio, a Heriberto Valladares dos Santos e Adelino T. Dias, pelo grande auxílio na parte gráfica e a Laury Medeiros de Araújo e Jose Roberto Cerqueira pela apurada revisão do texto. Também expressamos a nossa gratidão à equipe dos Laboratórios de Geoquímica da Faculdade de Geologia da UERJ, especialmente a Carmem Lúcia Pereira Alferes e João Luís Freixo, pelas análises de biomarcadores.

7. Bibliografia

- Abdullah, F., H., A. & Kinghorn, R., R., F. 1996. A preliminary evaluation of lower and mid-Cretaceous source rocks in Kuwait. **Journal of Petroleum Geology**, 19(4), 461-480.
- Azerêdo, A. C.; Duarte, L. V.; Henriques, M. H. & Manuppella, G. 2003. Da dinâmica continental no Triássico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. Cadernos de Geologia de Portugal. **Instituto Geológico e Mineiro**. 43p.
- Barrows, M.H. & Cluff, R.M. 1984. New Albany Shale Group (Devonian-Mississippian) source rocks and hydrocarbon generation in the Illinois basin, *In*: Demaison, G., & Murriss, R.J. (eds). **Petroleum geochemistry and basin evaluation**. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 35, 111-138.
- Boilot, G.; Auxière, J. L.; Dunand, J. P.; Dupeuble, P. A. & Mauffret, A. 1979. The northwestern Iberian Margin: a Cretaceous passive margin deformed during the Eocene. *In*: Talwani, M.; Hay, M. & Ryan, W. B. F. (eds.). **Deep Drilling results in the Atlantic Ocean: continental margins and paleoenvironment**. Am. Geophys. Union, Maurice Ewing Ser., 3, 138-153.
- Borrego A.G.; Hagemann H.W.; Blanco C.G.; Valenzuela M. & Suarez de Centi C. 1996. The Pliensbachian (Early Jurassic) "anoxic" event in Asturias, northern Spain: Santa Mera Member, Rodiles Formation. **Organic Geochemistry**, 25(5), 295-309.
- Chou, M. M. & Dickerson, D. R. 1985. Organic geochemical characterization of the New Albany Shale Group in the Illinois Basin. **Organic Geochemistry**, 8, 413-420. Cole, G.A., Requejo, A.G. Ormerod, D., Clifford, A. & Yu, Z. 2000. Petroleum geochemical assessment of the Lower Congo Basin. *In*: Mello, M., R. & Katz, B., J. (eds.) **Petroleum Systems of the South Atlantic Margin**, AAPG Memoir, 73, 325-339.
- Connan, J.; Bouroullac, J.; Dessort, D. & Albrecht, P. 1986. The microbial input in carbonate-anhydrite facies of a sabka paleoenvironment from Guatemala: a molecular approach. **Organic Geochemistry**, 10, 29-50.

- Dias, A. J. G. 2005. **Reavaliação do potencial petrolífero do onshore da Bacia Lusitaniana, Portugal**. Tese de Doutoramento, Departamento de Geologia, Faculdade de Ciências, Universidade do Porto, 142p.
- DPEP (Divisão para a Pesquisa e Exploração de Petróleo) 2006. Geologia do Petróleo de Portugal. http://www.dge.pt/dpep/pt/geology_pt.htm, acessado em junho de 2006.
- Droste, H. 1990. Depositional cycles and source rock development in an epeiric intra-platform basin: the Hanifa formation of the Arabian Peninsula. **Sedimentary Geology**, 61, 281-296.
- Duarte, L. V. 1995. **O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogenética**. Coimbra, 349p. Tese de Doutorado em Geologia (especialidade estratigrafia), Dep. Ciências da Terra, Fac. de Ciências e Tecnologia, Univ. de Coimbra.
- Duarte, L. V. 1997. Fácies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitannian Basin (Portugal). **Com. Instituto Geológico Mineiro**, Lisboa, V.83, 65-94.
- Duarte, L. V. 2003. Variações de fácies, litostratigrafia e interpretação sequencial do Liássico médio e superior ao longo da transversal Tomar – Peniche (Portugal). **Ciências da Terra (UNL)**, Lisboa, n° esp. V, CD-ROM:A53-A56.
- Duarte, L. V. 2004. The Geological Heritage of the Lower Jurassic of Central Portugal: Selected Sites, Inventory and Main Scientific Arguments. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 110 (1), 381-387.
- Duarte, L. V. 2005. The Jurassic of the Peniche Peninsula (Central Portugal): an international reference point of great scientific value and educational interest. *In*: Henriques, M. H.; Azerêdo, A. C.; Duarte, L.V. & Ramalho, M. M. (eds.). Jurassic Heritage and Geoconservation in Portugal: Selected Sites. IV INTERNATIONAL SYMPOSIUM PROGEO ON THE CONSERVATION OF THE GEOLOGICAL HERITAGE, Braga, 2005, **Field Trip Guide Book**, 23-31.
- Duarte, L. V. & Soares, A. F. 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico Inferior da Bacia Lusitaniana (Portugal). **Com. Instituto Geológico Mineiro**, 89, 135-154.
- Duarte, L. V. (coordinator); Wright, V. P.; Fernández-Lopéz, S.; Elmi, S.; Krautter, M.; Azerêdo, A. C.; Henriques, M. H.; Rodrigues, R. & Perilli, N. 2004. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. *In*: Duarte, L. V. & Henriques, M. H. (eds.). Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. 23RD IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, Coimbra 2004, **Field Trip Guide Book**, I, 45-71.
- Duarte, L.V.; Rodrigues, R.; Oliveira, L. C. V. & Silva, F. 2005. Avaliação preliminar das variações do Carbono Orgânico Total nos sedimentos margosos do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). **VIII Congresso de Geoquímica dos países de Língua Portuguesa**, Aveiro, Actas, Volume 1, 39-43.
- Eglinton, G. & Calvin, M. 1967. Chemical Fossils, *Sci. Am.*, 216, 32-43.
- Elmi, S. 2002. Some general data on the Pliensbachian – Toarcian boundary (problems of biostratigraphic correlations). **6th International Symposium on the Jurassic System**, Abstract vol.: 56-57, Palermo.
- Elmi, S.; Goy, A.; Mouterde, R.; Rivas, P. & Rocha, R. 1989. Correlaciones bioestratigraficas en el Toarciense de la Peninsula Iberica. **Cuad. Geol. Ibérica**, Madrid, 13, 265-277.
- Elmi, S.; Mouterde, R.; Rocha, R. & Duarte, L.V. 1996. La limite Pliensbachien – Toarcien au Portugal: intérêt de la coupe de Peniche. *In*: **International Subcomission on Jurassic Stratigraphy, Meeting on Toarcian and Aalenian Stratigraphy**, Fuentelsaz and Freiburg, 1996. **Aalenews**, n° 6, p 33-35.

- Elmi, S.; Duarte, L. V.; Mouterde, R.; Rocha, R. B. & Soares, A. F. 2005. The Peniche Section (Portugal) Candidate to the Toarcian Global Stratotype Section and Point (GSSP). INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON JURASSIC STRATIGRAPHY. Toarcian Working Group. **Field Trip Meeting**. Centro de Inv. Geoc.Apl. Univ. Nova Lisboa & Centro Geoc. Univ. Coimbra. 51p.
- Espitalié, J.; Laporte, J., L.; Madec, M.; Marquis, F.; Leplat, P. & Aulet, J. 1977. Méthod rapide de caractérisation des roches mères, de leur potential pétrolier et de leur aligné d' évolution. **Revue de l'Institut Français du Pétrole**, 32(1), 23-43.
- Espitalié, J.; Deroo, G. & Marquis, F. 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications Partie 1. **Revue de l'Institut Français du Pétrole**, 40(5), 563-579.
- Espitalié, J.; Marquis, F.; Sage, L. & Barsony, I. 1987. Géochimie organique du Bassin de Paris. **Revue de l'Institut Français du Pétrole**, 42(3), 271-302.
- Estrella, G. O.; Gaglianone, P. C. & Melo, M. R. 1984. The Espirito Santo Basin-Brazil: source rock characterization and petroleum habitat. *Petroleum Geochemistry and Basin Evaluation*, **AAPG Memoir**, 35, 253-271.
- Gaglianone, P. C. & Trindade, L. A. F. 1987. Avaliação geoquímica das Bacias Marginais ao sul da Bahia, Brasil. **I Congresso Brasileiro de Geoquímica**, Porto Alegre, v. 2, p. 467-491.
- Guardado, L. R.; Spadini, A. R.; Brandão, J. S. L. & Mello, M. R. 2000. Petroleum system of the Campos Basin, *In: M.R. Mello & B.J. Katz (eds.) Petroleum systems of South Atlantic margins*. AAPG Memoir 73, 317-324.
- Mauffret, A. D.; Mougenot, D., Miles, P. R. & Malod, J. 1988. An abandoned spreading centre in the Tagus Abyssal Plain (W Portugal): results of a multichannel seismic survey. **Joint Annual Meeting of Can. and Canadian Society of Petroleum Geologists**, 13, A80.
- Moldowan, J. M.; Seifert, W. K. & Gallegos, E. J. 1985. Relationship between petroleum composition and depositional environment of petroleum source rocks. **AAPG**, 69, 1255-1268.
- Mouterde, R. 1955. Le Lias de Peniche. **Comum. Serv. Geol. Portugal**, 36: 87-115.
- Ogg, J. G. 2004. The Jurassic Period. *In: Gradstein, F. M. Ogg, J. C. & Smith, A. G. (eds.). A Geological Timescale 2004*, Cambridge University Press, 307-343.
- Oliveira, L. C. V. (no prelo). Bioestratigrafia de nanofósseis e estratigrafia química do Pliensbaquiano-Toarciano inferior (Jurássico Inferior) da região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal) Porto Alegre. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Oliveira, L. C. V.; Duarte, L. V.; Perilli, N.; Rodrigues, R. & Lemos, V. B. 2005. Estratigrafia Química (COT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) e Nanofósseis Calcários na Passagem Pliensbaquiano Toarciano no Perfil de Peniche (Portugal): Resultados Preliminares. **Pesquisas em Geociências**, 32(2), 3-16.
- Oliveira, L. C. V.; Duarte, L. V.; Rodrigues, R. & Perilli, N. 2006. Calcareous nannofossils biostratigraphy and oxygen isotope composition of belemnites: Pliensbachian – lowermost Toarcian of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal). *In: 7th International Congress on the Jurassic System, Poland, 2006. Volumina Jurassica*, IV, 219.
- Palacas, J.G.; Anders, D.E. & King, J.D. 1984. South Florida Basin - A prime example of carbonate source rocks in petroleum. *In: Petroleum geochemistry and source rock potential of carbonate rocks (J.C. Palacas, ed.)*. **AAPG, Studies in Geology**, 18, 71-96.
- Quesada, S. & Robles, S. 1995. Organic geochemistry, distribution and depositional dynamics of the Liassic organica facies of the Basque-Cantabrian Basin (Northern Spain). *In:*

- Grimalt, J. O. & Dorronsoro, C. (eds). **Organic Geochemistry: developments and applications to energy, climate, environment and human history**, AIGOA, 464-465.
- Phelps, R. 1985. A refined ammonite biostratigraphy for the Middle and Upper Carixian (*ibex* and *davoei* zones, lower Jurassic) in North-west Europe and stratigraphical details of the Carixian-Domerian boundary. *Geobios*, 18, 321-362.
- Price, L., C.; Daws, T. & Pawlewicz, M. 1986. Organic metamorphism in the Lower Mississippian – Upper Devonian Bakken Shales. **Journal of Petroleum Geology**, 9, 125-162.
- Ribeiro, A.; Antunes, M. T.; Ferreira, M. P.; Rocha, R. B.; Soares, A. F.; Zbyszewski, G.; Moitinho de Almeida, F.; Carvalho, D. & Monteiro, J. H. 1979. Introduction à géologie générale du Portugal. **Serv. Geol. Portugal**, 126p.
- Rocha, R. B.; Marques, B. L.; Kullberg, J. C.; Caetano, P. S.; Lopes, C.; Soares, A. F.; Duarte, L. V.; Marques, J. F. & Gomes, C. R. 1996. The 1st and 2nd rifting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. **Project MILUPOBAS, Commission for the European Communities. Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Lisboa**, 4 V.
- Rodrigues, R. 1973. Aplicação da geoquímica ao problema de geração de hidrocarbonetos na Bacia Amazônica. *In: XXVII Congresso Brasileiro de Geologia*, anais, Aracaju, 53-65.
- Rodrigues, R. 1995. **A geoquímica orgânica na Bacia do Parnaíba**. Porto Alegre. 225p. Tese de doutorado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Rosales, I.; Quesada, S. & Robles, S. 2004. Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque – Cantabrian basin, northern Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 203, 253-275.
- Rullkötter, J. & Marzi, R. 1988. Natural and artificial maturation of biological markers in a Toarcian shale from northern Germany. **Organic Geochemistry** 13, 639-645.
- Seifert, W., K., & Moldowan, J. M., 1981, Paleoreconstruction by Biological Markers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 45: 783-794.
- Silva, F.; Duarte, L. V.; Oliveira, L.C.V.; Comas-Rengifo, M. J. & Rodrigues, R. 2006. A Fm. de Vale das Fontes no Sector Norte da Bacia Lusitânica (Portugal): Caracterização e avaliação preliminar da distribuição do Carbono Orgânico Total. Livro de Resumos, VII Congresso Nacional de Geologia, Évora, V. II, 669-672.
- Silva, L. T. 2003. **A formação Abadia no contexto evolutivo tectono-sedimentar da Bacia Lusitânica (Portugal) – Considerações sobre o seu potencial como rocha reservatório de hidrocarbonetos**. Porto Alegre. 125p. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Soares, A. F.; Rocha, R. B.; Elmi, S.; Henriques, M. H.; Mouterde, R.; Almeras, Y.; Ruget, C.; Marques, J.; Duarte, L. V.; Carapito, C. & Kullberg, J. C. 1993. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". **C. R. Acad. Sci. Paris**. V. 317, série 2, 1659-1666.
- Speers, G., C., & Whitehead, E., V. 1969. Crude Petroleum. *In: Eglinton, G.; Murphy, M. T. J. (Eds.). Organic Geochemistry: Methods and Results*. New York: Spring. P. 638-675.
- Uphoff, T. L. 2005. Subsalt (pré-Jurassic) exploration play in the northern Lusitanian basin of Portugal. **AAPG Bulletin**, 89(6), 699-714.
- Vanney, J. R. & Mougnot, D. 1981. La Plate-forme continentale du Portugal et les provinces adjacentes: analyse geomorphologique. **Mem. Serv. Geol. Portugal**, 28, 145p.

- Whittle, G. I. & Alsharhan, A. S. 1996. Diagenetic history and source rock potential of the Upper Jurassic Diyab Formation, offshore Abu Dhabi. **United Arab Emirates. Carbonate and evaporites**, 11, 145-154.
- Wilson, R. C. L. 1975. Atlantic opening and Mesozoic continental margin basins of Iberia. **Earth Planet. Sci. Let.**, 25, 33-43.
- Wilson, R. C. L. 1988. Mesozoic development of the Lusitanian Basin, Portugal. **Rev. Soc. Geol. España**, 1, 393-407.
- Wright, V. P. & Wilson, R. C. L. 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. **Journ. Sediment. Petrol.**, 54, 394-412.

Expanded abstract

The Lusitanian Basin (Portugal) is located on the western margin of the Iberian Plate, and belongs to a group of Atlantic Ocean marginal basins which began their formation during the rift phase at the upper Triassic. It has a NE-SW orientation and is almost 300km in length and 150km wide, including the offshore, with a maximum thickness of 5km. These sediments belong to upper Triassic – upper Cretaceous, with Tertiary cover and is mainly Jurassic sediments.

The lower Jurassic is particularly well represented in the Lusitanian Basin with various important geological outcrops. The Peniche region is one of the most important sections, due to the excellent exhibition of a continuous series of carbonates, with more than 450m, deposited between Sinemurian to Toarcian. In 2005 the International Subcommission on Jurassic Stratigraphy indicated the Pliensbachian - Toarcian boundary section, in the Peniche profile (Ponta do Trovão) as the principal candidate for the Toarcian GSSP (Global Stratotype Section and Point).

Traditionally, the stratigraphic intervals with source rocks in the Lusitanian Basin include Sinemurian – Pliensbachian (lower Jurassic), Oxfordian (upper Jurassic) and lower Cretaceous. In spite of presenting promising petroleum systems and a hundred wells, their hydrocarbon generation potential has still not been fully evaluated.

The present study included the Vale das Fontes Fm., with the members Marls and limestones with *Uptonia* and *Pentacrinus* (MLUP), Lumpy marls and limestones (LML) and Marls and limestones with bituminous facies (MLBF), Lemedo Fm. and Cabo Carvoeiro Fm. (CC1 and CC2 Mbs.), of the Pliensbachian – lower Toarcian section of Peniche. Total organic Carbon (TOC), Rock-Eval pyrolysis and biomarker analyses were made. Available data of oxygen and carbon stable isotopes was also used in the paleoenvironmental interpretation. The MLUP member presented low TOC values, mostly below 1%, kerogen type III, medium values of HI 101.55 of HC / g TOC and S2 is below 2 mg of HC / g rock. In the LML Mb. only one sample presented high TOC values, 3.64% (in the *ibex* ammonites zone and NJ4a nannofossils biozone), and the predominant kerogen in this unit is type III. The MLBF Mb. presented the highest values of TOC in the section, spread over 25 meters and with values always above 2%, reaching a maximum of 14.95% (*ibex*, upper part, *davoei* and *margaritatus* ammonites zones and part of the NJ4a and NJ4b nannofossils biozones – Pliensbachian). The Rock-Eval pyrolysis analysis showed that many samples of MLBF Mb. have S2 values higher than 10 mg of HC / g rock, together with HI values over 200 mg of HC / g TOC and TMax below 440 °C. This pattern suggests that the sediments of MLBF with high TOC, have high hydrocarbon generation potential (with an indication of petroleum and gas) and immature organic matter. The kerogen in the MLBF Mb. is mainly type II, in different stages of preservation, probably related to marine organic matter. In the Lemedo Fm. only one sample showed high TOC, 2.8% (in the *spinatum* ammonites zone and NJ5a nannofossil biozone). The values of S2 in this unit are below 2 mg of HC / g rock, with HI averages of 58.58 mg of HC / g TOC, indicating oxidized organic matter, and kerogen type III. All the CC1 Mb. samples (lower Toarcian) showed TOC below 1%, low HI average (68.16 mg of HC/g TOC) and kerogen type III. In the CC2 Mb. a sample was found with 2.6% of TOC (*levisoni* ammonites zone and NJ5b nannofossils biozone), with high hydrocarbon generation potential (S2 of 8.52 mg of HC / g rock), HI of 327.7 mg of HC / g TOC and TMax of 427 °C. Most of the kerogen in the CC2 Mb. is type III. Usually, the $\delta^{18}\text{O}$ variations registered in the Iberian Peninsula basins are explained as being related to changes in temperature. This paper presents an alternative interpretation, correlating the alterations of $\delta^{18}\text{O}$ with biomarkers data to indicate salinity variations. In the MLUP Mb., the $\delta^{18}\text{O}$ values tend to increase towards the upper part of this

member, which indicates two possibilities: a temperature reduction of the water or an increase in salinity. However, the gammacerane found in the middle part of this section, although in a small quantity, suggests environment with above normal salinity. This fact indicates that the increase of the $\delta^{18}\text{O}$ values towards the upper part of the unit would be more related to an increased salinity period than to a temperature reduction. In the LML Mb., the $\delta^{18}\text{O}$ values also tend to increase towards the upper part of this unit and the gammacerane presence, again, suggests that the increase of the isotopic values would be due to the salinity increase and not to the temperature reduction. In the MLBF Mb. the good correlation of TOC and HI (values of up to 500mgHC/g TOC), indicates an environmental sedimentation which was suitable for organic matter preservation. The good positive correlation between the TOC data and P/nC17 and steranes (C27/C29), in the MLBF Mb, could suggest, respectively, anoxia conditions and an increase of the algae contribution in relation to continental vegetation in the organic matter composition. The moretanenes data indicates a salinity reduction towards the maximum flood surface (MFS), positioned in the positive excursion of $\delta^{13}\text{C}$ in the upper part of MLBF Mb. (*margaritatus* ammonites zone and NJ4b nannofossils biozone). The MLBF Mb. shows the most negative $\delta^{18}\text{O}$ values of the section, indicative of low salinity, consistent with a clayey section, represented by several flood events, in the carbonate section. Originating in the MFS, an inversion of the moretanenes ratios occurs, which could mean an increased salinity event. This interpretation is supported by the gammacerane presence in the upper MLBF Mb. and in the more positive $\delta^{18}\text{O}$ values in the Lemedé Fm. Furthermore, the tetracyclic/pentacyclic terpanes and trisnorneohopane/trisnorhopane (C27 Ts/tm) ratios showed inverse distribution in relation to the moretanenes, that is to say that, these ratios increase towards the Lemedé Fm., possibly being related to the salinity increase or to the anoxia reduction in the carbonate sections. In this manner, the transgressive system tract (Vale das Fontes Fm., except in the upper part of MLBF Mb.) would be represented by parasequences of high salinity ($\delta^{18}\text{O}$ increase and gammacerane presence), with a general tendency of a salinity reduction towards the MFS. Marls and black shales were deposited at the base of these parasequences at the times of a salinity reduction, while the carbonates were formed during periods of increased salinity. On the other hand, the highstand system tract (the MLBF Mb. upper part and the Lemedé Fm.) would have a general increase of salinity, from the MFS to the upper sequence boundary. The floods, during the transgressive system tract, would represent the arrival of water with lower salinity, creating an anoxic environment and good conditions for the preservation of the autochthonous organic matter.

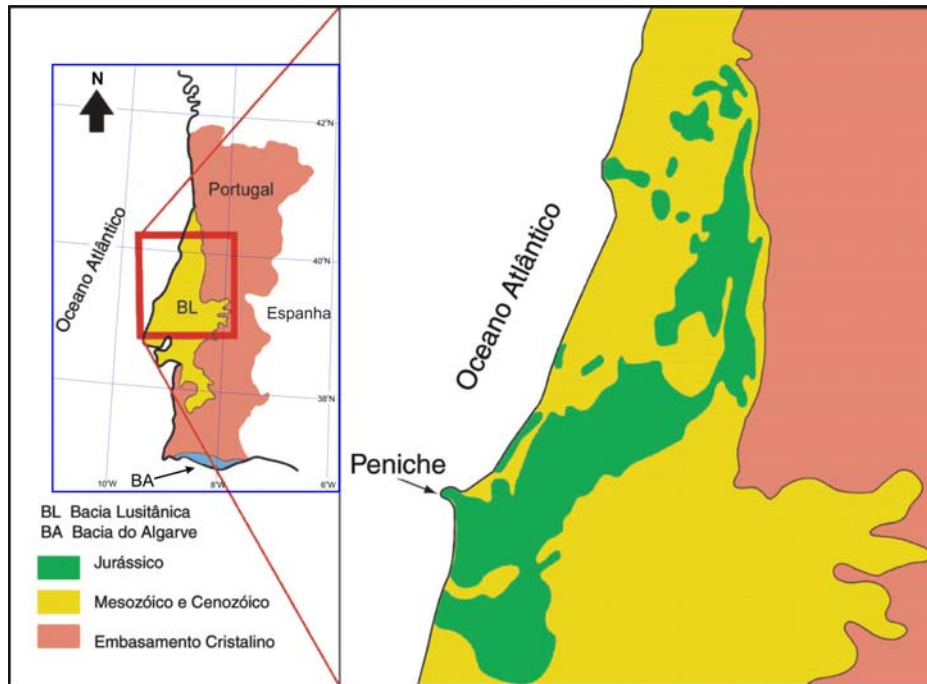


Figura 1 – Mapa de Localização da Bacia Lusitânica.

Cronoestratigrafia		Biozonas de Amonites	Duarte & Soares (2002)			
			Generalidade da Bacia		Peniche / S. Pedro de Moel	
JURÁSSICO	MÉDIO (=BOCÁRIO)	AALENIANO	Opalinum	Calcários de Póvoa da Lomba		OC
			TOARCIANO	Aalensis Meneghini Speciosum Bonarelli	Fm. de S. Gião	
	Gradata	Margas e calcários margosos com bioconstruções de espongiários		OC		
	Bifrons	Margas e calcários margosos com <i>Astartes</i> e <i>Hiloscopes</i>		OC		
	Levisoni	C. nodul. em plaquetas		Mb. C. Carvoeiro 2		
	INFERIOR (= LIAS)	TOARCIANO	Polymorphum	Margo-calcários com fauna de <i>Leptaena</i>	Mb. C. Carvoeiro 1	
			PLIENSSBAQUIANO	Domeriano	Formação de Leme de	
	PLIENSSBAQUIANO	Carixiano		Fm. de Vale das Fontes	Margo-calcários com fácies betuminosas	Fm. de Vale das Fontes
		SINEMURIANO	Superior (Lotaringiano)		Margas e calcários grumosos	
	SINEMURIANO		Inferior	Raricostatum	Margas e calcários com <i>Uptonia</i> e <i>Pentacrinus</i>	Fm. de Água de Madeiros
		Oxynotum		Fm. de Coimbra	Camadas de S. Miguel	
	Obtusum	Camadas de Coimbra s.s.	Fm. de Coimbra		Camadas de Coimbra s.s.	Membro de Polvoeira

Figura 2- Unidades litoestratigráficas propostas por Duarte & Soares (2002) para o Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica.

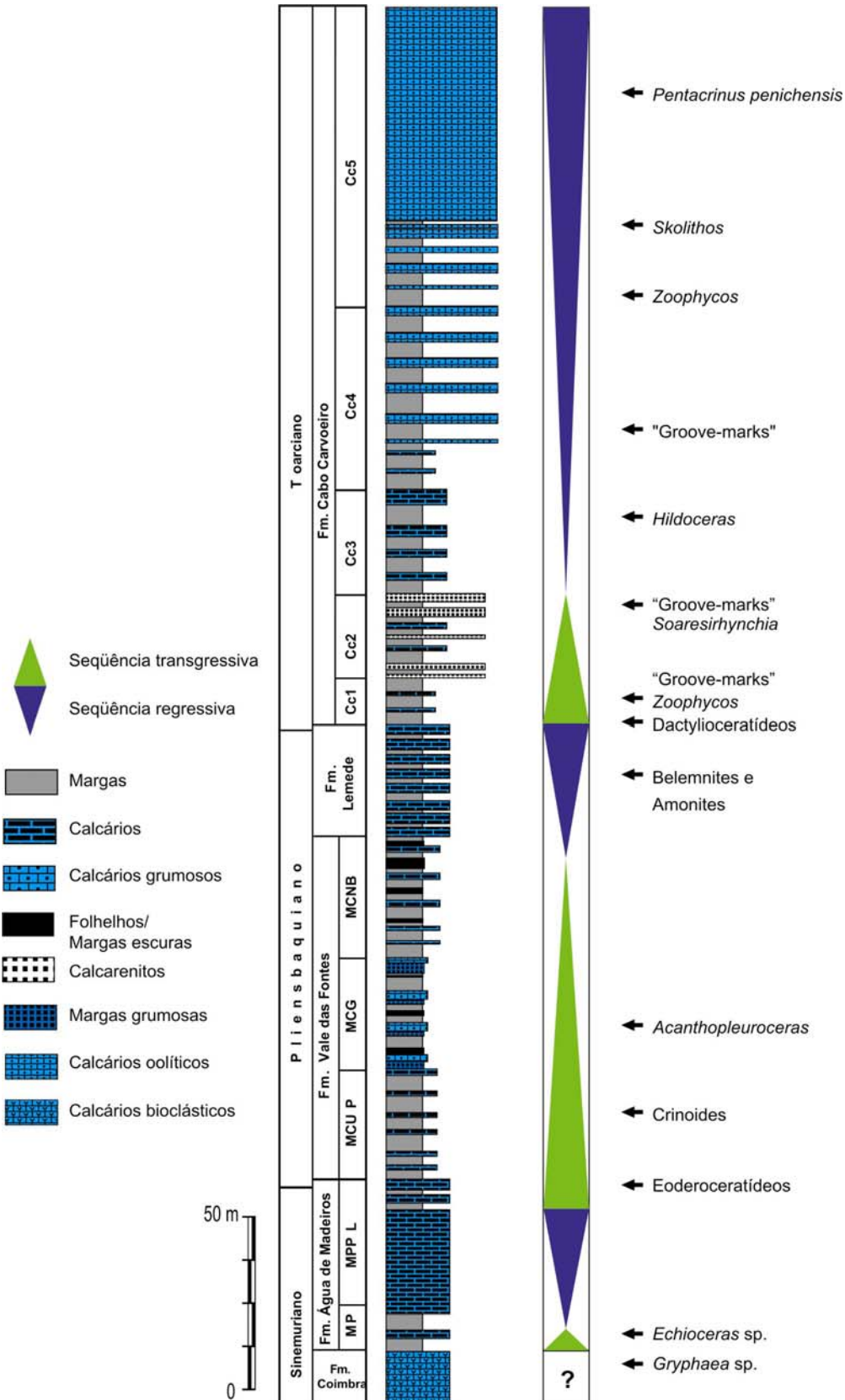


Figura 3 – Coluna estratigráfica esquemática da seção de Peniche (Duarte *et al.*, 2004).



Figura 4 – Limite entre as formações Coimbra e Água de Madeiros.

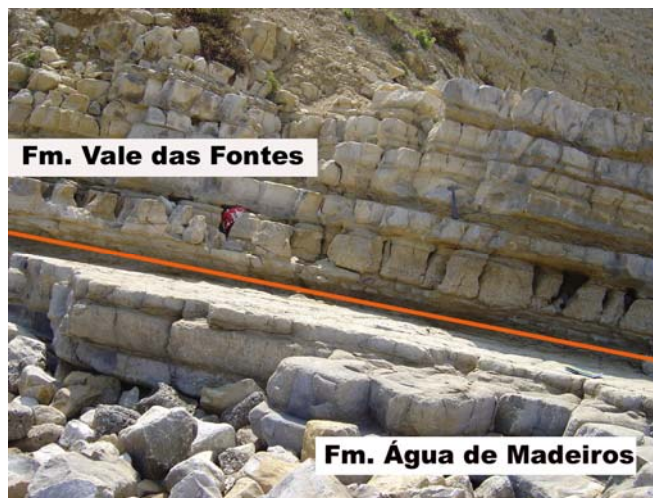


Figura 5 - Limite entre as Fms. Água de Madeiros e Vale das Fontes (29S, M-0467499 e P-4357908).



Figura 6 – Detalhe do Mb. Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* (MCUP). Presença de belemnites e crinóides.

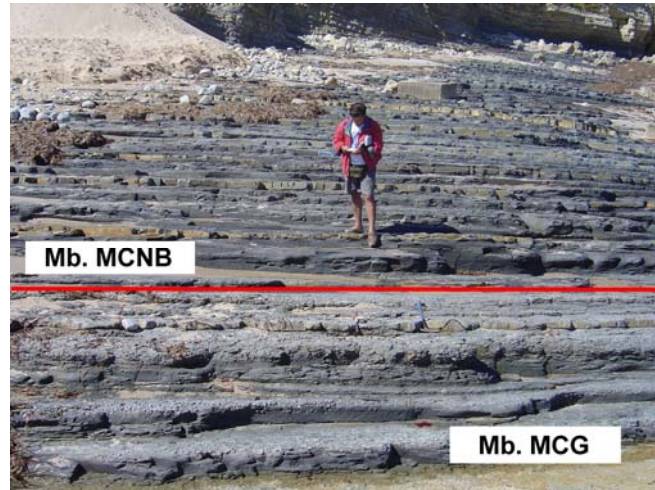


Figura 7 – Vista geral do Mb. Margo-calcários com níveis betuminosos (MCNB) e limite com o Mb. Margas e calcários grumosos (MCG).



Figura 8 – Detalhe da camada de folhelho escuro limonítico com concreções de pirita, do Mb. MCNB.



Figura 9 – Vista geral da Fm. Lemedo.



Figura 10 – Detalhe da Fm. Lemede com belemnites.



Figura 11 – Vista Geral do Mb. Cabo Carvoeiro 1 (CC1).



Figura 12 – Detalhe de camada arenosa no Mb. Cabo Carvoeiro 2 (CC2).



Figura 13 – Detalhe da matéria orgânica de origem continental no Mb. CC2. Caneta de escala com 15 cm.



Figura 14 – Vista geral dos afloramentos de Peniche. Ao fundo, a Ponta da Papôa (Sinemuriano). Em primeiro plano o Mb. Cabo Carvoeiro 3 (CC3).

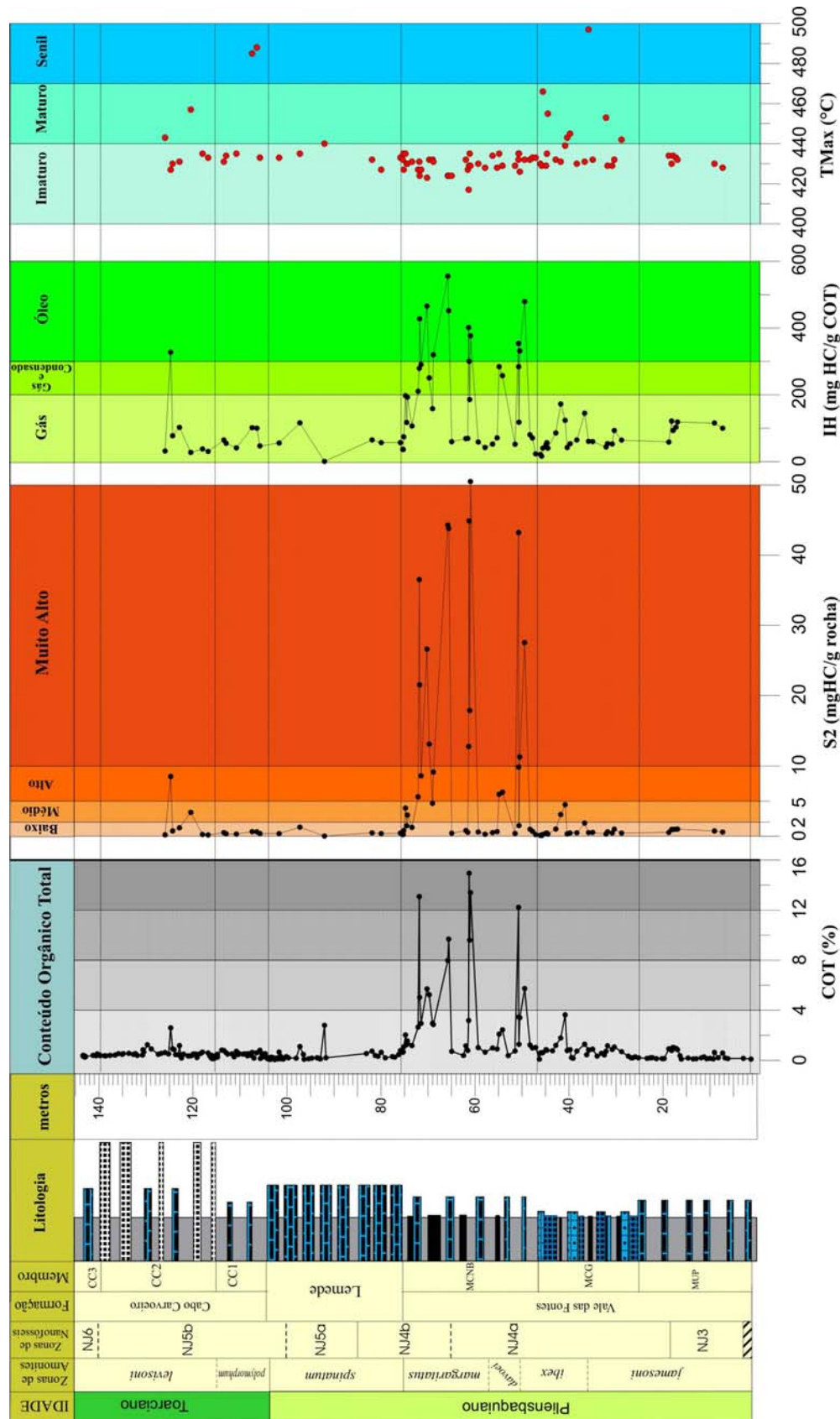
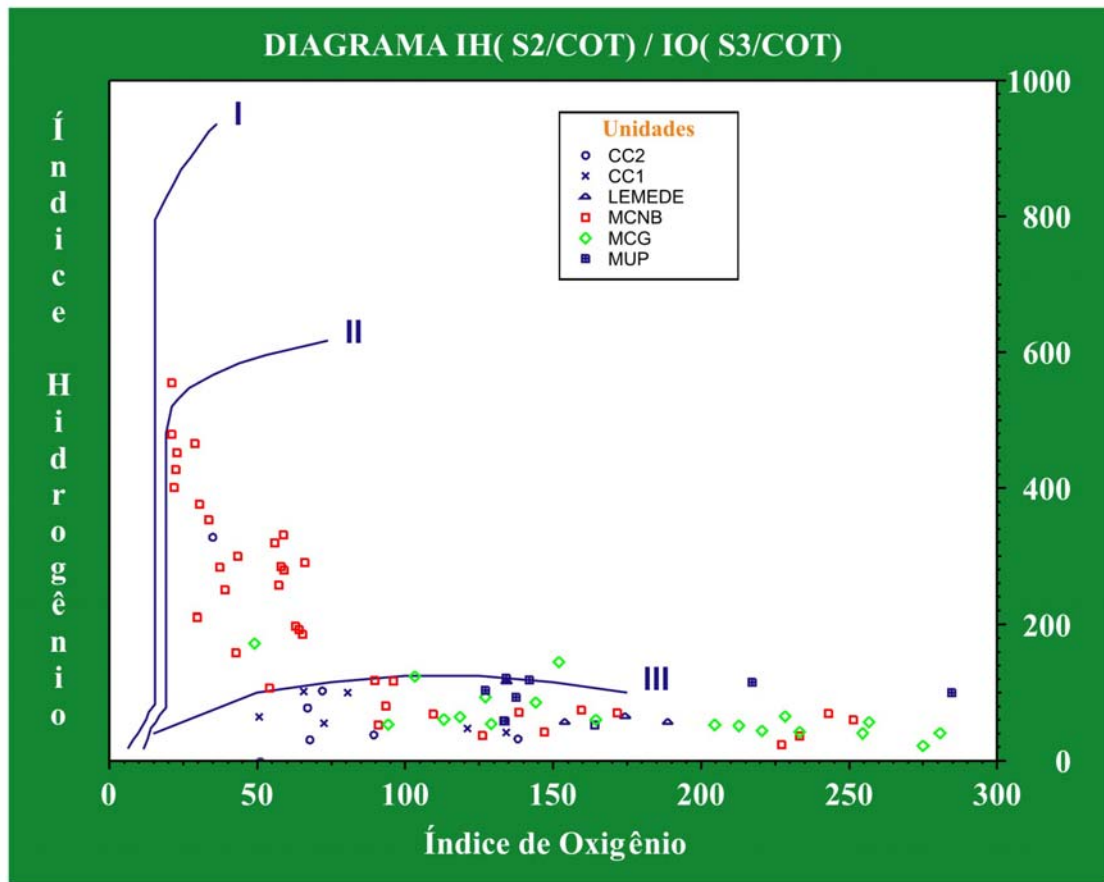


Figura 15 – Avaliação do potencial gerador da seção Pliensbaquiano Toarciano inferior de Peniche com base no COT, S2, IH e Tmax. Zonas de amonites baseadas em Moutherde (1955); Phelps (1985); Elmi *et al.* (1989) e Rocha *et al.* (1996). Zonas de nanofósseis de Oliveira *et al.* (2006). Legenda das litologias na figura 3.



Unidades	IH		IO	
	Média	Máx.	Média	Máx.
CC2	101,28	327,69	78,22	138,09
CC1	68,16	101,56	87,46	134,24
LEMEDE	58,58	116,22	176,15	354,45
MCNB	210,16	555,26	89,04	251,39
MCG	67,17	172,63	185,3	344,26
MCUP	101,55	121,52	168,04	284,74

Figura 16 – Diagrama tipo Van Krevelen (IH versus IO) para a seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche.

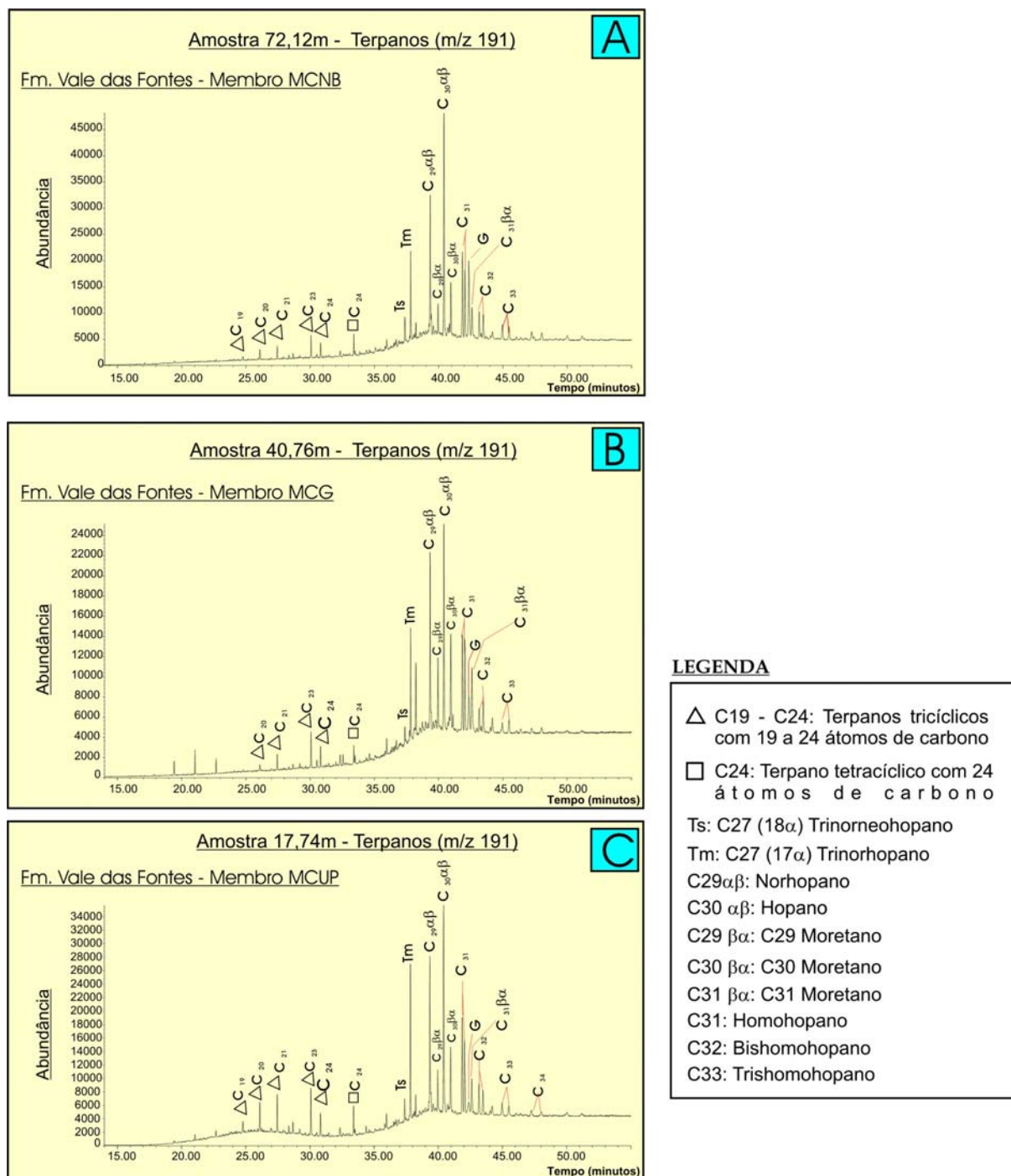


Figura 17 – Fragmentogramas das amostras 17,74m (MCUP); 40,76m(MCG) e 72,12m (MCNB) com a identificação dos principais biomarcadores.

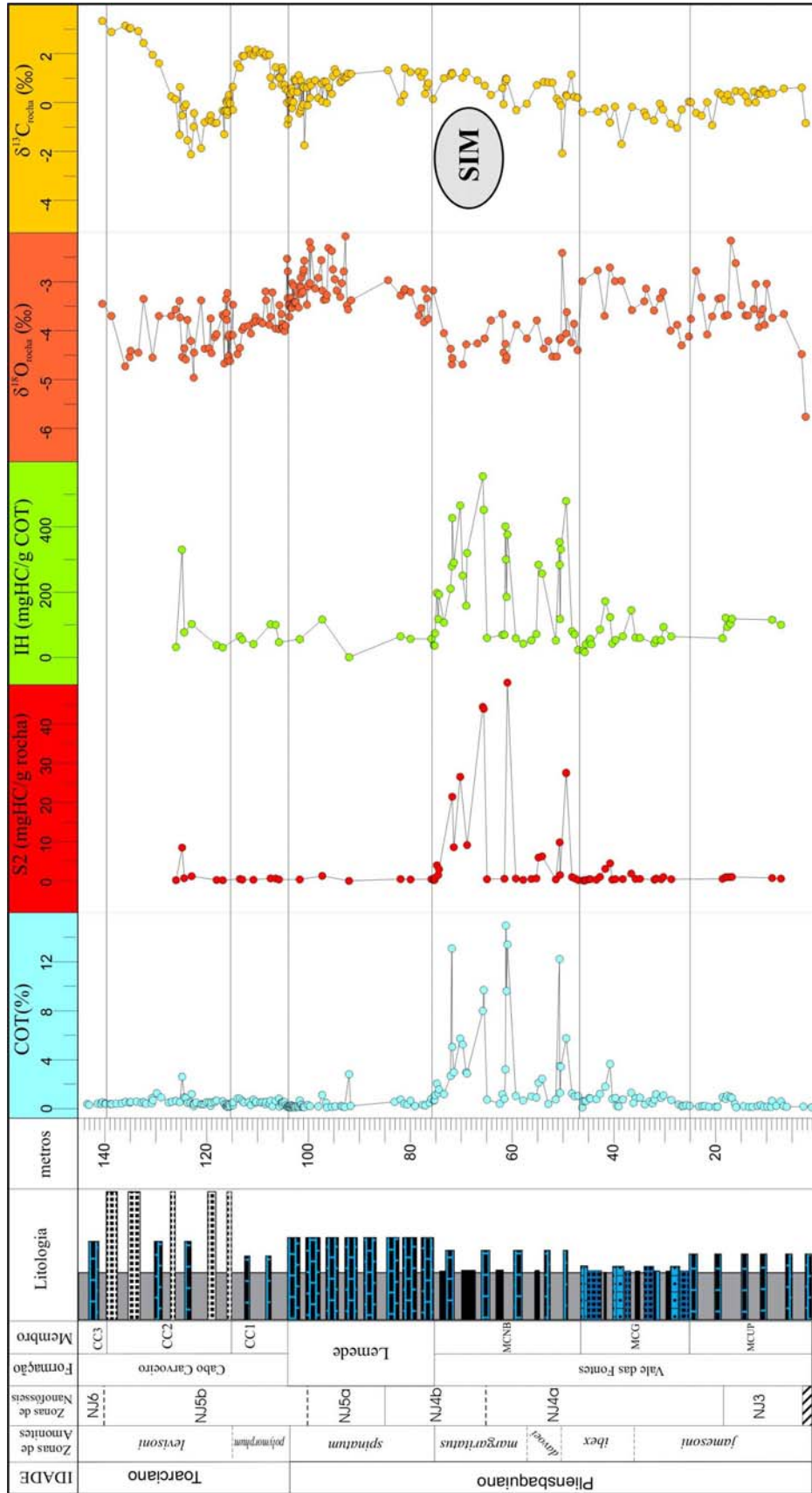


Figura 18 – Curvas de distribuição do COT, S2, IH, $\delta^{18}O$ e $\delta^{13}C$ na seção Pliensbaquiano Toarciano inferior de Peniche. Legenda das litologias na figura 3.

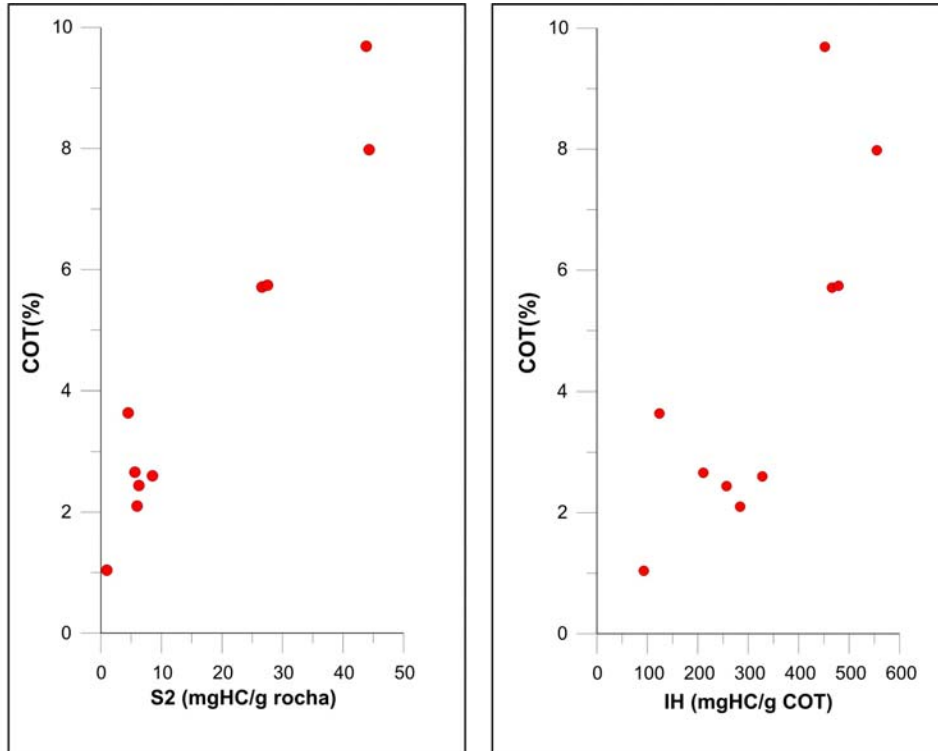


Figura 19 – Correlações COT-S2 e COT-IH nas dez amostras selecionadas para biomarcadores.

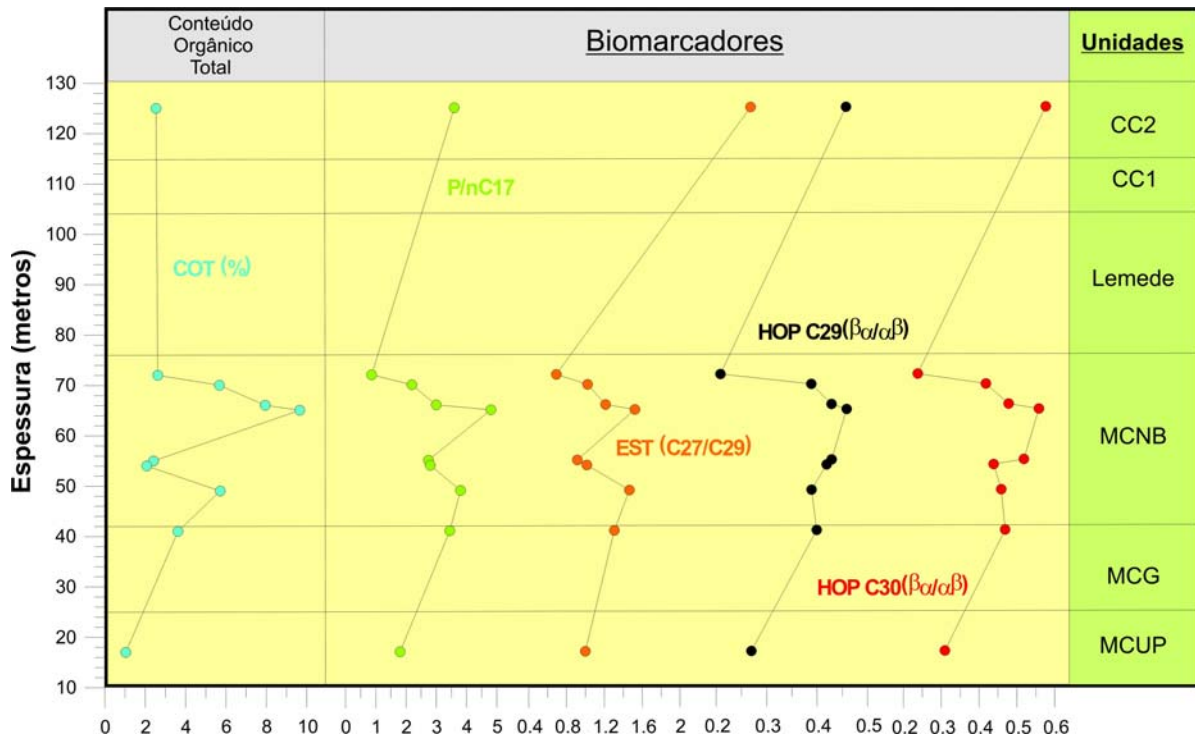


Figura 20 – Curvas de distribuição dos biomarcadores P/nC17, EST(C27/C29), HOP C29 e HOP C30 e suas correlações com o COT.

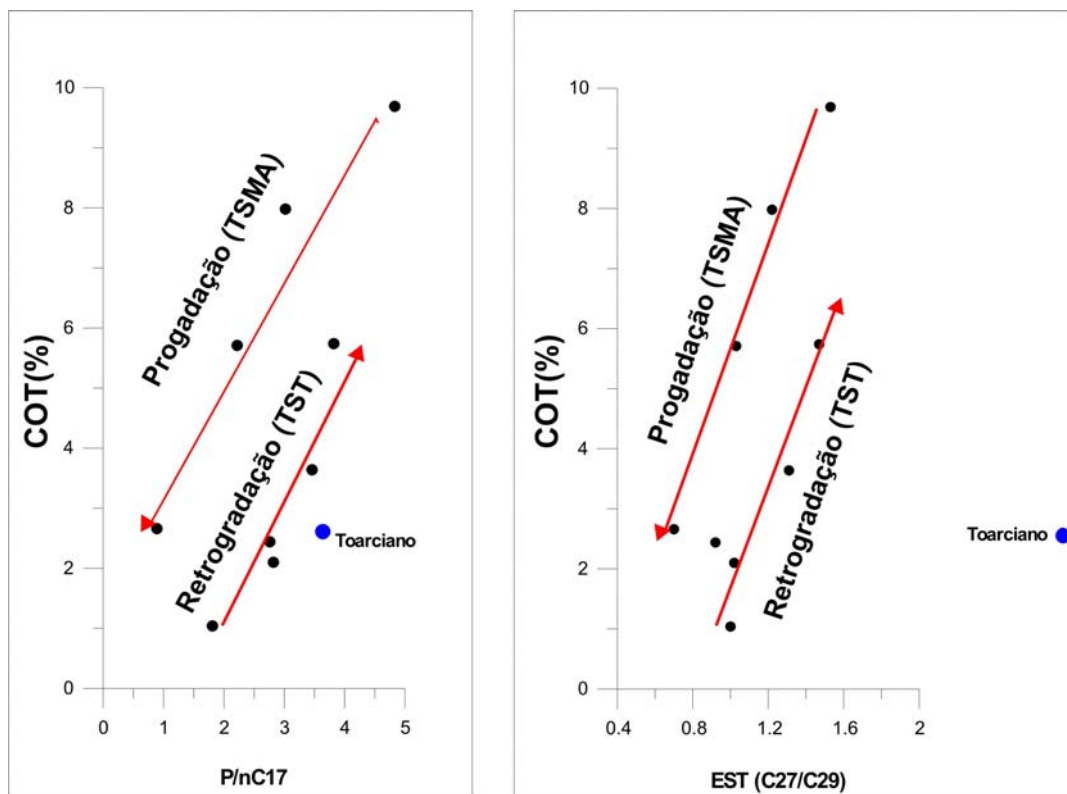


Figura 21 – Correlações COT–P/nC17 e COT–EST (C27/C29).

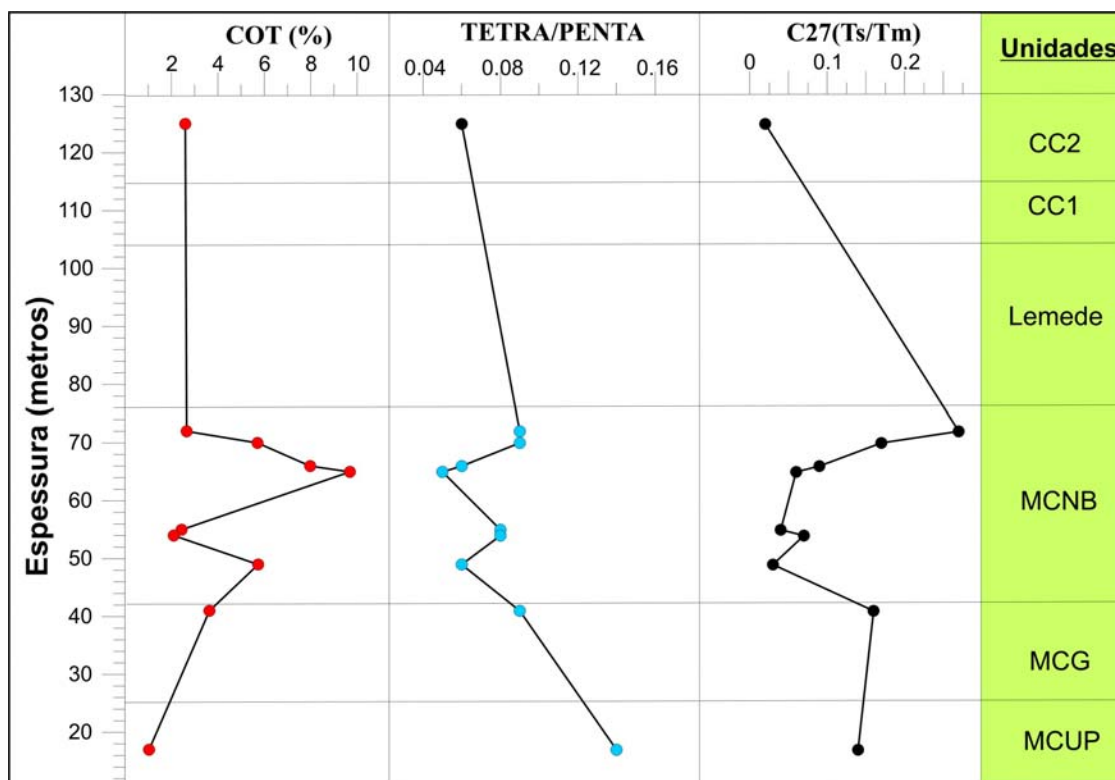


Figura 22 – Curvas de distribuição dos biomarcadores Tetra/Penta e C27 (Ts/Tm) e suas correlações com o COT.

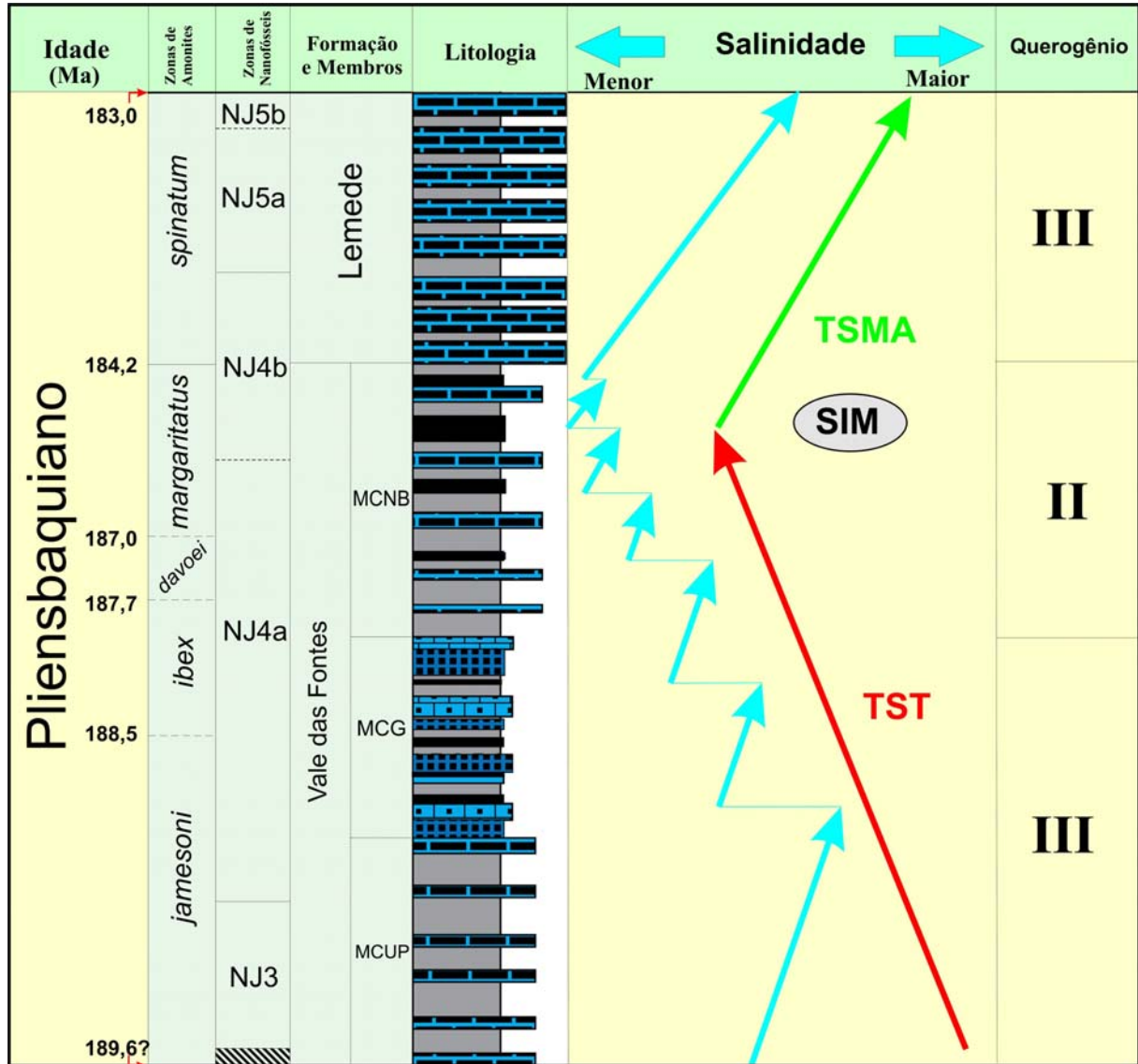


Figura 23– Interpretação alternativa, ressaltando a variação da salinidade, com base nos dados de $\delta^{18}\text{O}$ e biomarcadores. Idade das zonas de amonites baseadas em Ogg, 2004.

Tabela 1 – Resultados de COT (carbono orgânico total) e pirólise “Rock-Eval” nas amostras com COT > 0,6% na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche

Esp. (cm)	COT	IH	IO	S1	S2	S3	TMax	RI	unidade
12608	0,63	31,74603	138,0952	0,21	0,2	0,87	443	60	CC2
12488	2,6	327,6924	35	0,35	8,52	0,91	427	38	CC2
12447	0,97	77,31959	67,01031	0,24	0,75	0,65	430	84	CC2
12301	1,18	102,5424	72,03391	0,34	1,21	0,85	431	72	CC2
11810	0,66	37,87879	89,39393	0,15	0,25	0,59	435	77	CC2
11690	0,6	30,50848	67,79662	0,12	0,18	0,4	433	73	CC2
11354	0,79	64,55695	50,63291	0,14	0,51	0,4	431	48	CC1
11305	0,62	54,83871	72,58064	0,08	0,34	0,45	434	46	CC1
11087	0,73	41,09589	134,2466	0,32	0,3	0,98	435	38	CC1
10750	0,64	101,5625	65,625	1,09	0,65	0,42	485	52	CC1
10650	0,62	100	80,64516	1,27	0,62	0,5	488	40	CC1
10585	0,81	46,91358	120,9877	0,3	0,38	0,98	433	60	CC1
10176	0,663	55,80694	354,4495	0,01	0,37	2,35	433	46	Lemede
9733	1,11	116,2162	134,2342	0,11	1,29	1,49	435	42	Lemede
9208	2,8	0,714286	51,42857	0,08	0,02	1,44	440	24	Lemede
8194	0,74	64,86486	174,3243	0,1	0,48	1,29	432	40	Lemede
7998	0,65	56,92308	153,8462	0,1	0,37	1	427	48	Lemede
7589	0,79	56,96202	188,6076	0,09	0,45	1,49	433	46	Lemede
7538	0,65	36,92308	126,1539	0,1	0,24	0,82	432	44	MCNB
7528	0,69	36,23188	233,3333	0,09	0,25	1,61	435	48	MCNB
7518	1,09	74,31192	159,633	0,14	0,81	1,74	427	62	MCNB
7481	2,03	197,537	63,05419	0,18	4,01	1,28	435	54	MCNB
7455	1,26	117,4603	96,03175	0,15	1,48	1,21	430	54	MCNB
7440	1,56	192,9487	64,10257	0,21	3,01	1	430	50	MCNB
7342	1,18	106,7797	54,23729	0,04	1,26	0,64	431	53	MCNB
7212	2,662	210,7438	29,67694	0,07	5,61	0,79	427	53	MCNB
7187	13,08	279,2813	59,02114	0,79	36,53	7,72	431	47	MCNB
7179	5,03	427,6342	22,46521	0,47	21,51	1,13	424	50	MCNB
7149	2,96	290,8784	66,21622	0,29	8,61	1,96	427	60	MCNB
7022	5,71	465,8494	28,89667	0,55	26,6	1,65	423	62	MCNB
6974	5,24	250,7634	39,12214	0,19	13,14	2,05	432	47	MCNB
6904	2,96	158,4459	42,90541	0,14	4,69	1,27	432	61	MCNB
6887	2,86	319,9301	55,94406	0,26	9,15	1,6	431	68	MCNB
6578	7,98	555,2632	21,17795	0,73	44,31	1,69	424	54	MCNB
6560	9,69	452,2188	22,91022	0,49	43,82	2,22	424	48	MCNB
6496	0,72	59,72222	251,3889	0,13	0,43	1,81	424	58	MCNB
6194	1,16	68,96552	109,4828	0,1	0,8	1,27	432	51	MCNB
6153	0,79	69,62025	243,038	0,13	0,55	1,92	427	61	MCNB
6134	3,19	401,5674	21,94357	0,37	12,81	0,7	417	52	MCNB
6124	14,95	300,3344	43,47826	0,8	44,9	6,5	429	50	MCNB
6111	9,6	185,9375	65,3125	0,26	17,85	6,27	435	48	MCNB
6095	13,4	376,8657	30,59702	1,2	50,5	4,1	429	56	MCNB
5930	1,02	58,82353	133,3333	0,15	0,6	1,36	430	48	MCNB
5784	0,66	42,42424	146,9697	0,14	0,28	0,97	428	44	MCNB
5624	0,99	52,52525	90,90909	0,13	0,52	0,9	434	68	MCNB
5526	0,91	71,42857	138,4615	0,11	0,65	1,26	428	62	MCNB

Continuação Tabela 1

Esp. (cm)	COT	IH	IO	S1	S2	S3	TMax	RI	unidade
5484	2,1	284,2857	58,09524	0,18	5,97	1,22	435	42	MCNB
5412	2,44	257,377	57,37704	0,23	6,28	1,4	429	50	MCNB
5144	0,75	52	164	0,11	0,39	1,23	429	48	MCNB
5070	12,22	353,7643	33,63339	0,78	43,23	4,11	432	63	MCNB
5067	3,47	284,1498	37,46397	0,32	9,86	1,3	435	56	MCNB
5061	1,28	117,9688	89,84375	0,13	1,51	1,15	435	44	MCNB
5044	3,41	331,3783	58,94428	0,08	11,3	2,01	426	47	MCNB
4940	5,74	479,4425	21,08014	0,39	27,52	1,21	432	56	MCNB
4826	1,23	80,48781	93,49593	0,14	0,99	1,15	432	64	MCNB
4774	0,99	70,70707	171,7172	0,1	0,7	1,7	433	78	MCNB
4706	1,03	23,30097	227,1845	0,09	0,24	2,34	433	52	MCNB
4607	0,6	21,66667	275	0,08	0,13	1,65	430	68	MCG
4576	0,61	16,39344	344,2623	0,08	0,1	2,1	429	58	MCG
4552	0,62	40,32258	280,6451	0,43	0,25	1,74	466	48	MCG
4484	0,86	51,16279	212,7907	0,18	0,44	1,83	429	48	MCG
4466	0,81	56,79013	256,7901	0,09	0,46	2,08	435	50	MCG
4446	0,77	40,25974	254,5455	0,27	0,31	1,96	455	60	MCG
4276	1,2	85,83333	144,1667	0,52	1,03	1,73	432	50	MCG
4171	1,79	172,6257	49,16201	0,67	3,09	0,88	431	44	MCG
4076	3,64	123,6264	103,2967	0,42	4,5	3,76	439	40	MCG
4033	0,78	42,3077	233,3333	0,33	0,33	1,82	443	46	MCG
3971	0,86	53,48837	94,18604	0,5	0,46	0,81	445	38	MCG
3827	0,74	64,86486	228,3784	0,37	0,48	1,69	430	50	MCG
3660	1,29	144,9612	151,938	0,76	1,87	1,96	431	46	MCG
3577	0,84	60,71429	113,0952	0,92	0,51	0,95	497	36	MCG
3489	0,9	60	164,4444	0,51	0,54	1,48	432	52	MCG
3204	0,73	43,83561	220,5479	0,4	0,32	1,61	453	44	MCG
3172	1,17	53,84616	129,0598	0,44	0,63	1,51	429	52	MCG
3073	0,87	52,87357	204,5977	0,34	0,46	1,78	429	46	MCG
3028	1,07	93,45794	127,1028	0,56	1	1,36	432	44	MCG
2873	0,7	64,28571	118,5714	0,47	0,45	0,83	442	36	MCG
1865	0,92	58,69566	133,6956	0,11	0,54	1,23	434	52	MCUP
1805	0,79	121,519	134,1772	0,14	0,96	1,06	430	40	MCUP
1774	1,04	93,26923	137,5	0,09	0,97	1,43	434	40	MCUP
1713	0,96	103,125	127,0833	0,11	0,99	1,22	433	40	MCUP
1681	0,86	118,6046	141,8605	0,14	1,02	1,22	432	48	MCUP
892	0,64	115,625	217,1875	0,1	0,74	1,39	430	52	MCUP
718	0,59	100	284,7458	0,12	0,59	1,68	428	42	MCUP

Tabela 2 – Resultados de biomarcadores em amostras selecionadas na seção Pliensbaquiano – Toarciano inferior de Peniche. A altura dos picos nos cromatogramas e nos fragmentogramas m/z 191 e m/z 217 foram utilizados para a determinação das razões.

Esp (m)	Unidade	HOP/EST	P/F	P/nC17	nC17/nC25	TRI 23/21	TETRA/C30	Ts/Tm	Tm/C30	C27 17β/C30	HOP C29/C30	HOP 29βα/29αβ	HOP 30βα/30αβ	HOP 31/30	27Dia/27Est	EST 27/29	EST 28/29	TRI/PENTA	G/C30	COT	RI	S2	IH
124,88	CC2	4,33	3,23	3,64	1,75	0,58	0,06	0,02	1,01	0,18	0,84	0,46	0,58	0,6	0,14	2,76	0,5	0,12	0	2,6	38	8,52	328
72,12	MCNB	1,7	3,22	0,89	1,39	1,69	0,09	0,27	0,4	0,07	0,63	0,21	0,24	0,38	0,36	0,7	0,3	0,1	0,35	2,66	53	5,61	211
70,22	MCNB	1,69	1,93	2,22	1,3	1,2	0,09	0,17	0,59	0,15	0,52	0,39	0,42	0,5	0,89	1,03	0,45	0,12	0	5,71	62	26,6	466
65,78	MCNB	2,85	2,54	3,02	1,4	1,06	0,06	0,09	0,66	0,2	0,6	0,43	0,48	0,53	0,57	1,22	0,45	0,08	0	7,98	54	44,3	555
65,60	MCNB	2,71	3,56	4,83	1,77	0,75	0,05	0,06	0,74	0,23	0,65	0,46	0,56	0,57	0,58	1,53	0,43	0,07	0	9,69	48	43,8	452
54,84	MCNB	5,55	3,58	2,82	1,11	1,12	0,08	0,07	0,71	0,15	0,64	0,42	0,44	0,51	0,43	1,02	0,37	0,12	0	2,1	42	5,97	284
54,12	MCNB	2,9	3,22	2,76	2,63	0,66	0,08	0,04	0,87	0,19	0,64	0,43	0,52	0,52	0,35	0,92	0,3	0,13	0	2,44	50	6,28	257
49,4	MCNB	5,7	2,84	3,82	1,34	0,67	0,06	0,03	0,73	0,39	0,65	0,39	0,46	0,52	0,33	1,47	0,49	0,1	0	5,74	56	27,5	479
40,76	MCG	2,08	1,2	3,46	0,16	2,25	0,09	0,16	0,55	0,36	0,86	0,4	0,47	0,47	0,7	1,31	0,42	0,17	0,18	3,64	40	4,5	124
17,74	MCUP	5,61	1,58	1,81	1,24	1,25	0,14	0,14	0,76	0,11	0,75	0,27	0,31	0,46	0,65	1	0,35	0,23	0,05	1,04	40	0,97	93

Hop/Est= razão C30 (αβ)hopano/C29 (ααR) esterano
P/F= razão Pristano/Fitano
P/nC17= Pristano/alcano linear com 17 átomos de carbono
nC17/nC25= alcano linear com 17 átomos de carbono/alcano linear com 25 átomos de carbono.
TRI 23/21= terpanos tricíclicos C23/C21
TETRA/C30= terpano tetracíclico C24/C30(αβ)hopano
Ts/Tm= C27 (trisorneohopano/trisorhopano)
Tm/C30= C27 trisorhopano/ C30(αβ)hopano
C27(17β)/C30= C27(17β) trisorhopano/ C30(αβ)hopano
HOP C29/C20= C29(αβ) norhopano/ C30(αβ)hopano
HOP 29 βα/29 αβ= C29 moretano/ C29(αβ)norhopano

HOP 30 βα/30 αβ= C30 moretano/ C30(αβ) hopano
HOP 31/30= C31 homohopano/ C30(αβ) hopano
27Dia/27Est= C27 diasterano/C27 (ααR) esterano
EST 27/29= C27 (ααR) esterano/ C29 (ααR) esterano
EST 28/29= C28 (ααR) esterano/ C29 (ααR) esterano
TRI/PENTA= Terpano tricíclico C23/ C30(αβ) hopano
G/C30= Gamacerano/ C30(αβ) hopano
COT= carbono orgânico total
RI= residuo insolúvel
S2= potencial gerador
IH= índice de hidrogênio

ESTRATIGRAFIA QUÍMICA (COT, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) E NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS NA PASSAGEM PLIENSBAQUIANO–TOARCIANO NO PERFIL DE PENICHE (PORTUGAL). RESULTADOS PRELIMINARES.

Abstract: The marl-limestone succession that encompasses the Pliensbachian–Toarcian Stage Boundary (Lower Jurassic) and crops out at Peniche (Lusitanian Basin, Portugal), was chosen as one of the candidates for the establishment of Toarcian GSSP. Chemostratigraphy analyses, of the Upper Pliensbachian (*spinatum* Zone)-Lower Toarcian (*levisoni* p.p. Zone) portion, were based on total organic carbon (TOC) (68 samples), the isotope carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) (38 samples) on the whole rock sample. Presenting an absolute variation of around -2.0‰, the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values decrease from the middle part up to the uppermost part of *spinatum* Zone, with smaller values in the lowermost part of the *polymorphum* Zone. In the Lower Toarcian the $\delta^{13}\text{C}$ data shows a positive trend (spread of +2.0‰) with a maximum value in the middle-upper portion of the *polymorphum* Zone and a minimum in the lowermost part of the *levisoni* Zone. The $\delta^{18}\text{O}$ values show a general tendency to decrease within the *polymorphum* Zone, with the smallest values observed in the lower portion of the *levisoni* Zone. In general the TOC values are low, around 0.2%, in the *spinatum* Zone, upwards they increase to 0.5% in the *polymorphum* Zone, whilst they decrease again to 0.2% in the lowermost *levisoni* Zone. Calcareous nannofossils assemblages were investigated in 12 slides of marly samples collected around the Pliensbachian – Toarcian Stage Boundary that, according to the adopted zonation, proposed for NW European, lies in the NJ5b biozone. Abundant and well preserved nannofossils assemblages comprise 12 genera and 18 species. The genera *Schizosphaerella* and *Lotharingius* are dominant. *Calciavascularis jansae*, a characteristic *taxon* of the Lower Jurassic tethyan nannofossils assemblages, is abundant in the whole investigated interval. *Biscutum grande* is the other tethyan *taxon* present in studied succession. The occurrences of *C. jansae* and *B. grande* support the tethyan affinity of the calcareous nannofossils assemblages recovered from the Pliensbachian – Toarcian transition sampled at Peniche section.

Key words: Chemostratigraphy, Calcareous Nannofossils, Jurassic, Portugal.

Resumo: A sucessão margo-calcária que abrange o limite Pliensbaquiano – Toarciano (Jurássico inferior) do perfil de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal), foi escolhido como um dos candidatos ao estabelecimento do GSSP do Toarciano. Nesta seção, realizou-se análise quimiostratigráfica, baseada no registro do conteúdo de carbono orgânico total (COT) (68 amostras) e na evolução dos isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) (38 amostras), em rocha total, entre o Pliensbaquiano superior (Zona *spinatum*) e o Toarciano inferior (Zona *levisoni p. p.*). Apresentando variação absoluta em torno de $-2,0\text{‰}$, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ decrescem da parte média para o topo da Zona *spinatum*, com menores valores na base da Zona *polymorphum*. No Toarciano inferior os dados de $\delta^{13}\text{C}$ revelam um evento positivo (amplitude de $+ 2,0\text{‰}$) com valor máximo na porção média a superior da Zona *polymorphum* e mínimo na base da Zona *levisoni*. Os teores de $\delta^{18}\text{O}$ mostram tendência geral de diminuição ao longo da Zona *polymorphum* e com os menores valores na base da Zona *levisoni*. No geral os valores de COT são baixos, em torno de $0,2\%$ na Zona *spinatum*, aumentam para $0,5\%$ na Zona *polymorphum* e diminuem novamente para $0,2\%$ na base da Zona *levisoni*. Para os estudos de nanofósseis calcários foram examinadas 12 amostras de margas coletadas através do limite Pliensbaquiano – Toarciano que, de acordo com o zoneamento adotado para o NW da Europa, posiciona-se na Zona NJ5b. Em uma abundante e bem preservada assembléia foram identificadas 18 espécies distribuídas em 12 gêneros. Os gêneros *Schizosphaerella* e *Lotharingius* são dominantes numericamente. *Calcivascularis jansae*, nanofóssil característico nas assembléias do Tétis durante o Jurássico inicial, é abundante em todo o intervalo investigado. *Biscutum grande* é outro *taxon* tetiano que está presente na seção estudada. Os registros de *C. jansae* e *B. grande* sugerem que a assembléia de nanofósseis calcários encontrados na seção que inclui o limite Pliensbaquiano – Toarciano, em Peniche, sofreram influência das águas do mar de Tétis.

Introdução

A Bacia Lusitânica, em Portugal (Fig.1), localizada na borda oeste da Placa Ibérica, é uma bacia oceânica marginal que teve sua formação iniciada no Triássico. A sua orientação é NE-SW com cerca de 300 km de comprimento e 150 km de largura, incluindo-se a parte submersa, com espessura máxima de 5 km. Esses sedimentos abrangem o intervalo Triássico Superior – Cretáceo Superior, com cobertura do Terciário, sendo a maioria de idade jurássica. O Jurássico inferior está particularmente bem representado na Bacia Lusitânica, com destaque para a região de Peniche que apresenta uma exposição contínua de sedimentos carbonáticos, possuindo mais de 450 metros de espessura, e de idade entre o Sinemuriano e o Toarciano (Mouterde, 1955; Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1995, 2003 e 2004). Em termos litoestratigráficos correspondem as formações Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemed e Cabo Carvoeiro (Duarte & Soares, 2002). Durante o Pliensbaquiano e o Toarciano inicial da região de Peniche, a deposição foi controlada por uma rampa homoclinal, com inclinação para oeste (Duarte, 1997).

Com exceção das suas extremidades (Sinemuriano inferior e Toarciano superior), toda a coluna é controlada por uma bioestratigrafia de amonites de resolução à escala de Zona. Neste contexto sedimentar e estratigráfico, insere-se a passagem Pliensbaquiano-Toarciano, incluída numa sucessão margo-calcária que abrange a parte terminal da Formação de Lemed e a parte basal da Formação do Cabo Carvoeiro (Fig. 2). A definição deste limite é baseada em bioestratigrafia de amonites coincidindo com a passagem entre as Zonas *spinatum* (Pliensbaquiano superior) e *polymorphum* (Toarciano inferior). Esta localidade foi recentemente apontada como um dos principais candidatos ao estabelecimento do GSSP (Global Stratotype Sections and Points) do Toarciano (Elmi *et al.*, 1996; Elmi, 2002; Elmi in Duarte *et al.*, 2004b).

Este trabalho apresenta a análise quimioestratigráfica, baseada no registro do conteúdo de carbono orgânico e na evolução dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio, em rocha total, e a distribuição da assembléia de nanofósseis calcários, através da passagem Pliensbaquiano-Toarciano em Peniche.

A estratigrafia química envolve a aplicação dos dados de geoquímica na caracterização e correlação de camadas em seqüências sedimentares carbonáticas e siliciclásticas. Com base em assinaturas geoquímicas diagnósticas, estas seqüências podem ser subdivididas em unidades quimioestratigráficas distintas, permitindo sua correlação com alta resolução sobre amplas áreas. Para isto podem ser utilizados dados de geoquímica orgânica e inorgânica, como, por exemplo, razão isotópica $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, carbono orgânico total (COT), elementos químicos maiores, menores e traços e isótopos estáveis do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) (Rodrigues, 2005). Normalmente os dados isotópicos de oxigênio em rocha total, são pouco utilizados em correlações estratigráficas devido à possibilidade de ocorrência de alterações diagenéticas. No entanto, mesmo reconhecendo estas limitações, freqüentemente eles apresentam as mesmas tendências dos dados isotópicos baseados em fósseis que não foram afetados pela diagênese. Assim, a utilização de dados isotópicos em rocha total, como no presente estudo, é válida desde que considerados como valores relativos (Rodrigues, 2005).

A utilização dos nanofósseis calcários na bioestratigrafia de bacias jurássicas marinhas é bem difundida e os artigos de Bown (1987 e 1996), Kaenel *et al.* (1996), Bown & Cooper (1998) e Mattioli & Erba (1999) possuem revisões dos principais trabalhos disponíveis na literatura, assim como os diferentes zoneamentos propostos para diversas áreas. Atualmente

existem dois arcabouços bioestratigráficos utilizados como referências: um para o Noroeste da Europa (Bown & Cooper, 1998) e outro para a região do Mediterrâneo (Mattioli & Erba, 1999). Especificamente para o Pliensbaquiano e Toarciano da Península Ibérica destacam-se os estudos de Perilli (1999, 2000), Perilli *et al.* (2004) e Perilli & Comas-Rengifo (2002), que estudaram os nanofósseis calcários da Bacia Basco – Cantabrica, e os de Perilli & Duarte (2003) e Duarte *et al.* (2004a) que apresentam a distribuição dos nanofósseis calcários do Toarciano para alguns setores da Bacia Lusitânica.

Metodologia

Estratigrafia Química: As análises foram realizadas em 71 amostras coletadas ao longo de 25 metros da seção (Fig. 3 e Tab. 1). Todas as amostras foram pulverizadas, em partículas menores do que 80 mesh. Destas, 68 amostras foram submetidas às análises de carbono orgânico total (COT) e em 38 foram obtidos os valores de isótopos estáveis do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) da fração carbonática da amostra total (Tab.1). As análises foram realizadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (Cenpes, Brasil). As determinações dos teores de COT foram feitas com o equipamento LECO-SC444 e as análises isotópicas foram realizadas usando-se a unidade automática de preparação Kiel Carbonate Device III, acoplado a um espectrômetro de massa MAT 252 ThermoFinnigan. Os resultados, de isótopos estáveis do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), foram registrados em partes por mil (‰), em relação ao padrão internacional PDB (Belemnite da Formação Peedee, Cretáceo Superior da Carolina do Sul, EUA) e calibrados pelo padrão NBS-19 ($\delta^{13}\text{C}=1.95\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}= -2,20\text{‰}$). A precisão foi de $\pm 0,05$ para $\delta^{13}\text{C}$ e $\pm 0,08$ for $\delta^{18}\text{O}$. Já os resultados de carbono orgânico total foram expressos em percentagem (%) sendo que para cada dez amostras analisadas foi realizada uma análise em amostra duplicada. O equipamento foi calibrado diariamente com padrões, antes e após as análises.

Nanofósseis calcários: Para as análises de nanofósseis calcários foram selecionadas 12 amostras provenientes de camadas de margas 3 metros abaixo e 7 metros acima do limite Pliensbaquiano – Toarciano (Tab. 1). A preparação foi realizada nos laboratórios de Bioestratigrafia e Paleoecologia do Centro de Pesquisas da PETROBRAS, de acordo com a metodologia padrão da empresa (Antunes, 1997 e Oliveira, 1997). Resumidamente esta preparação consiste em: 1) colocar cerca de 1 grama de sedimento, previamente moído, em um tubo de ensaio, adicionar água e homogeneizar com o emprego de uma haste de vidro; 2) deixar em repouso por cerca de 7 minutos; 3) pingar duas a três gotas da suspensão em uma lamínula disposta sobre uma placa aquecedora. Acrescentar algumas gotas de água desmineralizada. 4) esperar que a água seque totalmente; 5) colar a lamínula sobre a lâmina, com bálsamo do Canadá, na placa aquecedora.

A análise da nanoflora foi realizada em um microscópio ZEISS, Axioplan 2 imaging, com um aumento de 1600 vezes. Em cada lâmina foram examinados 500 campos de visão. As estimativas de abundância relativa da amostra e de cada espécie, foram baseadas no esquema apresentado por Concheryo & Wise Jr. (2001) e que estão detalhados na tabela 2. Para a indicação do tipo de preservação (Tab. 2) utilizou-se a classificação de Roth & Thierstein (1972).

As fotografias dos fósseis foram obtidas com uma câmera digital ZEISS AxioCam MRC com o auxílio do programa de computador Axionvision 4.

Discussão dos resultados

Os resultados aqui apresentados são preliminares e fazem parte de um conjunto de estudos, em andamento, que incluem análises de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ e elementos maiores e menores em rocha total e belemnites, bem como estudos com base em nanofósseis calcários e palinomorfos, estendendo-se por todo o Pliensbaquiano e o Toarciano inferior de Peniche. Neste artigo, discute-se os resultados das análises concluídas até o momento de $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$, em rocha total, e nanofósseis calcários.

Estratigrafia Química

Na seção que abrange a passagem Pliensbaquiano-Toarciano em Peniche, os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ decrescem, gradativamente, da parte média para o topo da Zona *spinatum*, com os menores valores situando-se na base da Zona *polymorphum* (Fig. 3). Variações semelhantes foram observadas por Van de Schootbrudgge *et al.* (2005) e Rosales *et al.* (2004), no furo geológico Llanbedr Mochras Farm (País de Gales) e na Bacia Basco-Cantabrica, respectivamente. Apesar do presente estudo ter sido realizado apenas em amostras de rocha e os trabalhos de Van de Schootbrudgge *et al.* (2005) e Rosales *et al.* (2004) terem utilizado belemnites, em termos de variação absoluta, os dados obtidos possuem, aproximadamente, a mesma ordem de grandeza, ou seja $-2,0\%$.

Os valores isotópicos obtidos para as amostras do Toarciano apresentam um comportamento inverso aos da porção do Pliensbaquiano estudado (parte média a superior da Zona *spinatum*). Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ revelam um evento isotopicamente positivo (amplitude de $2,0\%$), com valores máximos (cerca de $+2,0\%$) na porção média a superior da Zona *polymorphum* e mínimo na base da Zona *levisoni* ($-0,49\%$). Estas variações foram anteriormente evidenciadas na região de Coimbra (Duarte *et al.*, 2004a), sugerindo que estes dois eventos tenham representatividade à escala da bacia. As modificações geoquímicas, observadas nas amostras do Toarciano inferior de Peniche (Zona *polymorphum*), provavelmente estão relacionados ao evento transgressivo de segunda ordem que caracteriza esta parte da seção. De fato, segundo Duarte *et al.* (2004b), o Membro Cabo Carvoeiro 1 representa o início de uma seqüência transgressiva, que é corroborado pelo relativo aumento dos valores de COT e $\delta^{13}\text{C}$ (Fig. 3).

Os teores de $\delta^{18}\text{O}$, apesar das excursões positivas após a passagem Pliensbaquiano-Toarciano, revelam uma tendência geral de diminuição ao longo da Zona *polymorphum*, com os menores valores posicionando-se na base da Zona *levisoni* ($-4,5\%$), sendo que logo a seguir, ocorre rápida reversão para valores isotópicos mais elevados (em torno de $-3,3\%$). Comportamento isotópico semelhante foi constatado por Rosales *et al.* (2004) para a Bacia Basco – Cantabrica, sugerindo uma boa correlação entre os perfis de Peniche e do norte da Espanha, sendo que os mínimos isotópicos obtidos na porção inferior da Zona *levisoni* seriam correspondentes aos baixos valores registrados na base da Zona *serpentinus* da seção espanhola. Sendo conhecida a termodependência dos isótopos de oxigênio, esta similitude de comportamento do $\delta^{18}\text{O}$ parece assim indiciar, igualmente para a Bacia Lusitânica, um progressivo aumento de temperatura durante a parte superior do Pliensbaquiano e a seção basal do Toarciano, tal como o sugerido por Rosales *et al.* (2004) para a bacia espanhola.

Em relação ao COT, embora pouco elevados, os teores apresentam a mesma tendência dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ (Fig.3): estão em torno de $0,2\%$ na Zona *spinatum*, aumentam para $0,5\%$ na Zona *polymorphum* e diminuem novamente para $0,2\%$ na base da Zona *levisoni*. Os baixos

valores de COT registrados não coincidem com aqueles observados por Jenkyns *et al.* (2002) em relação ao evento anóxico do Toarciano inferior à escala norte-européia, de grande expressão. Na Bacia Lusitânica, a ausência de fácies com elevados teores de COT pode estar associada a condições locais particulares que não propiciaram a acumulação ou preservação da matéria orgânica durante o período representado pela porção inicial da Zona *levisoni* (Duarte, 1997; Duarte *et al.* 2004a, 2004b). Entretanto, a elevação relativa dos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e de COT na porção média a superior da Zona *polymorphum* poderia ser, mesmo que depletado, uma indicação do evento anóxico que, devido ao diacronismo existente entre as Zonas de amonites boreais e tetianas, é posicionado, ora na Zona *tenuicostatum* ora na Zona *falciferum* ou no limite entre ambas.

Nanofósseis calcários

Atualmente existem dois zoneamentos bioestratigráficos de nanofósseis calcários que abrangem o Pliensbaquiano-Toarciano: Bown & Cooper (1998) para o Jurássico do NW da Europa e Mattioli & Erba (1999) para o Jurássico inferior-médio da Itália e região sul da França. Na figura 4, correlaciona-se a porção Pliensbaquiano superior – Toarciano inferior destes arcabouços, assim como os refinamentos implementados por Perilli *et al.* (2004) para a Bacia Basco-Cantabrica. Nestes zoneamentos, o limite Pliensbaquiano – Toarciano está inserido na Zona *Lotharingius hauffii*, definida pelo código NJ5 por Bown & Cooper (1998) e por NJT5 em Mattioli & Erba (1999).

Os limites da Zona *Lotharingius hauffii* são reconhecidos pelos surgimentos sucessivos de *Lotharingius hauffii* e *Carinolithus superbis* (Fig. 4), sendo que o surgimento de *Crepidolithus impontus* foi utilizado por Bown & Cooper (1998) para definir a sua divisão nas subzonas NJ5a e NJ5b. Perilli *et al.* (2004) registram que, na Bacia Basco-Cantabrica, a primeira ocorrência comum (POC) de *L. hauffii* teria ocorrido próximo ao limite das subzonas NJ5a e Nj5b podendo ser, nesta região, um *datum* auxiliar na identificação destas subzonas. Como tanto a POC de *L. hauffii* quanto o surgimento de *C. impontus* foram posicionados no final do Pliensbaquiano superior, o limite Pliensbaquiano – Toarciano estaria posicionado na subzona NJ5b.

Já Mattioli & Erba (1999) preferiram a primeira ocorrência de *Lotharingius sigillatus* para dividir a Zona NJT5 (NJT5a e NJT5b), sendo que para estas autoras este *datum* seria do início do Toarciano, enquanto que Bown & Cooper (1998) assinalam que *L. sigillatus* teria surgido no final do Pliensbaquiano (Fig. 4). Assim, no zoneamento de Mattioli & Erba (1999) o limite Pliensbaquiano – Toarciano estaria na subzona NJT5a.

Todas as amostras analisadas apresentaram abundante conteúdo nanofossilífero e preservação variando entre moderada e boa. Foram identificadas 18 espécies distribuídas em 12 gêneros (Apêndice 1, Tab. 2 e Fig. 5 e 6). Verificou-se que os gêneros *Schizosphaerella* e *Lotharingius* dominam numericamente a assembléia e que neste último predomina a espécie *Lotharingius hauffii*. Como *Lotharingius umbriensis* e *L. hauffii* não foram diferenciados neste trabalho, as indicações de *L. hauffii* inclui ambas as espécies. *Calcivascularis jansae* também apresentou ocorrência abundante enquanto que *Tubirhabdus patulus* teve ocorrência freqüente e distribuição contínua. *Lotharingius* aff. *L. velatus*, *Biscutum finchii*, *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus granulatus* e *Biscutum grande* apresentaram distribuição contínua, sendo que nos três primeiros a ocorrência variou entre freqüente e raro e nos dois últimos foi

de frequente a muito raro. Exemplares de *Lotharingius sigillatus* tiveram ocorrência rara a muito rara nas amostras representativas do Pliensbaquiano superior, passando para frequente a comum na porção superior da seção analisada que está inserida no Toarciano inferior (Tab. 2). *Biscutum dubium*, *Biscutum novum*, *Bussonius prinsii*, *Calyculus* spp., *Crepidolithus imponentus*, *Mitrolithus elegans*, *Orthogonoides hamiltoniae*, *Similiscutum orbiculus* e *Similiscutum cruciulus* apresentaram ocorrência entre rara e muito rara e distribuição descontínua. A presença de *Axopodorhabdus atavus* é muito rara, só foi observado um exemplar na amostra P05t (Tab. 2 e Fig. 5).

O posicionamento das amostras analisadas na Zona NJ5 (Bown & Cooper, 1998) é balizado pela ocorrência de *L. hauffii*, cujo surgimento define a base desta Zona, e pela ausência de exemplares de *Carinolithus superbus* (surgimento define topo da NJ5) que só estão presentes em camadas superiores a este intervalo. A presença de *C. imponentus* e a ocorrência abundante de *L. hauffii* indicam que a seção estudada está inserida na subzona NJ5b (Fig. 4 e Fig. 6).

C. jansae, que é abundante em todas as amostras estudadas, é relatado como sendo o principal componente das assembléias da parte oeste do Tétis e do Proto – Atlântico Norte durante o Jurássico inicial, enquanto que é raro nas seções do noroeste da Europa (Bown & Cooper, 1998). *B. grande* é outro fóssil presente nos sedimentos analisados que também é considerado como sendo predominantemente tetiano. Portanto, as presenças concomitantes de *C. jansae* e *B. grande* sugerem forte influência de águas do Tétis, na assembléia de nanofósseis calcários presente na seção que inclui o limite Pliensbaquiano – Toarciano em Peniche.

Considerações Finais

Apesar do caráter preliminar deste estudo, que se refere ao estudo da passagem Pliensbaquiano-Toarciano em Peniche, algumas considerações podem ser feitas em relação a estratigrafia química (com base em COT, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) e a bioestratigrafia de nanofósseis.

Em relação ao primeiro tópico, foi possível observar comportamentos diferentes nos parâmetros geoquímicos na seção analisada. O COT mostra um claro incremento entre o Pliensbaquiano terminal e o Toarciano inferior, quase triplicando os valores na Zona *polymorphum*, comparativamente à Zona *spinatum*; apesar desta tendência, os valores são relativamente baixos, sendo inferiores a 1%. Em relação aos valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, ambos decrescem em direção ao topo do Pliensbaquiano, sendo que a base do Toarciano (base da Zona *polymorphum*) é caracterizada por anomalias nos valores isotópicos, ou seja, teores relativamente mais negativos de $\delta^{13}\text{C}$ e mais positivos de $\delta^{18}\text{O}$. Para a maior parte da Zona *polymorphum*, os valores de $\delta^{13}\text{C}$ revelam um evento positivo com ápice na parte média-superior da Zona *polymorphum*. Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ mostram a mesma tendência, mas com os valores mais elevados antecedendo aqueles observados no isótopo de carbono. Apesar do número limitado de análises na Zona *levisoni* não permitir uma grande discussão dos resultados (apenas a base foi amostrada), é marcante a anomalia observada no $\delta^{13}\text{C}$, através de uma brusca diminuição dos valores. Esta mesma tendência, também assinalada na região de Coimbra (Duarte *et al.*, 2004a), sugere uma variabilidade controlada tanto à escala regional (ver discussão *in* Duarte *et al.*, 2004a) como global (ver discussão *in* Jenkyns *et al.*, 2002).

No caso dos nanofósseis calcários, todas as amostras observadas apresentaram abundante conteúdo nanofossilífero e boa preservação. A assembléia mostrou-se bem diversificada, sugerindo que este grupo fóssil tem grande potencial bioestratigráfico aplicável

aos estratos do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica. Outra possibilidade foi demonstrada pela variabilidade de abundância de algumas espécies, sugerindo que análises quantitativas poderão ser utilizadas para refinar a bioestratigrafia de nanofósseis dessa seção.

Utilizando-se o zoneamento de Bown & Cooper (1998), constatou-se que o limite Pliensbaquiano - Toarciano em Peniche posiciona-se na Zona NJ5, entre os surgimentos sucessivos de *Lotharingius hauffii* e *Carinolithus superbus*. Já a presença de *Crepidolithus impontus*, mesmo que rara, indica a subzona NJ5a para esta seção. Em termos do zoneamento definido para a Bacia Basco – Cantabrica (Perilli *et al.*, 2004) todas as amostras analisadas estão na zona NJ5, entre a primeira ocorrência comum (POC) de *L. hauffii* e a última ocorrência comum (UOC) de *Calcivascularis jansae*. Já o arcabouço estabelecido por Mattioli & Erba (1999) não parece ser o mais adequado para a Bacia Lusitânica. Para estas autoras o surgimento de *Lotharingius sigillatus* estaria acima do limite Pliensbaquiano –Toarciano, fato que não foi constatado na seção analisada. Entretanto, observou-se que existe um incremento significativo de exemplares de *L. sigillatus* nos estratos basais do Toarciano inferior, fato que talvez tenha correlação com o surgimento desta espécie na região do Mediterrâneo. Além disso, não deve ser descartada a possibilidade do diacronismo e endemismo das zonas de amonites, entre as regiões NW e sul da Europa, estar refletido nos zoneamentos de nanofósseis que nelas são calibradas. Outra hipótese seria que os autores dos zoneamentos estariam utilizando critérios taxonômicos diferentes para a identificação de *L. sigillatus*, causando assim um aparente diacronismo.

Em termos paleoceanográficos, devido a abundante presença de *Calcivascularis jansae* e ocorrência comum de *Biscutum grande*, se pode afirmar que durante o Pliensbaquiano terminal e o Toarciano inicial a influência do Tétis na região de Peniche era acentuada.

Agradecimentos

Os autores são gratos a Edison Milani, Heriberto V. dos Santos, Gilton B. de Aquino Filho, Delano S. Salgado, José Airton de Almeida Filho, Seirin Shiambukuro, Rogério L. Antunes e Mário G. da Silva, da PETROBRAS/CENPES/PDEXP/BPA e Luiz Antonio F. Trindade, M. Fátima B. de Almeida, Lígia J. L. Aquino, Jorge T. da Silva, Eduardo S. A. Conde, Leandro Maurieli e Jussara M. Dias Cortes da PETROBRAS/CENPES/PDEXP/GEO pelo apoio e auxílio na execução deste artigo e as instituições PETROBRAS, Centro de Geociências e Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra e Departamento de Paleontologia e Estratigrafia da Universidade Estadual do Rio de Janeiro pelo suporte técnico a este estudo.

Bibliografia

- Antunes, R.L. 1997. Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários, Monografia **série didática UFRJ**, Rio de Janeiro, 115p.
- Bown, P.R. & Cooper, M. K. E. 1998. Jurassic. In: Bown, P.R (eds.). **Calcareous Nannofossil Biostratigraphy**. British Micropaleontological Society Series. Chapman & Hall, Cambridge, 34-85.
- Bown, P.R. 1987. Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils. **Paleontology Association, Special Papers in Paleontology**, London, 38, 118p.

- Bown, P.R. 1996. Recent advances in Jurassic Calcareous nannofossil Research. In: Riccardi A.C. (ed.) **Advances in Jurassic Research**, GeoResearch Forum, 55-66.
- Concheryo, A. & Wise, S.W., Jr. 2001. Jurassic calcareous nannofossil from prerift sediments drilled during ODP Leg 173, Iberia Abyssal Plain, and their implications for rift tectonics. In: Beslier, M.-O., Whitmarsh, R.B., Wallace, P.J., and Girardeau, J. (Eds.), **Proceedings of the ODP, Scientific Results**, 173, 1–24. Disponível em <http://www-odp.tamu.edu/publications/173_SR/VOLUME/CHAPTERS/SR173_07.PDF>. Acesso em 16 de março de 2004.
- Duarte, L. V. & Soares A F. 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). **Comunicação do Instituto Geológico e Mineiro**, Lisboa, 89, 115-134.
- Duarte, L. V. (coordinator); Wright, V. P.; Fernández-López, S.; Elmi, S.; Krautter, M.; Azerêdo, A. C.; Henriques, M. H.; Rodrigues, R. & Perilli, N. 2004b. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In Duarte, L. V. & Henriques, M. H. (eds.). Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. 23RD IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, Coimbra 2004, **Field Trip Guide Book**, I, 45-71.
- Duarte, L. V. 1995. **O Toarciano da Bacia Lusitaniana. Estratigrafia e Evolução Sedimentogenética**. Coimbra, 349p. Tese de doutorado. Departamento de Ciências da Terra da Universidade de Coimbra.
- Duarte, L. V. 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). **Comunicação do Instituto Geológico e Mineiro**, Lisboa, 83, 65-94.
- Duarte, L. V. 2003. Variações de fácies, litostratigrafia e interpretação seqüencial do Liássico médio e superior ao longo da transversal Tomar – Peniche (Portugal). **Ciências da Terra (UNL)**, Lisboa, V, CD-ROM:A53-A56.
- Duarte, L. V. 2004. The Geological Heritage of the Lower Jurassic of Central Portugal: Selected Sites, Inventory and Main Scientific Arguments. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, Milano, 110, 381-387.
- Duarte, L.V.; Perilli, N.; Dino, R.; Rodrigues, R. & Paredes, R. 2004a. Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): Sequence Stratigraphy, Calcareous Nannofossils and stable-isotope evolution. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, Milano, 110, 115-127.
- Elmi, S. 2002. Some general data on the Pliensbachian – Toarcian boundary (problems of biostratigraphic correlations). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON THE JURASSIC SYSTEM, 6, 2002, Palermo, Italy. **Abstract...**, Palermo, 56-57.
- Elmi, S.; Mouterde, R.; Rocha, R. & Duarte, L.V. 1996. La limite Pliensbachien – Toarcien au Portugal: intérêt de la coupe de Peniche. In: **International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, Meeting on Toarcian and Aalenian Stratigraphy**, Fuentelsaz and Freiburg, 1996. **Aalenews**, 6, 33-35.
- Jenkyns, H. C.; Jones, C. E.; Gröcke, D. R.; Hesselbo, S. P. & Parkinson, D. N. 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. **Journal of Geology Society of London**, London, 159, 351-378.
- Kaenel, E.; Bergen, J. A. & von Salis Perch-Nielsen, K. 1996. Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. **Bulletin de la Société Géologique de France**, 167 (1), 15-28.

- Mattioli, E. & Erba, E. 1999. Synthesis of calcareous nannofossil events in the Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 105 (3), 343-376.
- Mouterde, R. 1955. Le Lias de Peniche. **Comunicação do Serviço Geológico de Portugal**, Lisboa, 36, 87-115.
- Oliveira, L. C. V. 1997. **Arcabouço estratigráfico do Albo-Maastrichtiano da Bacia de Campos: Um estudo com base em nanofósseis calcários e suas relações com marcos elétricos - estratigráficos e a estratigrafia química**. Porto Alegre. Dissertação de mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 181p.
- Perilli, N. & Comas-Rengifo, M. J. 2002. Calibration of the Pliensbachian Calcareous Nannofossil events in two ammonite-controlled sections from northern Spain (Basque-Cantabrian Area). **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 108 (1), 133-152.
- Perilli, N. & Duarte, L.V. 2003. Dating of the Toarcian succession from the Lusitanian Basin based on calcareous nannofossil. **Ciências da Terra (UNL)**, Lisboa, V, CD-ROM: A-122-A125.
- Perilli, N. 1999. Calibration of early – middle Toarcian nannofossil in two expanded and continuous sections from the Basque-Cantabrian area (Northern Spain). **Rivista Española de Micropaleontología**, 31 (3), 393-401.
- Perilli, N. 2000. Calibration of early – middle Toarcian nannofossil events based on high-resolution ammonite biostratigraphy in two expanded sections from the Iberian Range (East Spain). **Marine Micropaleontology**, 39, 293-308.
- Perilli, N.; Comas-Rengifo, M. J. & Goy, A. 2004. Calibration of the Pliensbachian-Toarcian calcareous nannofossil zone boundaries based on ammonites (Basque-Cantabrian area, Spain). **Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia**, 110 (1), 97-107.
- Rodrigues, R. 2005. Chemostratigraphy. In: Koutsoukos, E. (eds.). **Applied Stratigraphy**, Springer, 165-178.
- Rosales, I.; Quesada, S. & Robles, S. 2004. Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque – Cantabrian basin, northern Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 203, 253-275.
- Roth, P. H. & Thierstein, H. 1972. Calcareous nannoplankton; Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In: Hayes, D. E., Pimm, A. C., *et al.*, **Initial Reports DSDP**, 14: Washington (U. S. Govt. Printing Office), 421-485.
- Van de Schootbrugge, B.; Bailey, T.R.; Rosenthal, Y.; Katz, M.E.; Wright, J.D.; Feist-Burkhardt, S.; Miller, K. G.; Falkowski, P. G. 2005. Early Jurassic Climate change and the radiation of organic-walled phytoplankton in the Thetys Ocean. **Paleobiology**, 31 (1), 73-97.
- Wright, V. P. & Wilson, R. C. L. – 1984 – A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. **Journal of Sedimentology and Petrology**, 54, 394-412.

Apêndice 1

Lista dos fósseis observados.

Referências bibliográficas destas espécies podem ser obtidas em Bown & Cooper (1998).

Axopodorhabdus atavus (Grün *et al.*, 1974) Bown, 1987

Biscutum dubium (Noel, 1965) Grün *in* Grün *et al.*, 1974

Biscutum finchii (Crux, 1979) Bown, 1987

Biscutum grande Bown, 1987

Biscutum novum (Goy, 1979) Bown, 1987

Bussonius prinsii (Noel, 1973) Goy, 1979

Calcivascularis jansae Wiegand, 1984

Calyculus spp.

Crepidolithus crassus (Deflandre, 1954) Noel, 1965

Crepidolithus granulatus Bown, 1987

Crepidolithus impontus (Grün *et al.*, 1974) Goy, 1979

Lotharingius hauffii Grün & Zweili, 1980 *in* Grün *et al.*, 1974

Lotharingius sigillatus (Stradner, 1961) Prins *in* Grün *et al.*, 1974

Lotharingius aff. *L. velatus*

Mitrolithus elegans Deflandre *in* Deflandre & Fert 1954

Orthogonoides hamiltoniae Wiegand, 1984b

Similiscutum cruciulus de Kaenel & Bergen, 1993

Similiscutum orbiculus de Kaenel & Bergen, 1993

Schizosphaerella spp.

Tubirhabdus patulus Prins 1969 ex Rood, Hay & Barnard, 1973

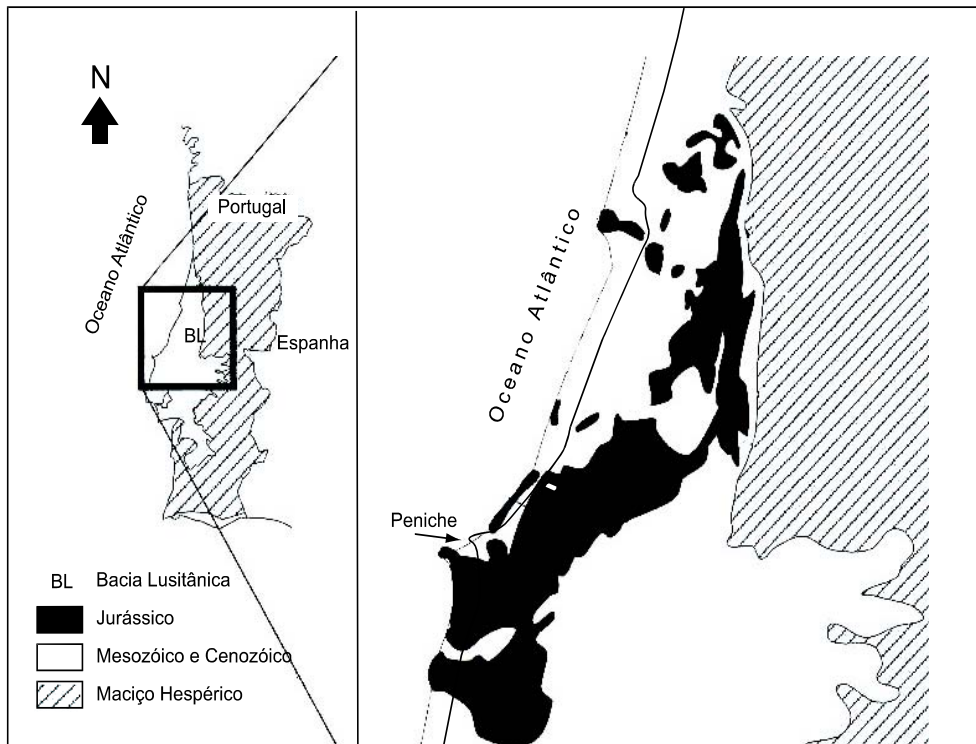


Figura 1 – Localização geográfica e carta geológica simplificada do setor central de Portugal onde se insere a região de Peniche.



Figura 2 – Localidade da Ponta do Trovão em Peniche. Limite Pliensbaquiano – Toarciano assinalado pela linha contínua. A linha pontilhada indica o limite entre as formações Lemede e Cabo Carvoeiro. Coordenadas UTM: 29S, M-0466.082, P-4358.005.

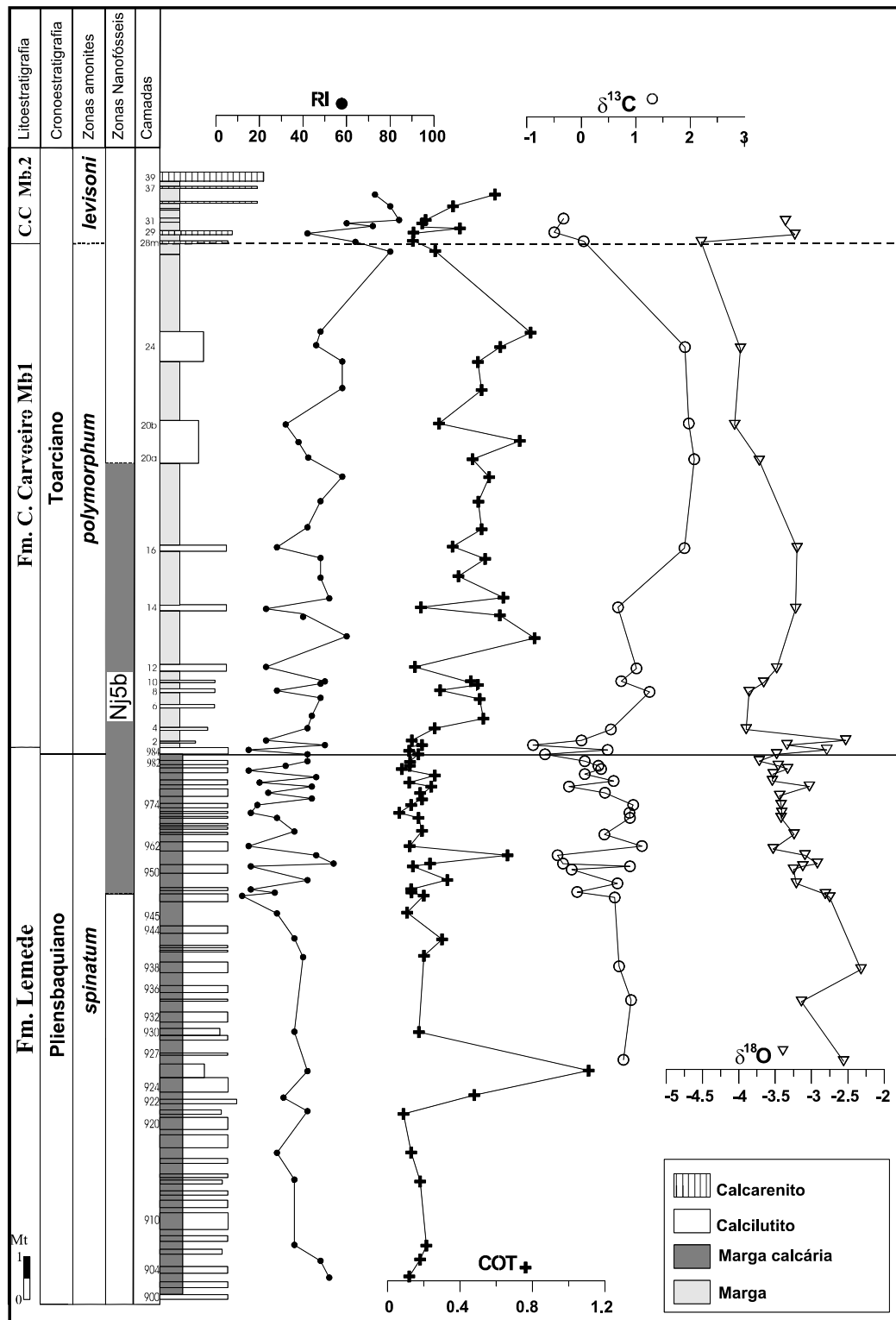


Figura 3 – Resíduo insolúvel (RI), carbono orgânico total (COT) e isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$), em rocha total, na passagem Pliensbaquiano–Toarciano em Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). Dados bioestratigráficos de amonites baseados em Mouterde (1955) e Elmi *in* Duarte *et al.* (2004a). Biozona de nanofósseis de acordo com este trabalho.

		BACIA BASCO-CANTABRICA (Perilli et al., 2004)			NW da EUROPA (Bown & Cooper, 1998)			ITÁLIA e S. da FRANÇA (Mattioli & Erba, 1999)																				
Andar	Subandar	Ammonites		Nanofósseis Calcários		Ammonites		Nanofósseis Calcários		Ammonites																		
		Zonas	Subzonas	Zonas	Bioeventos	Zonas	Bioeventos	Zonas	Subzs.	Bioeventos	Zonas																	
Toarciano Inferior	Superior	Stokesi	Margaritatus	S. cruciulus	NJ4	L. hauffii	B. novum	NJ4	L. hauffii	Margaritatus	Stokesi	NJ4b	L. hauffii	B. finchii														
															Spinatum	Hawskerense	Mirabile	Tenuicostatum	S. cruciulus	L. hauffii	C. imponentus	L. sigillatus	Spinatum	Margaritatus	Stokesi	NJ4b	L. hauffii	B. finchii
		Serpentinus	Sublevisoni	Falciferum	D. striatus	NJ6	C. superbus	UOC C. janssae	NJ6	C. superbus	Serpentinus	Tenuicostatum	C. superbus	NJ5b	C. imponentus	L. sigillatus	Spinatum	Margaritatus	Stokesi	NJ4b	L. hauffii	B. finchii						
																							Bifrons	Bifrons	Sublevisoni	D. striatus	NJ7	D. striatus
		Semipolium	Bifrons	Sublevisoni	D. striatus	NJ7	D. striatus	B. finchii	NJ7	D. striatus	Bifrons	Tenuicostatum	C. superbus	NJ5b	C. imponentus	L. sigillatus	Spinatum	Margaritatus	Stokesi	NJ4b	L. hauffii	B. finchii						
																							Bifrons	Bifrons	Sublevisoni	D. striatus	NJ7	D. striatus
		Bifrons	Bifrons	Sublevisoni	D. striatus	NJ7	D. striatus	B. finchii	NJ7	D. striatus	Bifrons	Tenuicostatum	C. superbus	NJ5b	C. imponentus	L. sigillatus	Spinatum	Margaritatus	Stokesi	NJ4b	L. hauffii	B. finchii						
																							Bifrons	Bifrons	Sublevisoni	D. striatus	NJ7	D. striatus
		Bifrons	Bifrons	Sublevisoni	D. striatus	NJ7	D. striatus	B. finchii	NJ7	D. striatus	Bifrons	Tenuicostatum	C. superbus	NJ5b	C. imponentus	L. sigillatus	Spinatum	Margaritatus	Stokesi	NJ4b	L. hauffii	B. finchii						
Bifrons	Bifrons																						Sublevisoni	D. striatus	NJ7	D. striatus	B. finchii	NJ7

J ou L - Primeira ocorrência Γ - Última ocorrência UOC - Última ocorrência comum POC - Primeira ocorrência comum Subzs. - Subzonas

Figura 4 – Correlação das porções correspondentes ao Pliensbaquiano superior – Toarciano inferior dos arcabouços bioestratigráficos de nanofósseis calcários propostos para o Jurássico inferior (modificado de Perilli et al., 2004).

Figura 5 – Todas as fotografias foram realizadas com nicóis cruzados.

Escala = 5µm, barra de referência em cada foto.

Foto 1 – *Axopodorhabdus atavus*, amostra P5T.

Foto 2 – *Axopodorhabdus atavus*, mesmo exemplar da foto 1 com rotação.

Foto 3 – *Biscutum dubium*, amostra P4.

Foto 4 – *Biscutum grande*, amostra P4.

Foto 5 – *Biscutum finchii*, amostra P5T.

Foto 6 – *Biscutum finchii*, amostra P4.

Foto 7 – *Biscutum novum*, amostra P4.

Foto 8 – *Biscutum novum*, mesmo exemplar da foto 7 com rotação.

Foto 9 – *Biscutum novum*, amostra P1.

Foto 10 – *Bussonius prinsii*, amostra P4.

Foto 11 – *Calyculus* sp., vista lateral, amostra P4.

Foto 12 – *Calyculus* sp., vista planar, amostra P4.

Foto 13 – *Crepidolithus crassus*, amostra PE 951.

Foto 14 – *Crepidolithus crassus*, mesmo exemplar da foto 13 com rotação.

Foto 15 – *Crepidolithus granulatus*, amostra P4.

Foto 16 – *Crepidolithus impontus*, amostra P4.

Figura 5

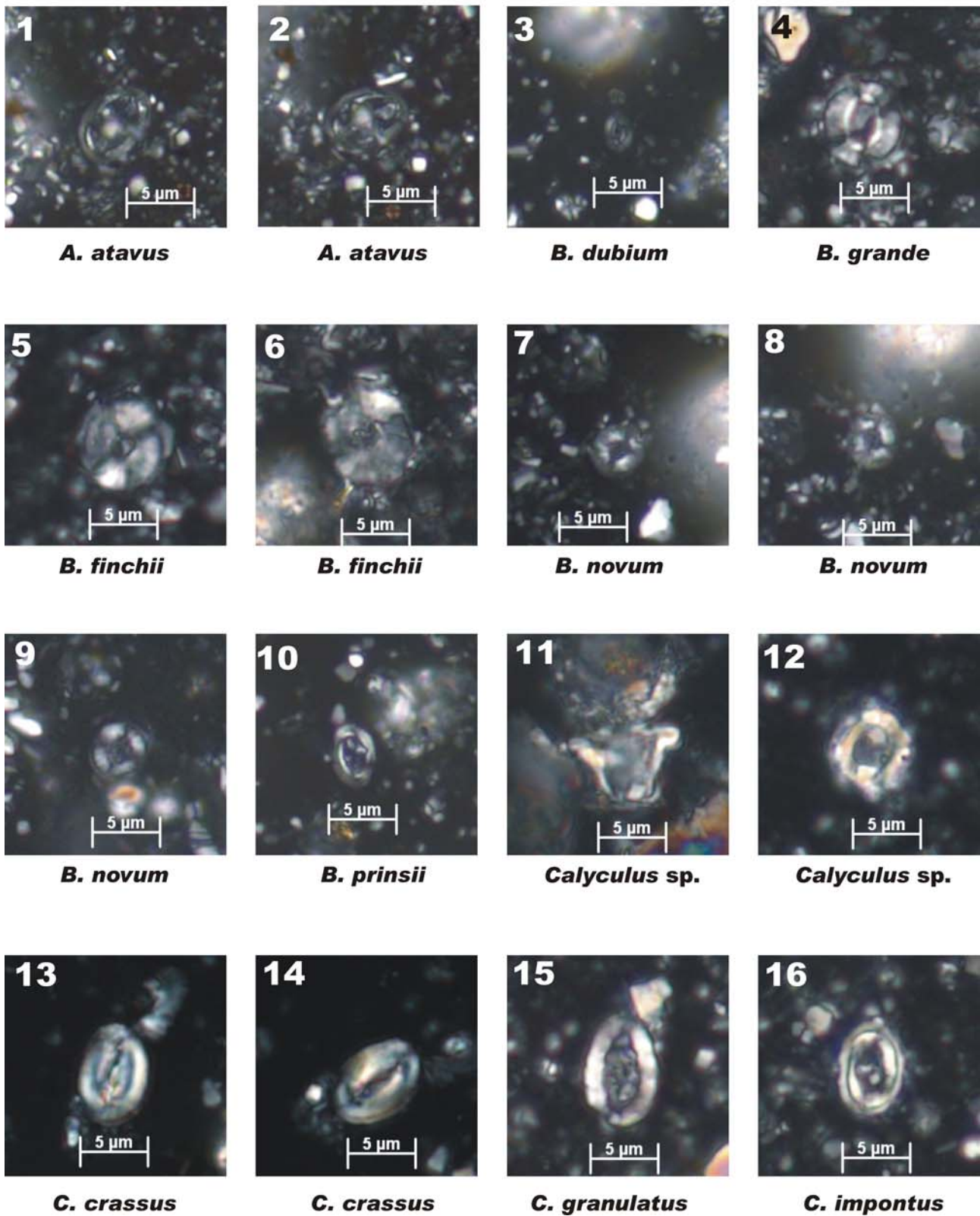


Figura 6 – Todas as fotografias foram realizadas com nicóis cruzados.

Escala = 5µm, barra de referência em cada foto.

Foto 17 – *Lotharingius hauffii*, amostra P4.

Foto 18 – *Lotharingius hauffii*, amostra P4.

Foto 19 – *Lotharingius sigilatus*, amostra P5T.

Foto 20 – *Lotharingius sigilatus*, amostra P13B.

Foto 21 – *Lotharingius* aff. *L. velatus*, amostra P4.

Foto 22 – *Lotharingius* aff. *L. velatus*, mesmo exemplar da foto 21 com rotação.

Foto 23 – *Mitrolithus elegans*, amostra PE951.

Foto 24 – *Calcivascularis jansae*, amostra P13B.

Foto 25 – *Calcivascularis jansae*, amostra P4.

Foto 26 – *Schizosphaerella* sp., amostra PE965.

Foto 27 – *Schizosphaerella* sp., amostra PE979.

Foto 28 – *Orthogonoides hamiltoniae*, amostra P4.

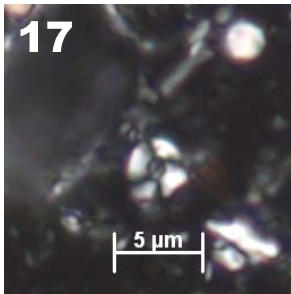
Foto 29 – *Similiscutum orbiculus*, amostra P4.

Foto 30 – *Similiscutum cruciulus*, amostra P4.

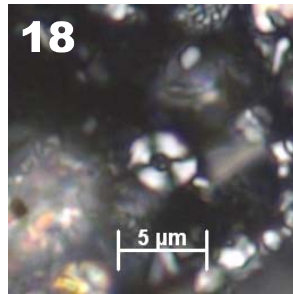
Foto 31 – *Tubirhabdus patulus*, amostra PE947.

Foto 32 – *Tubirhabdus patulus*, mesmo exemplar da foto 31 com rotação.

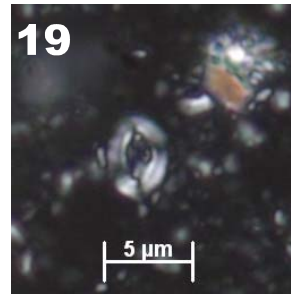
Figura 6



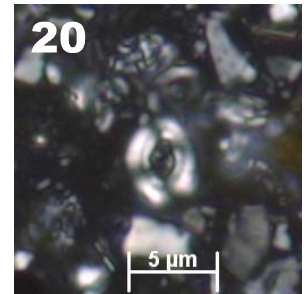
L. hauffii



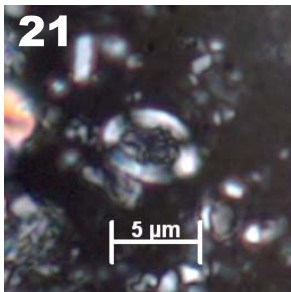
L. hauffii



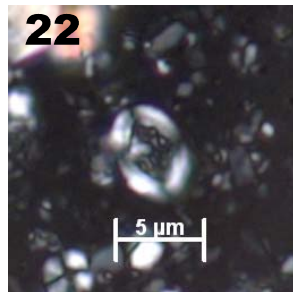
L. sigillatus



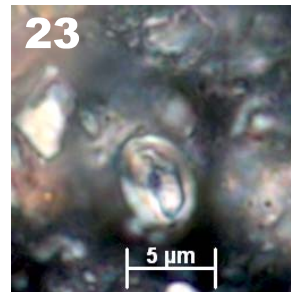
L. sigillatus



L. aff. L. velatus



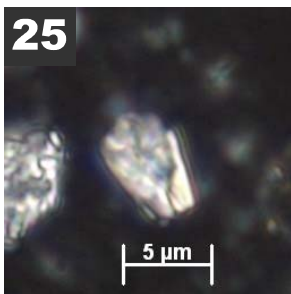
L. aff. L. velatus



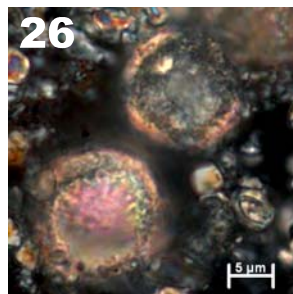
M. elegans



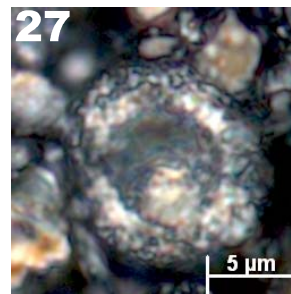
C. jansae



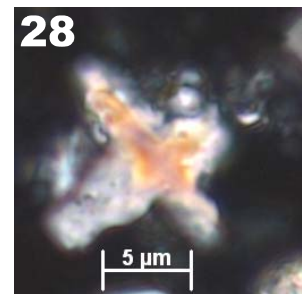
C. jansae



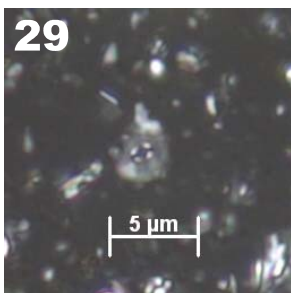
Schizosphaerella sp.



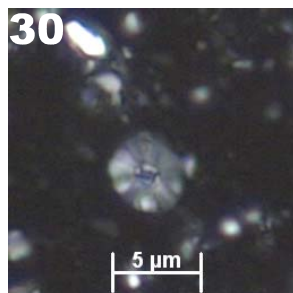
Schizosphaerella sp.



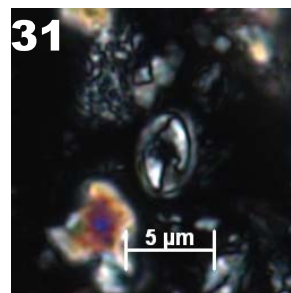
O. hamiltoniae



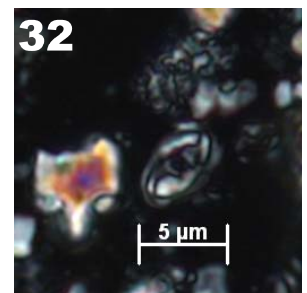
S. orbiculus



S. cruciulus



T. patulus



T. patulus

Amostra	Espessura acumulada (cm)	COT	Residuo insolúvel	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta^{13}\text{C}$	Bioestratigrafia		Litoestr.	Cronoestr.
						Zona nanofósseis	Zona amonites		
P 0039	2536								
P 0036	2503	0,594	73						
P 0034	2458	0,362	80						
P 0031	2436	0,21	84	-3,36	-0,32		<i>levisoni</i>	Cabo Carvoeiro Membro 2	
P 0030T	2431	0,191	60						
P 0030	2420	0,4	72						
P 0029	2416	0,143	42	-3,23	-0,49				
P 0028M	2400	0,14	64	-4,52	0,05				
P 0027	2351	0,263	80						
P 0024T	2161	0,79	48						
P 0024	2100	0,623	46	-3,98	1,91				
P 0023	2081	0,5	58						
P 0022M	2030	0,52	58						
P 0020T	1941	0,284	32	-4,06	1,98				
P 0020M	1900	0,73	38						
P 0020B	1860	0,47	42	-3,72	2,08				
P 0019	1841	0,562	58			NJ5b			Toarciano
P 0018	1791	0,502	48						
P 0017	1741	0,52	42						
P 0016	1641	0,36	28	-3,2	1,9				
P 0015T	1631	0,54	48						
P 0015M	1600	0,392	48			NJ5b			
P 0015B	1550	0,64	52				<i>polymorphum</i>	Cabo Carvoeiro Membro 1	
P 0998/14	1506	0,184	23	-3,22	0,68				
P 0013T	1492	0,621	40						
P 0013M	1450	0,812	60						
P 0013B	1400					Nj5b			
P 0012	1367	0,151	23	-3,48	1,02				
P 0010	1329	0,46	50	-3,66	0,74				
P 0009	1324	0,5	48						
P 0008	1309	0,29	28	-3,86	1,26				
P 0007	1300	0,51	48						
P 0005T	1264	0,53	44			Nj5b			
P 004	1247	0,26	42	-3,9	0,55	Nj5b			
P 002	1187	0,134	23	-2,53	0,01				
P 001	1177	0,19	50	-3,34	-0,88	Nj5b			
PE 0984	1173	0,12	15	-2,79	0,49				
PE 0983T	1157	0,17	42	-3,48	-0,66	Nj5b			
PE 0982	1142	0,124	42	-3,72	0,07				
PE 0981	1132	0,123	32	-3,46	0,32				
PE 0980	1125	0,079	15	-3,33	0,37				
PE 0979	1114	0,261	46	-3,53	0,07	Nj5b			
PE 0978	1099	0,12	20	-3,54	0,6				
PE 0977	1087	0,241	44	-3,03	-0,22				
PE 0976	1067	0,18	24	-3,44	0,44				
PE 0975	1061	0,19	44			Nj5b			
PE 0974	1047	0,13	19	-3,42	0,96				
PE 0972	1030	0,065	16	-3,41	0,89				
PE 0970	1019	0,171	28	-3,42	0,9				
PE 0965	983	0,19	36	-3,24	0,43	Nj5b			
PE 0962	958	0,122	15	-3,53	1,12				
PE 0951/961XT	938	0,663	46	-3,09	-0,43				
PE 0951/961XB	920	0,234	54	-2,92	-0,33	Nj5b			
PE 0950/960X	914	0,14	16	-3,12	0,9				
PE 0949	907	0,33	42	-3,25	-0,17				
PE 0948	877	0,13	16	-3,21	0,67		<i>spinatum</i>	Lemedede	Pliensbaquiano
PE 0947	870	0,132	27	-2,81	-0,07	Nj5b			
PE 0946X	863	0,2	12	-2,75	0,62				
PE 0945	848	0,108	28						
PE 0943	784	0,3	36						
PE 0939	740	0,201	40						
PE 0938	720			-2,32	0,7				
PE 0934	637			-3,14	0,92				
PE 0930	575	0,173	36						
PE 0926	514			-2,56	0,78				
PE 0925T	496	1,11	42						
PE 0923B	432	0,48	31						
PE 0921	406	0,088	42						
PE 0917	309	0,13	28						
PE 0913	241	0,18	36						
PE 0907	129	0,214	36						
PE 0905	101	0,18	48						
PE 0903	58	0,12	52						
PE 0900	12								

Tabela 1 - Lista das amostras com espessuras acumuladas e resultados das análises de carbono orgânico total (COT), residuo insolúvel (RI) e isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$), zona de nanofósseis, litoestratigrafia, cronoestratigrafia e zonas de amonites.



REVISTA BRASILEIRA DE PALEONTOLOGIA

Porto Alegre, 29 de janeiro de 2007.

A
Luiz Carlos V. de Oliveira
Petrobrás/Cenpes

Prezado colega.

Comunicamos que o manuscrito **CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PALYNOMORPHS FROM PLIENSCHACHIAN/TOARCIC BOUNDARY IN PENICHE (LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL)**, de sua autoria, juntamente com Rodolfo Dino, Luiz V. Duarte e Nicola Perilli, foi aceito para publicação na *Revista Brasileira de Paleontologia*.

O manuscrito está sendo encaminhado para editoração final e os autores serão solicitados a colaborar com novos ajustes, caso necessário, e a corrigir as provas em pdf, quando diagramadas.

Todo e qualquer contato com o Corpo Editorial da RBP relativo a esse manuscrito, nessa etapa do trabalho, deve ser feito pelo e-mail mariacm@pucrs.br.

Atenciosamente,



Renata Guimarães Netto
Editora-Adjunta/RBP

Dra. Maria Claudia Malabarba
MCT-PUCRS, Av. Ipiranga, 6681
90.619-900 Porto Alegre RS, Brasil
mariacm@pucrs.br

CORPO EDITORIAL - RBP
Dr. João Carlos Coimbra
IG/UFRGS Av. Bento Gonçalves,
9500, Porto Alegre RS, Brasil
joao.coimbra@ufrgs.br

Dra. Renata Guimarães Netto,
UNISINOS, Av. Unisinos, 950,
93022-000 São Leopoldo RS, Brasil
nettorg@unisinos.br

CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PALYNOMORPHS FROM PLIENSBACHIAN-TOARCIAN BOUNDARY IN PENICHE (LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL)

ABSTRACT – The Pliensbachian/Toarcian boundary (Lower Jurassic) is well represented in the Lusitanian Basin (Portugal), mainly in Peniche area, where more than 450 m of marls and limestones are exposed. These deposits were chosen as a candidate for the Toarcian Global Stratotype Section and Point (GSSP). Calcareous nannofossil and palynomorph assemblages are described herein, with the aim to contribute to the GSSP definition. Marly samples were collected 3 m below and 15 m above this boundary and analyzed for calcareous nannofossils and palynomorphs. The main nannofossils observed were: *Biscutum finchii*, *B. grande*, *Calcivascularis jansae*, *Crepidolithus crassus*, *C. granulatus*, *C. impontus*, *Lotharingius hauffii*, *L. sigillatus*, *L. velatus*, *Schizosphaerella* spp. and *Tubirhabdus patulus*. This assemblage indicates that the Pliensbachian/Toarcian boundary in Peniche lies in the upper part of the NJ5b Subzone. *Schizosphaerella* and *Lotharingius* dominate the assemblage. The abundant occurrence of *C. jansae* and the common occurrence of *B. grande* indicate a strong Tethyan influence. The palynomorphs were, in general, fairly well-preserved with low diversity and common small forms. The residue is dominated by slightly carbonized woody organic material. *Corollina* (rimulates) dominates all samples and trilete spores form a significant component of the assemblage. Dinoflagellate cysts are common in the lower part of the section sampled. The relatively high percentage of rimulates indicates a hot climate. The abundance of organic residue in woody material indicates that a strong influx of continental debris invaded the carbonate platform during the Toarcian.

Key words: calcareous nannofossils, Palynology, Pliensbachian, Toarcian, Lusitanian Basin, Portugal.

RESUMO – O limite Pliensbaquiano/Toarciano (Jurássico inferior) está bem representado na bacia Lusitânica (Portugal), principalmente em Peniche, onde afloram mais de 450 m de margas e calcários. Os depósitos de Peniche foram escolhidos como um dos candidatos ao estabelecimento do GSSP do Toarciano. Visando contribuir para essa definição, são descritas aqui as assembléias de nanofósseis e de palinomorfos ocorrentes nesses depósitos. Análises de nanofósseis e de palinologia foram realizadas em amostras de margas coletadas 3 m abaixo e 15 m acima deste limite. Os principais nanofósseis observados foram: *Biscutum finchii*, *B. grande*, *Calcivascularis jansae*, *Crepidolithus crassus*, *C. granulatus*, *C. impontus*, *Lotharingius hauffii*, *L. sigillatus*, *L. velatus*, *Schizosphaerella* spp. e *Tubirhabdus patulus*. Esta assembléia, aliada ao aparente posicionamento das amostras acima da extinção de *Crucirhabdus primulus*, indica que o limite Pliensbaquiano-Toarciano estaria localizado na parte superior da subzona NJ5b. Os gêneros *Schizosphaerella* e *Lotharingius* dominam numericamente a assembléia, também caracterizada pela ocorrência abundante de *C. jansae* e comum de *B. grande*, indicadores de forte influência de águas do Tétis. A associação palinológica recuperada se apresenta, de modo geral, com baixo grau de preservação, pouco diversificada, com formas pequenas e domínio de matéria orgânica lenhosa, algo carbonizada. Predominam as formas rimuladas do gênero *Corollina*, sendo os esporos triletes um componente importante nas associações. Os dinoflagelados são comuns na porção mais inferior da seção. O relativo alto percentual dos rimulados indica um clima quente à época de deposição. O resíduo orgânico rico em material lenhoso indica um forte influxo de material continental, detrítico, invadindo a plataforma carbonática instalada, particularmente a partir do Toarciano.

Palavras-chave: nanofósseis calcários, Palinologia, Pliensbaquiano, Toarciano, bacia Lusitânica, Portugal.

INTRODUCTION

The high biostratigraphic potential of the Lower Jurassic calcareous nannofossils is well documented in Bown (1987), Bown *et al.* (1988), Kaenel *et al.* (1996), Bown & Cooper (1998), and Mattioli & Erba (1999). Their works are based on calcareous nannofossils recovered from many sections located in northwest Europe and the Mediterranean. The biohorizon succession and the calcareous nannofossil zones and subzones proposed for northwest Europe (Hettangian to Tithonian) and Italy and south of France (Hettangian to Callovian) were discussed by Bown & Cooper (1998) and Mattioli & Erba (1999), respectively.

As a part of a multidisciplinary work, data is also available on Pliensbachian to Aalenian calcareous nannofossil assemblages recovered from different sections along the western (Lusitanian Basin) and northeastern (Basque Cantabrian area and Iberian Range) margins of the Iberian Massif. In particular, the Pliensbachian/Toarcian calcareous nannofossil data set retrieved from the Basque-Cantabrian area (Perilli, 1999, 2000; Perilli & Comas-Rengifo, 2002) was discussed by Perilli *et al.* (2004). Previously studied by Hamilton (1977, 1979), Bown (1987) and Kaenel *et al.* (1996), the Toarcian calcareous nannofossils of the Lusitanian Basin have been investigated by Perilli & Duarte (2003), Duarte *et al.* (2004a) and Perilli & Duarte (2006). These works were focused on the Sinemurian/Pliensbachian and Aalenian calcareous nannofossils recovered from sections in the Lusitanian Basin.

In comparison, very little work on the Lower Jurassic palynology of Portugal has been made so far: (i) a first palynofloral data set based on dinoflagellate cysts and spores and pollen grains encompassing the lower Mesozoic of Portugal (Doubinger *et al.*, 1970); (ii) an integrated study encompassing Triassic to Lower Jurassic miospores from Portugal (Adloff *et al.*, 1977); and (iii) outcrop samples from Late Sinemurian to Aalenian in age studied by Davies (1985), who subdivided the succession into seven miospore zones and an equal number of dinoflagellate cyst Oppel-zones, comparing them with the eastern Canada offshore zonation established by Bujak & Williams (1977).

In this paper, palynological and calcareous nannofossil assemblages are described and correlated in an attempt to integrate micropalaeontological data for the Pliensbachian/Toarcian boundary in the Peniche area. Furthermore, the results of this study give additional data to support and document the GSSP definition at Ponta do Trovão section, Peniche.

GEOLOGICAL SETTING

The Lusitanian Basin (Figure 1) is located on the western margin of the Iberian Plate (Portugal), and is a marginal ocean basin which formed in the Triassic. Its orientation is NE-SW and it is approximately 300 km in length and 150 km wide, including the offshore area, with a maximum thickness of 5 km. The sedimentary rocks range from Upper Triassic to Upper Cretaceous, and are mainly of Jurassic age, overlain by Tertiary. The Lower Jurassic is particularly well represented in the Lusitanian Basin, especially in the Peniche region, where outcrops of carbonate rocks more than 450 m thick are between Sinemurian and Toarcian in age (Mouterde, 1955; Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1995, 2003, 2004; Duarte *et al.* 2004b). These carbonate rocks correspond to the Coimbra, Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemedo and Cabo Carvoeiro formations (Duarte & Soares, 2002) (Figure 2).

During the Pliensbachian and early Toarcian, deposition in the Lusitanian Basin was controlled by homoclinal ramp dipping towards the northwest (Duarte, 1997). In Peniche area, with the exception of the Lower Sinemurian and Upper

Toarcian, the whole section is well constrained by high resolution ammonite biostratigraphy. The Pliensbachian-Toarcian boundary is represented by a limestone-marl succession, consisting of the uppermost part of the Lemedo Formation and the lowermost part of Cabo Carvoeiro Formation (Figure 3). The former is composed by centimetric-thick marl/decimetric-thick bioturbated limestone alternations, very rich in belemnites, ammonites, bivalves and brachiopods. The base of the Cabo Carvoeiro Formation is dominated by greyish marls and marly limestones, very rich in tiny brachiopods, belemnites, ammonites and *Zoophycos*.

The Peniche section was recently proposed as the main candidate for the Toarcian Global Stratotype Section and Point (GSSP) (Elmi *et al.*, 1996, 2005; Elmi, 2006; Duarte *et al.*, 2004b). The Pliensbachian/Toarcian boundary is defined based on ammonite biostratigraphy, coinciding with the boundary between the *Spinatum* (Upper Pliensbachian) and *Polymorphum* (Lower Toarcian; *Polymorphum* = *Tenuicostatum*; Ogg, 2004) biozones (Elmi *et al.* 1997).

SAMPLES AND METHODS

Twelve marl samples were collected for calcareous nannofossil analysis 3 m below and 7 m above the Pliensbachian/Toarcian Stage Boundary at Ponta do Trovão (Peniche). The slides were prepared in the Petrobras Research Center (CENPES/BPA) laboratories, using the Petrobras standard methodology (Antunes, 1997; Oliveira, 1997). The slides were scanned using a Zeiss Axioplan 2 imaging microscope, at 1600X magnification; 500 fields of view were examined for each slide. The relative abundance for each species and total relative abundance estimates for each sample (Figure 4) were based on the scheme presented by Concheryo & Wise Jr. (2001). Estimates of preservation were based on the classification of Roth & Thierstein (1972). The nannofossil photos were obtained with a Zeiss AxioCam MRc digital camera using the Axionvision 4 software.

Thirteen samples were examined for palynological content. The samples were processed using conventional techniques (*e.g.* Phipps & Playford, 1984; Wood *et al.*, 1996) for the retrieval and concentration of palynomorphs. Roughly 30-40 g of sample were broken into pea-sized fragments, which were immersed for ca. 2 hours in hydrochloric acid (32%), and then in hydrofluoric acid (ca. 40%) for 22 hours for the dissolution of carbonates and silicates respectively. The resultant residue was then oxidized for 10 minutes with concentrated nitric acid. Any remaining mineral matter was removed by means of heavy-liquid separation (zinc chloride, S.G. 1.95-2.00), and a few drops of the definitive residue were mounted on glass slides as permanent strewn mounts in a polyester resin ("Entellan"). Optical microscopy was performed using Nikon and Zeiss Axioplan microscopes; the latter was utilized for photomicrography (with Kodak T-Max 100 35-mm film).

MICROPALAEONTOLOGICAL DATA

Calcareous nannofossil assemblages

All the samples yielded common to abundant assemblages that were moderately to well-preserved. Thirteen genera and 18 species (Figures 4 to 6) were identified. The genus *Schizosphaerella*, along with *Lotharingius hauffii* and *Calvascularis jansae*, dominate the assemblages, which is also characterized by the continuous presence of *Biscutum finchii*, *B. grande*, *Crepidolithus crassus*, *C. granulatus*, *Lotharingius* aff. *L. velatus* and *Tubirhabdus patulus*. *Biscutum dubium*, *B. novum*, *Bussonius prinsii*, *Calyculus* spp., *Mitrolithus elegans*, *Orthogonoides hamiltoniae*, *Similiscutum cruciulus*, and *Similiscutum orbiculus* are sporadically

present and range in abundance from very rare to few. A few specimens of *Axopodorhabdus atavus* have been identified from one sample (P5T). Present from the bottom of the succession, the relative abundance of *Crepidolithus impontus* and *Lotharingius sigillatus* increase upwards, in particular that of *L. sigillatus*.

Palynological assemblages

A rich, poorly-preserved palynoflora were extracted from the Upper Pliensbachian/Lower Toarcian deposits of the Lusitanian Basin in the Peniche area. Some of these samples are either barren or contain badly preserved palynomorphs. From the productive samples, 30 species of spores, pollen grains, dinoflagellate cysts, acritarchs, and organic microforaminifer inner walls (foraminifer linings) were identified (Figures 7 and 8). Terrestrial palynomorphs (spores and pollen grains) dominate the assemblage; also the presence of the dinoflagellate cysts is significant, mainly at the lower part of the section (corresponding to the Upper Pliensbachian). The most common spores belong to the *Dictyophyllidites*, and *Deltoidospora* genera, and the pollen grains are dominated by *Corollina torosa*, *Spheripollenites scabratus*, *Exesipollenites scabratus*, and others small inaperturate pollen grains. Additionally, dinoflagellate cysts related to the *Mancodinium* and *Nannoceratopsis* genera are important assemblage elements, and are better represented semi-quantitatively in the lower portion of the section studied.

The palynoflora is characterized by moderate preservation in the lower part of the section and by higher proportions of marine elements when compared with the upper part (Lower Toarcian). However, the palynoflora is better preserved and the terrestrial influence is stronger, in the upper part of the section, as evidenced by increased abundance of *Exesipollenites*, and *Spheripollenites* pollen grains.

The recovered palynoflora is dominated by gymnosperm pollen grains, in particular *Corollina torosa* (the most abundant species), together with *Spheripollenites* and *Exesipollenites* (Figure 7). Also represented are small, smooth and apiculate trilete spores (*Dictyophyllidites*, *Deltoidospora*, and *Cyathidites*), together with dinoflagellate cysts (*Mancodinium* and *Nannoceratopsis*). Other marine microplankton (acritarchs and microforaminifers lining) are common, although they do not occur in all samples. Bisaccate and monosulcate pollen grains are rare components of the assemblage.

Palynological evidence also indicates a strong continental influence on the depositional environment testified by the almost exclusively and continual presence of woody organic material in the residue.

REMARKS

The Upper Pliensbachian/Lower Toarcian portion of the biostratigraphic scheme proposed by Bown & Cooper (1998) and Mattioli & Erba (1999) and the zonal markers utilized to define their calcareous nannofossil zone and subzone boundaries can be observed in Figure 9. They are correlated with the biohorizons and calcareous nannofossil zones recognized in the Basque-Cantabrian area by Perilli *et al.* (2004), calibrated in respect of the ammonite subzones. In Northwest of Europe and Italy and south of France, the Pliensbachian/Toarcian Boundary lies within the *Lotharingius hauffii* Zone and more specifically within the NJ5b *Crepidolithus impontus* Subzone of Bown & Cooper (1998) and coinciding with the NJT5a *Biscutum finchii*/NJT5b *Lotharingius sigillatus* Subzone boundary of Mattioli & Erba (1999). In the Basque-Cantabrian area, the successive First Common Occurrence (FCO) of *Lotharingius*

hauffii and the Last Common Occurrence (LCO) of *Calcivascularis jansae* allow the division of the NJ5 *Lotharingius hauffii* Zone into three portions, and the Pliensbachian/Toarcian Stage Boundary is positioned between the FCO of *Lotharingius hauffii* and the LCO of *Calcivascularis jansae*. Since the FCO of *L. hauffii* roughly approaches the NJ5a/NJ5b Subzone boundary of Bown & Cooper (1998), the Pliensbachian/Toarcian Stage Boundary lies within the NJ5b Subzone, in the Basque-Cantabrian area.

The presence of *Crepidolithus impontus* and the absence of *Carinolithus superbus*, places the Pliensbachian/Toarcian Boundary, exposed in the reference section of Peniche, in the NJ5b Subzone. With respect to the scheme proposed by Mattioli & Erba (1999) it lies within the NJT5b *Lotharingius sigillatus* Subzone, because *Lotharingius sigillatus* is present from the bottom of the interval sampled. However, in the Basque-Cantabrian area the first specimen of *Lotharingius sigillatus* is present from the *spinatum* ammonite zone.

The common and continuous presence of *Calcivascularis jansae*, along with the presence of *B. grande*, support a Tethyan affinity for the calcareous nannofossil assemblages recovered from the Pliensbachian/Toarcian transition sampled at Peniche. In particular, *Calcivascularis jansae* is the most striking Tethyan marker (Bown, 1987; Bown & Cooper, 1998).

Palynostratigraphic biozonation schemes for the European Lower Jurassic interval are profuse (*e.g.* Davey & Riley, 1978; Morbey, 1978; Wille & Gocht, 1979; Bjaerke, 1980; Woollam & Riding, 1983; Davies, 1983, 1985; Riding, 1984a, 1984b; Williams & Bujak, 1985; Feist-Burkhardt & Wille, 1992; Riding & Ioannides, 1996; Bucefallo-Palliani & Riding, 1997, 2003; Koppelhus & Hansen, 2003; Poulsen & Riding, 2003). Most of them are based on dinoflagellate cysts due to their abundance in the Jurassic marine deposits of Europe. In consequence, there are fewer published schemes based exclusively on spores and pollen grains, or utilizing a combination of these groups.

The palynoflora here identified are characterized by the dominance of relatively long-ranging species; hence, it was not possible to fit it into any biozone scheme available. However, some considerations could be drawn based on some species and their relative abundance.

The most conspicuous component of the palynoflora is the presence in almost all productive samples of *Nannoceratopsis gracilis* which, ranges from the late Pliensbachian to Bajocian (see compiled range charts in Bucefallo-Palliani & Riding, 2003). This specie has its inception in late Pliensbachian biozones of some palynological European schemes (*e.g.* Feist-Burkhardt & Wille, 1992; Bucefallo-Palliani & Riding, 2000; Poulsen, 1996). Davies (1985) correlated the first occurrence of *N. gracilis* to the *Luehndea* sp. A biozone of his dinoflagellate cyst scheme. He considered this palynozone to encompass the *Spinatum* and *Tenuicostatum* ammonite zones, and is indicative of uppermost Pliensbachian to lower Toarcian sediments. Furthermore Van Helden (1977) and Riding *et al.* (1999), report that *N. gracilis* has a wide geographical distribution in the Northern Hemisphere. The occurrence of *Mancodinium semitabulatum*, is considered as ranging from Pliensbachian to Bajocian (Bucefallo-Palliani & Riding, 2003), having its inception in the Early Pliensbachian palynozonal schemes of Europe (Feist-Burkhardt & Wille, 1992; Poulsen, 1996).

With respect to the miospores, strong correlation exists between the assemblage identified here and assemblage zones defined for the Early Jurassic sediments (*e.g.* Davies, 1985; Koppelhus & Dam, 2003), where biozones characterized

by abundance or acmes of *Corollina torosa*, and *Spheripollenites scabratus* are defined and the late Pliensbachian/early Toarcian age ascribed.

Subsequently, besides the non definition of a specific palynozone, the assemblage here identified is in accordance with the attributed age recognized by the nannofossil and ammonite methods.

Regarding the palaeoenvironment, the palynoflora suggests the prevalence of warm climatic conditions during deposition, evidenced by the high content of *Corollina torosa*, pollen grains produced by the xerophytic (drought-resistant) and thermophytic Cheirolepidaceae, which are considered to reflect warm and arid conditions (Vakhrameev, 1982, 1991). In addition, the presence of dinoflagellate cysts, organisms that currently form a major part of the ocean plankton (Armstrong & Brasier, 2005) together with pollen grains and terrestrial macerals confirms that it occurred in a marine relatively shallow and nearshore environment with a large input of terrigenous material (Herngreen *et al.*, 2000); and that this terrestrial influence increase upward in the section.

FINAL CONSIDERATIONS

The calcareous nannofossil and palynomorph results obtained throughout the Pliensbachian/Toarcian boundary, in the Ponta do Trovão area in Peniche, allow several interpretations regarding the micropaleontological assemblages, biostratigraphy, geological ages, palaeoenvironment and Tethys influence, summarized in the Figure 10.

The studied calcareous nannofossil assemblages are abundant, diversified and well preserved, allowing relative abundance estimation and revealing that *Schizosphaerella* spp., *Lotharingius hauffii* and *Calcivascularis jansae* dominate the assemblages. *Crepidolithus impontus* and *Lotharingius sigillatus* are rare at the base of studied section increasing in abundance upwards. In contrast, the palynology assemblage is poor, low diversified and badly preserved, dominated by gymnosperms (Cupressaceae, Taxodiaceae and Taxaceae) with low frequency of spores and dinoflagellate cysts, with rare bissacate pollen grains.

Regarding biostratigraphy and age, the calcareous nannofossils present good definition. Bown & Cooper (1998) defined the NJ5b Subzone as an interval between the FO of *Crepidolithus impontus* to the FO of *Carinolithus superbus*. As the former is present and the latter is absent, the analyzed interval places in the NJ5b *Crepidolithus impontus* Subzone. With respect to the scheme proposed by Mattioli & Erba (1999), all the samples analyzed for calcareous nannofossils lie within the NJT5b *Lotharingius sigillatus* Subzone. Using the Perilli *et al.* (2004) scheme the studied section corresponds to the NJ5 Zone. Ogg (2004), using the von Salis (1998) compilation, placed the Pliensbachian/Toarcian boundary into the NJ5b, as is indicated herein. Besides, this author indicated an absolute age of 183.0 ± 1.5 Ma to this Stage Boundary. Nevertheless, it is not possible to fit the palynoflora into any biozone scheme because it is dominated by long-ranging species.

Based on the calcareous nannofossil and, chiefly, palynological analysis, it is possible to suggest that the depositional environment was predominately marine, with gradual increasing of continental influence upward to the studied section top. These conclusions are supported by the augment of the terrestrial debris and the spores and pollen grains content towards the top of the section. In addition, the domination of

rimulates and inaperturate pollen grains suggest the prevalence of warm climatic conditions during the Pliensbachian/Toarcian boundary.

Furthermore, the Tethyan influence can be demonstrated by the presence of some Tethyan marker fossils recovered from the Pliensbachian-Toarcian transition sampled at Peniche. According to Bown & Cooper (1998), the Lower Jurassic nanofloras from western Tethys are characterized by the abundant occurrence of *Calcevascularis jansae* and other endemic forms, included *Biscutum grande*. In Peniche, *C. jansae* is abundant in all samples and *Biscutum grande* is frequent in some samples, mainly in the Toarcian, supporting a Tethyan affinity for the calcareous nanofossil assemblages. In the palynomorph assemblages Tethyan influence is indicated by the presence of *Mancodinium semitabulatum* and *Nannoceratopsis gracilis* (Bucefallo-Palliani & Riding, 2003).

ACKNOWLEDGEMENTS

We thank Petrobras for the financial and technical support, to Adelino T. Dias and Heriberto V. Santos for helping with illustrations and two anonymous referees, whose constructive comments greatly improved this paper.

REFERENCES

- Adloff, M.C.; Doubinger, J. & Palain, C. 1977. Contribution à la palynologie du Trias et du Lias inférieur du Portugal Grès de Silves du Nord du Tage. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **58**(1974):91-144.
- Antunes, R.L. 1997. Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários. Série didática UFRJ, Rio de Janeiro, 115 p.
- Armstrong, H. A. & Brasier, M. D. 2005. *Microfossils*. Malden, Blackwell publishing. Part 3: Organic-walled microfossils, 71 - 125.
- Bjaerke, T. 1980. Mesozoic palynology of Svalbard IV. Toarcian dinoflagellates from Spitsbergen. *Palynology*, **4**:57-77.
- Bown, P.R. 1987. *Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nanofossils*. The Palaeontological Association, Special Papers in Paleontology v. 38, 118 p.
- Bown, P.R. & Cooper, M.K.E. 1998. Jurassic. In: P.R. Bown (ed.) *Calcareous nanofossil biostratigraphy*. British Micropaleontological Society Series. Chapman & Hall, p. 34-85.
- Bown, P.R.; Cooper, M.K.E. & Lord, A.R. 1988. A calcareous nanofossil biozonation scheme for the early to mid Mesozoic. *Newsletters on Stratigraphy*, **20**(2):91-114.
- Bucefallo-Palliani, R. & Riding, J.B. 1997. Influence of paleoenvironmental change on dinoflagellate cyst distribution. An example from the Lower and Middle Jurassic of Quercy, southwest France. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production*, **21**:107-123.
- Bucefallo-Palliani, R. & Riding, J.B. 2000. A palynological investigation of the Lower and lowermost Middle Jurassic strata (Sinemurian to Aalenian) from North Yorkshire, UK. *Proceedings of the Yorkshires Geological Society*, **53**:1-16.
- Bucefallo-Palliani, R. & Riding, J.B. 2003. Biostratigraphy, provincialism and evolution of European early Jurassic (Pliensbachian to early Toarcian) dinoflagellate cysts. *Palynology*, **27**:179-214.

- Bujak, J. & Williams, G. 1977. Jurassic palynostratigraphy of offshore eastern Canada. In: F.M. Swain (ed.) *Stratigraphic micropaleontology of Atlantic Basin and borderlands*. Elsevier Scientific Publishers & Co., p. 321-339.
- Concheryo, A. & Wise, S.W., Jr. 2001. Jurassic calcareous nannofossil from prerift sediments drilled during ODP Leg 173, Iberia Abyssal Plain, and their implications for rift tectonics. In: M.-O. Beslier; R.B. Whitmarsh; P.J. Wallace & J. Girardeau (eds.) *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results, 173*, 1–24. Available at <http://www-odp.tamu.edu/publications/173_SR/VOLUME/CHAPTERS/SR173_07.PDF>. Accessed in March 16, 2004.
- Davey, R.J. & Riley, L.A. 1978. Late and Middle Jurassic dinoflagellate cysts. In: B. Thsu (ed.) *Distribution of biostratigraphically diagnostic dinoflagellate cysts and miospores from the Northwest European continental shelf and adjacent areas*. Continental Shelf Institute Publication, v. 100, p. 31-45.
- Davies, E.H. 1983. The dinoflagellate Opperl-zonation of the Jurassic-Lower Cretaceous sequence in the Sverdrup Basin, Arctic Canada. *Geological Survey of Canada Bulletin*, 59 p. (Bulletin 359).
- Davies, E.H. 1985. The miospore and dinoflagellate cyst oppel-zonation of the Lias of Portugal. *Palynology*, **9**:105-132.
- Doubinger, J., Adloff, M.C. & Palain, C. 1970. Nouvelles précisions stratigraphiques sur la série de base du Mésozoïque portugais. *Comptes Rendus de l'Académie de Sciences*, **270**:1700-1772.
- Duarte, L.V. 1995. *O Toarciano da bacia Lusitaniana. Estratigrafia e evolução sedimentogenética*. Departamento de Ciências da Terra, Universidade de Coimbra, Tese de Doutoramento, 349 p.
- Duarte, L.V. 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **83**:65-94.
- Duarte, L.V. 2003. Variações de fácies, litostratigrafia e interpretação sequencial do Liássico médio e superior ao longo da transversal Tomar-Peniche (Portugal). *Ciências da Terra (UNL)*, **5**:A53-A56 (CD-ROM).
- Duarte, L.V. 2004. The geological heritage of the Lower Jurassic of Central Portugal: selected sites, inventory and main scientific arguments. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110**:381-387.
- Duarte, L.V. & Soares A F. 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da bacia Lusitânica (Portugal). *Comunicações do Instituto Geológico e Mineiro*, **89**:15-134.
- Duarte, L.V.; Perilli, N.; Dino, R.; Rodrigues, R. & Paredes, R. 2004a. Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): sequence stratigraphy, calcareous nannofossils and stable-isotope evolution. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110**:115-127.
- Duarte, L.V.; Wright, V.P.; Fernández-López, S.; Elmi, S.; Krautter, M.; Azerêdo, A.C.; Henriques, M.H.; Rodrigues, R. & Perilli, N. 2004b. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In: L.V. Duarte V. & M.H. Henriques (eds.) *Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia*. 23RD IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, Coimbra 2004, Field Trip Guide Book, v. 1, p. 45-71.
- Elmi, S. 2006. Pliensbachian/Toarcian boundary: the proposed GSSP of Peniche (Portugal). *Volumina Jurassica*, **4**:5-16.

- Elmi, S.; Mousterde, R.; Rocha, R. & Duarte, L.V. 1996. La limite Pliensbachien-Toarcien au Portugal: intérêt de la coupe de Peniche. *Aalenews*, **6**:33-35.
- Elmi, S., Rulleau, L., Gabilly, J. & Mousterde, R. 1997. Toarcien. In Cariou, E. & Hantzpergue, P. (eds.), Biostratigraphie du Jurassique ouest-européen et méditerranéen: zonations parallèles et distribution des invertébrés et microfossiles. *Bulletin du Centre de Recherches Elf Exploration Production*, **17**:25-36.
- Elmi, S.; Duarte, L.V.; Mousterde, R.; Rocha, R.B. Soares, A.F. 2005. *The Peniche Section (Portugal) candidate to the Toarcian Global Stratotype Section and Point (GSSP)*. INTERNATIONAL SUBCOMMISSION ON JURASSIC STRATIGRAPHY. Toarcian Working Group. Field Trip Meeting. Centro de Investigação em Geociências Aplicadas da Universidade de Nova Lisboa and Centro de Geociências da Universidade de Coimbra. 51 p.
- Feist-Burkhardt, S. & Wille, W. 1992. Jurassic palynology in southwest Germany – state of the art. *Cahiers de Micropaléontologie*, **7**:141-156.
- Hamilton, G.B. 1977. Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **70**:575-597.
- Hamilton, G.B. 1979. Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. *Eclogae Geologicae Helveticae*, **72**:1-17.
- Herngreen, G.F.W., Kerstholt, S.J. and Munsterman, D.K. 2000. Callovian-Ryazanian ('Upper Jurassic') palynostratigraphy of the Central North Sea Graben and Vlieland Basin, the Netherlands. *Mededelingen NITG-TNO* **63**: 1-100.
- Kaenel, E.; Bergen, J.A. & von Salis Perch-Nielsen, K. 1996. Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of Western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167**(1):15-28.
- Koppelhus, E.B. & Dam, G. 2003. Palynostratigraphy and palaeoenvironments of the Rævekløft, Gule Horn and Ostreaelv Formations (Lower-Middle Jurassic), Neill Klint Group, Jameson Land, East Greenland. In: J.R. Ineson & F. Surlyk (eds.) *The Jurassic of Denmark and Greenland*. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, p. 723-775 (Bulletin 1).
- Koppelhus, E.B. & Hansen, C.F. 2003. Palynostratigraphy and palaeoenvironment of the Middle Jurassic Sortehat Formation (Neil Klint Group), Jameson Land, East Greenland. In: J.R. Ineson & F. Surlyk (eds.) *The Jurassic of Denmark and Greenland*. Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin, p. 777-811 (Bulletin 1).
- Mattioli, E. & Erba, E. 1999. Synthesis of calcareous nannofossil events in the Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **105**(3):343-376.
- Morbey, S.J. 1978. Late Triassic and Early Jurassic subsurface palynostratigraphy in northwestern Europe. *Palinologia*, **1**:355-365.
- Mousterde, R. 1955. Le Lias de Peniche. *Comunicações dos Serviços Geológicos de Portugal*, **36**:87-115.
- Ogg, J.G. 2004. The Jurassic Period. In: F.M. Gradstein ; J.C. Ogg & A.G. Smith (eds.) *A Geological Timescale 2004*, Cambridge University Press, 307-343.
- Oliveira, L.C.V. 1997. *Arcabouço estratigráfico do Albo-Maastrichtiano da bacia de Campos: Um estudo com base em nanofósseis calcários e suas relações com marcos elétricos - estratigráficos e a estratigrafia química*. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 181 p.

- Perilli, N. 1999. Calibration of early-middle Toarcian nannofossil in two expanded and continuous sections from the Basque-Cantabrian area (Northern Spain). *Revista Española de Micropaleontología*, **31**(3):393-401.
- Perilli, N. 2000. Calibration of early-middle Toarcian nannofossil events based on high-resolution ammonite biostratigraphy in two expanded sections from the Iberian Range (East Spain). *Marine Micropaleontology*, **39**:293-308.
- Perilli, N. & Comas-Rengifo, M.J. 2002. Calibration of the Pliensbachian calcareous nannofossil events in two ammonite-controlled sections from northern Spain (Basque-Cantabrian Area). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **108**(1):133-152.
- Perilli, N. & Duarte, L.V. 2003. Dating of the Toarcian succession from the Lusitanian Basin based on calcareous nannofossil. *Ciências da Terra (UNL)*, **5**:A-122-A125 (CD-ROM).
- Perilli, N. & Duarte, L.V. 2006. Toarcian nannobiohorizons from Lusitanian Basin (Portugal) and their calibration against ammonite zones. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **112**(3):417-434.
- Perilli, N.; Comas-Rengifo, M.J. & Goy, A. 2004. Calibration of the Pliensbachian-Toarcian calcareous nannofossil zone boundaries based on ammonites (Basque-Cantabrian area, Spain). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110**(1):97-107.
- Phipps, D. & Playford, G. 1984. Laboratory techniques for extraction of palynomorphs from sediments. *Papers, Department of Geology, University of Queensland*, **11**(1):1-23.
- Poulsen, N.E. 1996. Dinoflagellate cysts from marine Jurassic deposits of Denmark and Poland. *American Association of Stratigraphic Palynologists Contributions Series*, **31**, 227 p.
- Poulsen, N.E. & Riding, J.B. 2003. The Jurassic dinoflagellate cyst zonation of Subboreal Northwest Europe. *Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin*, **1**:115-144.
- Riding, J.B. 1984a. Dinoflagellate range top biostratigraphy of the uppermost Triassic to lowermost Cretaceous of northwest Europe. *Palynology*, **8**:195-210.
- Riding, J.B. 1984b. A palynological investigation of Toarcian to early Aalenian strata from the Blea Wyke area. Ravenscar, North Yorkshires. *Proceedings of the Yorkshire Geological Survey*, **45**:109-122.
- Riding, J.B. & Ioannides, N.S. 1996. A review of Jurassic dinoflagellate cyst biostratigraphy and global provincialism. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **167**:3-14.
- Riding, J.B.; Fedorova, V.A. & Ilyina, V.I. 1999. Jurassic and Lowermost Cretaceous dinoflagellate cyst biostratigraphy of the Russian Platform and Northern Siberia, Russia. *American Association Stratigraphers Palynologists Contributions Series*, **36**, 179 p.
- Roth, P.H. & Thierstein, H. 1972. Calcareous nannoplankton; Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In: D.E. Hayes & A.C. Pimm (eds.) *Reports DSDP*, Washington (U. S. Govt. Printing Office), **14**:421-485.
- Rocha, R.B.; Marques, B.L.; Kullberg, J.C.; Caetano, P.S.; Lopes, C.; Soares, A.F.; Duarte, L.V.; Marques, J.F. & Gomes, C.R. 1996. The 1st and 2nd rifiting phases of the Lusitanian Basin: stratigraphy, sequence analysis and sedimentary evolution. PROJECT MILUPOBAS, COMMISSION FOR THE EUROPEAN COMMUNITIES. *Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Lisboa*, 4V.

- Vakhrameev, V.A. 1982. Classopollis pollen as an indicator of Jurassic and Cretaceous climate: *International Geological Review*, 24:1190–1196.
- Vakhrameev, V.A. 1991. Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth: Cambridge University Press, Cambridge, 318 p.
- Van Helden, B.G.T. 1977. Correlation of microplankton assemblages with ammonite faunas from the Jurassic Wilkie Point Formation, Prince Patrick Island, District of Franklin. *Geological Survey of Canada*, 77(1B):163-171.
- von Salis, K. 1998. Calcareous nannofossils [column for Triassic and Cretaceous charts, Mesozoic and Cenozoic sequence chronostratigraphic framework of European basins] In: P.-C. de Graciansky; J. Hardenbol; T. Jacquin & P.R. Vail (eds.) MESOZOIC-CENOZOIC SEQUENCE STRATIGRAPHY OF EUROPEAN BASINS, *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication*, 60, Chart 7.
- Wille, W. & Gocht, H. 1979. Fossil vergesellschaftung Nr 92: Dinoflagellaten aus dem Lias Südwestdeutschlands. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 158(2):221-258.
- Williams, G. & Bujak, J.P. 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. In: H.M. Bolli; J.B. Saunders & K. Perch-Nielsen (eds.) *Plankton stratigraphy*, Cambridge University Press, p. 847-964.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M. & Lawson, J.C. 1996. Palynological techniques – processing and microscopy. In: J. Jansonius & D.C. McGregor (eds.) *Palynology: principles and applications*, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 29-50.
- Woollam, R. & Riding, J.B. 1983. Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic. *Institute of Geological Sciences Report*, 83(2):1-42.
- Wright, V.P. & Wilson, R.C.L. 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. *Journal of Sedimentary Petrology*, 54:394-412.

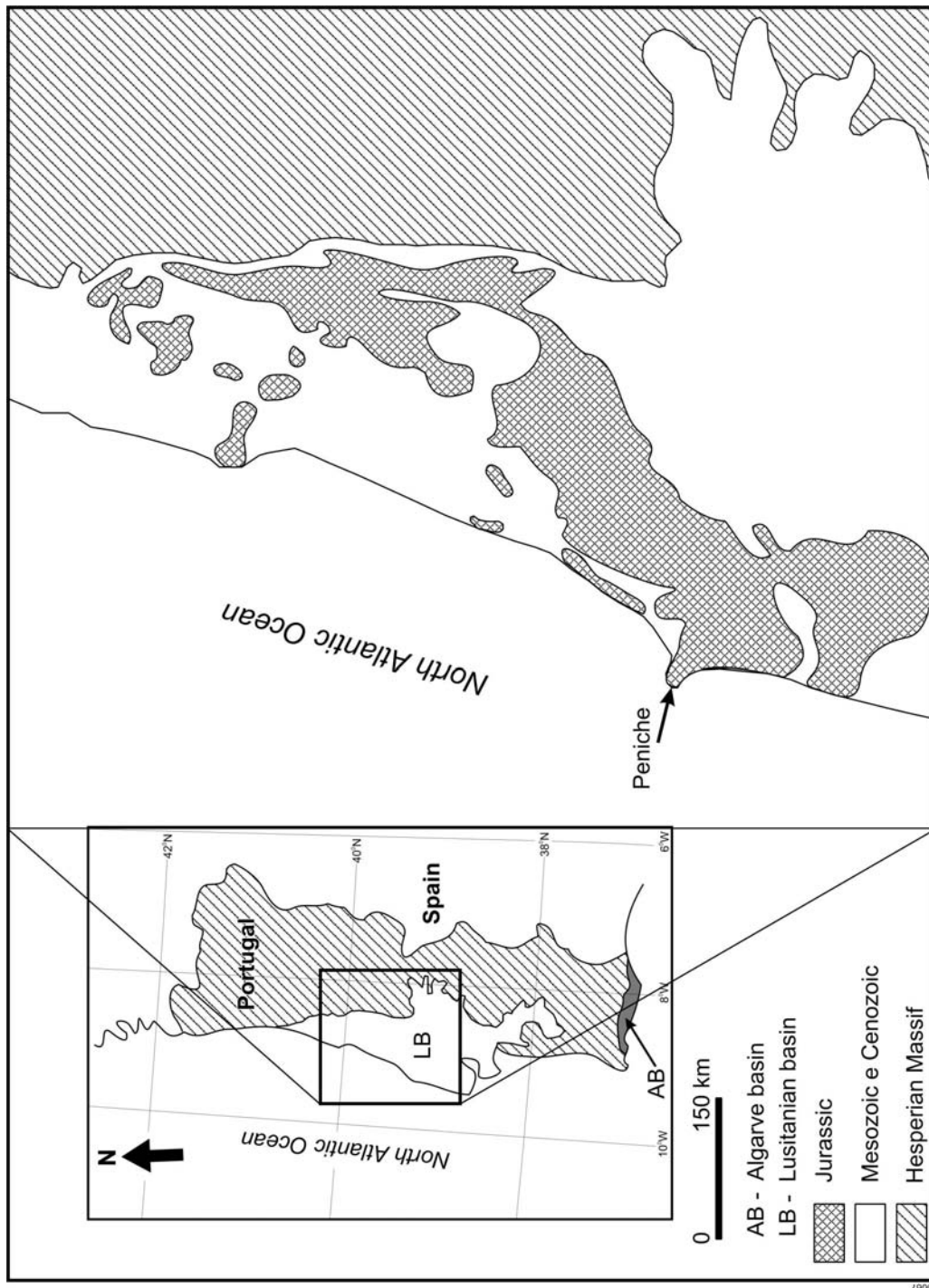


Figure 1. Location map of the studied area.

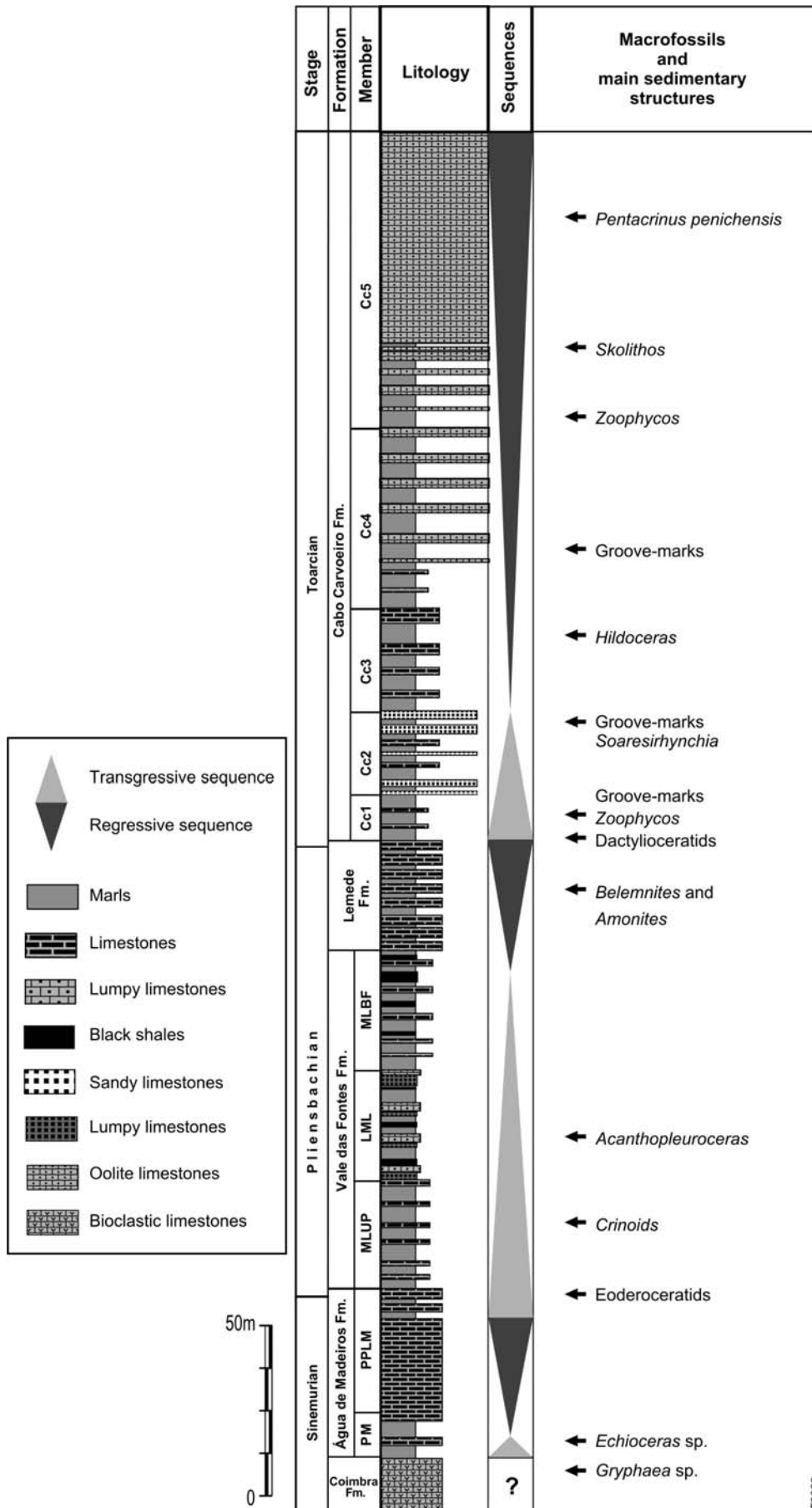


Figure 2. Schematic stratigraphy of the Peniche section (Duarte *et al.*, 2004a).

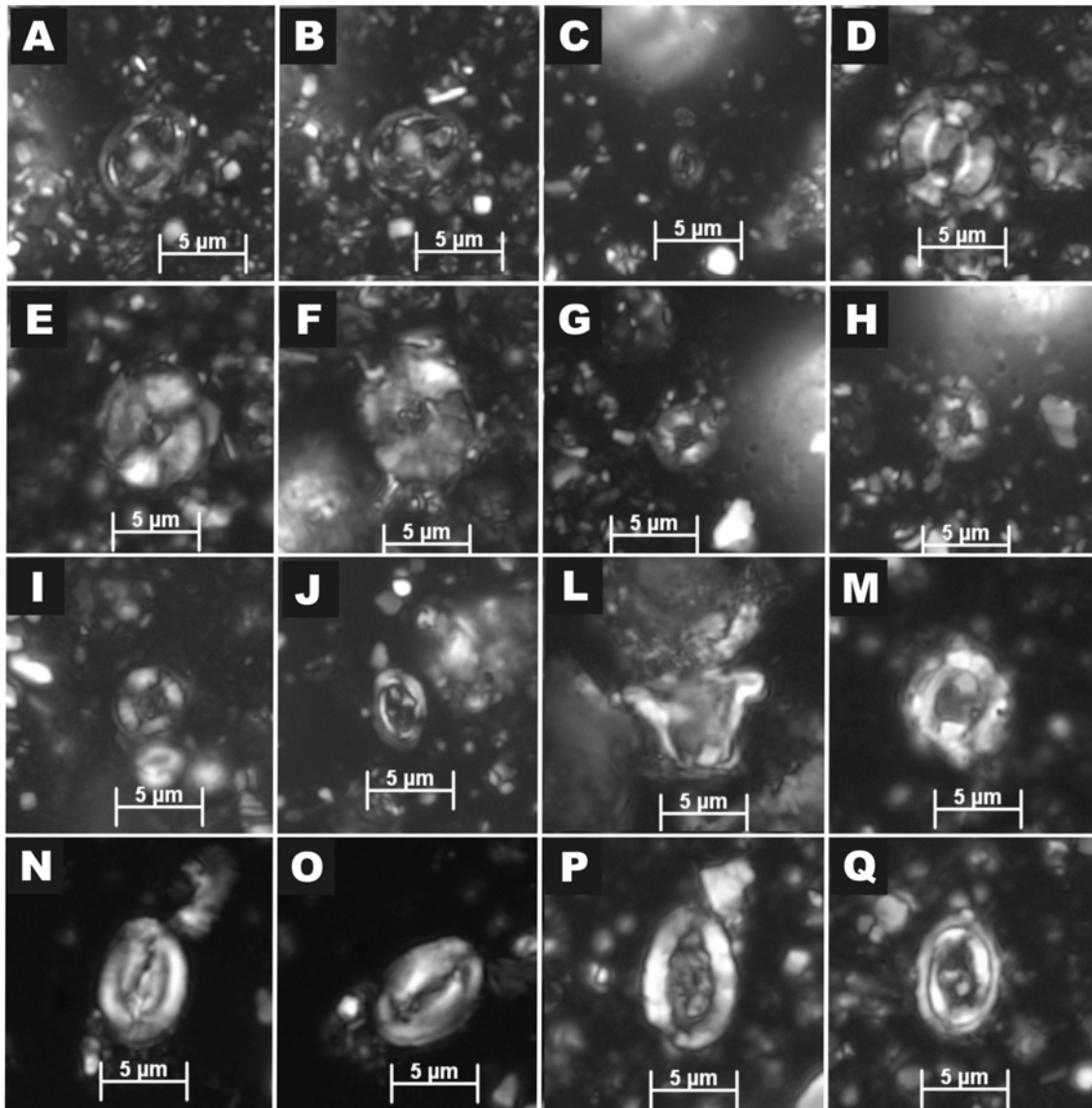


Figure 5. Calcareous nannofossil species observed in the studied interval (cross polarized light). A-B, *Axopodorhabdus albianus* (same specimen, A at 0°, B at 45°); C, *Biscutum dubium*; D, *Biscutum grande*; E-F, *Biscutum finchii* (different specimens); G-H-I, *Biscutum novum* (G-H, same specimen, G at 0°, H at 45°) (I-different specimen); J, *Bussonius prinsii*; L-M, *Calyculus* sp. (different specimens, L-side view; M-top view); N-O, *Crepidolithus crassus* (same specimen, N at 0°, O at 45°); P, *Crepidolithus granulatus*; Q, *Crepidolithus impontus*.

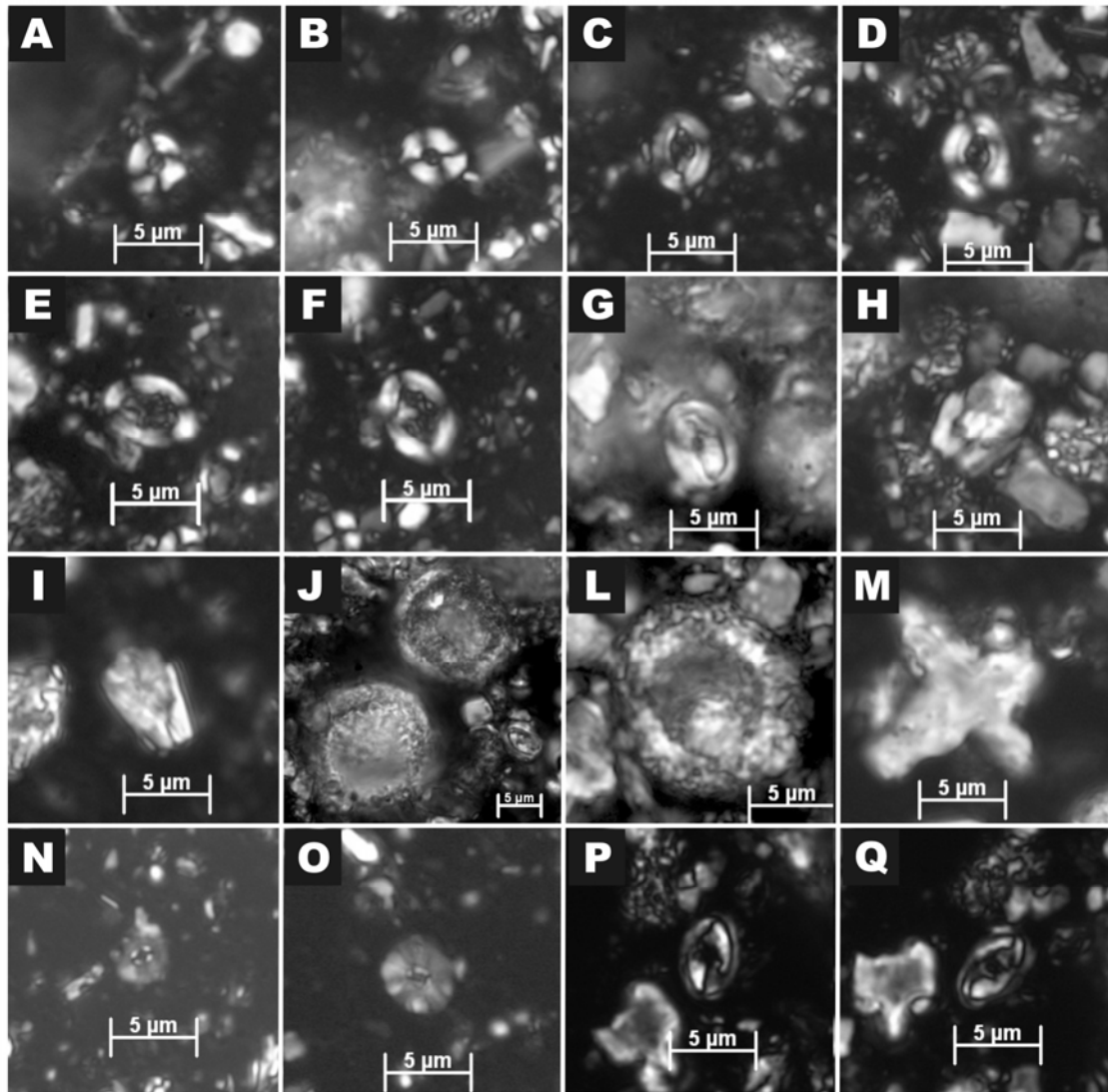


Figure 6. Calcareous nannofossil species observed in the studied interval (cross polarized light). A-B, *Lotharingius hauffii* (different specimens); C-D, *Lotharingius sigillatus* (different specimens); E-F, *Lotharingius* aff. *L. velatus* (same specimen, E at 0°, F at 45°); G, *Mitrolithus elegans*; H-I, *Calcivascularis jansae* (different specimens); J-L, *Schizosphaerella* sp. (different specimens); M, *Orthogonoides hamiltoniae*; N, *Similiscutum orbiculus*; O, *Similiscutum cruciulus*; P-Q, *Tubirhabdus patulus* (same specimen, P at 0°, Q at 45°).

STAGES	AMMONITE ZONES (Rocha et al., 2006)	SAMPLES	SAMPLE ABUNDANCE	PRESERVATION	SPORES					POLLEN GRAINS					ACRITARCHS	DINOFLAGELLATES CYSTS	OTHERS	
					<i>Dictyophyllidites mortoni</i>	<i>Deltoidospora</i> sp.	<i>Lycopodiumsporites</i> sp.	<i>Striatella seebergensis</i>	<i>Cyathidites minor</i>	<i>Dictyophyllidites</i> sp.	<i>Corollina torosa</i>	<i>Exesipollenites tumulus</i>	<i>Exesipollenites scabratus</i>	<i>Spheriipollenites scabratus</i>				<i>Araucariacites</i> sp.
Lower Toarcian	<i>levisoni</i>	P42	A	G/M	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	
		P31	A	G/M	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••
	<i>polymorphum</i>	P1	C	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	
Upper Pliensbachian	<i>spinatum</i>	PE983T	R	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	
		PE981	R	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••
		PE979	A	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••
		PE977	R	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••
		PE975	C	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••
		PE965	R	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••
		PE951T	A	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••
		PE951B	A	G/M	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••
		PE949	R	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••
		PE947	R	M/P	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••	••

T0069

Relative abundance of species (per slides)

R = Rare 1-5
 C = Common 6-20
 A = Abundant >21

Preservation

P = Poor. Dark brown to black in color. Severe corrosion. Most primary features have been destroyed.
 M = Moderate. Light to dark brown in color. Slightly corroded.
 G = Good. Yellow to light brown in color. All diagnostic characteristics are preserved.

Figure 7. Distribution of palynomorphs in the studied section.

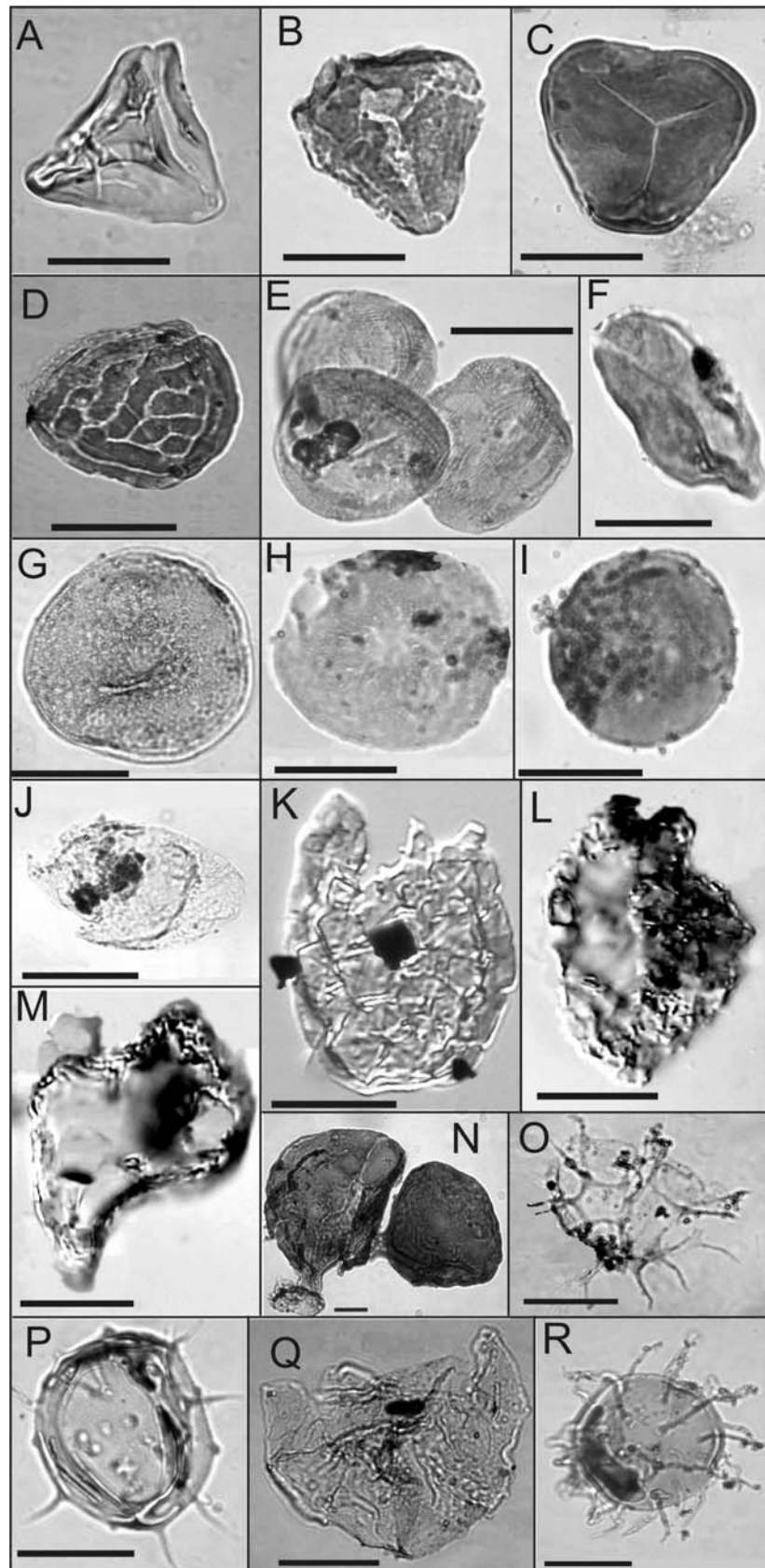


Figure 8. Terrestrial (A-J) and marine (K-R) palynomorphs in the studied section. **A**, *Dictyophyllidites mortonii*; **B**, *Deltoidospora* sp.; **C**, *Cyathidites minor*; **D**, *Striatella seebergensis*; **E**, *Corollina torosa*; **F**, *Cycadopites follicularis*; **G**, *Exesipollenites tumulus*; **H**, *Exesipollenites scabratus*; **I**, *Spheripollenites scabratus*; **J**, *Alisporites* spp.; **K**, *Mancodinium semitabulatum*; **L**, *Nannoceratopsis gracilis*; **M**, *Nannoceratopsis gracilis*; **N**, microforaminifer; **O**, Dinoflagellate n. id.; **P**, *Micrhystridium* sp.; **Q**, Dinoflagellate n. id.; **R**, Acritarch n. id. Scale bar = 15 µm.

BASQUE-CANTABRIAN AREA (Perilli et al., 2004)			NW EUROPE (Bown & Cooper, 1998)			ITALY/S FRANCE (Mattioli & Erba, 1999)					
Stage	Ammonites		Calcareous Nannofossils		Stage	Ammonites		Calcareous Nannofossils		Substage	
	Zones	Subzones	Zones	Bioevents		Zones	Subzones	Zones	Bioevents		
Toarcian	Upper	Stokesi		NJ4		Margaritatus		NJ4		Upper Pliensbachian	
		Margaritatus		NJ4		Margaritatus		NJ4		Pliensbachian	
				NJ4		Margaritatus		NJ4			
	Lower	Semipelatum		NJ7		Bifrons		NJ7			
		Bifrons		D. striatus		Falciferum		NJ7			
		Sublevisoni									
		Falciferum		NJ6							
		Srangewaysi		C. superbus							
		Semicelatum									
		Mirabile									
Upper Pliensbachian	Spinatum		NJ5		Tenuicostatum		NJ5				
			L. hauffii								
Lower Toarcian	Upper	Stokesi		NJ4		Margaritatus		NJ4			
		Margaritatus		NJ4		Margaritatus		NJ4			
				NJ4		Margaritatus		NJ4			
	Lower	Semipelatum		NJ7		Bifrons		NJ7			
		Bifrons		D. striatus		Falciferum		NJ7			
		Sublevisoni									
		Falciferum		NJ6							
		Srangewaysi		C. superbus							
		Semicelatum									
		Mirabile									
Upper Pliensbachian	Spinatum		NJ5		Tenuicostatum		NJ5				
			L. hauffii								

Figure 9. Calcareous nannofossil zonal correlation between Basque Cantabrian area, Northwest Europe and Italy/South France (modified from Perilli et al., 2004).

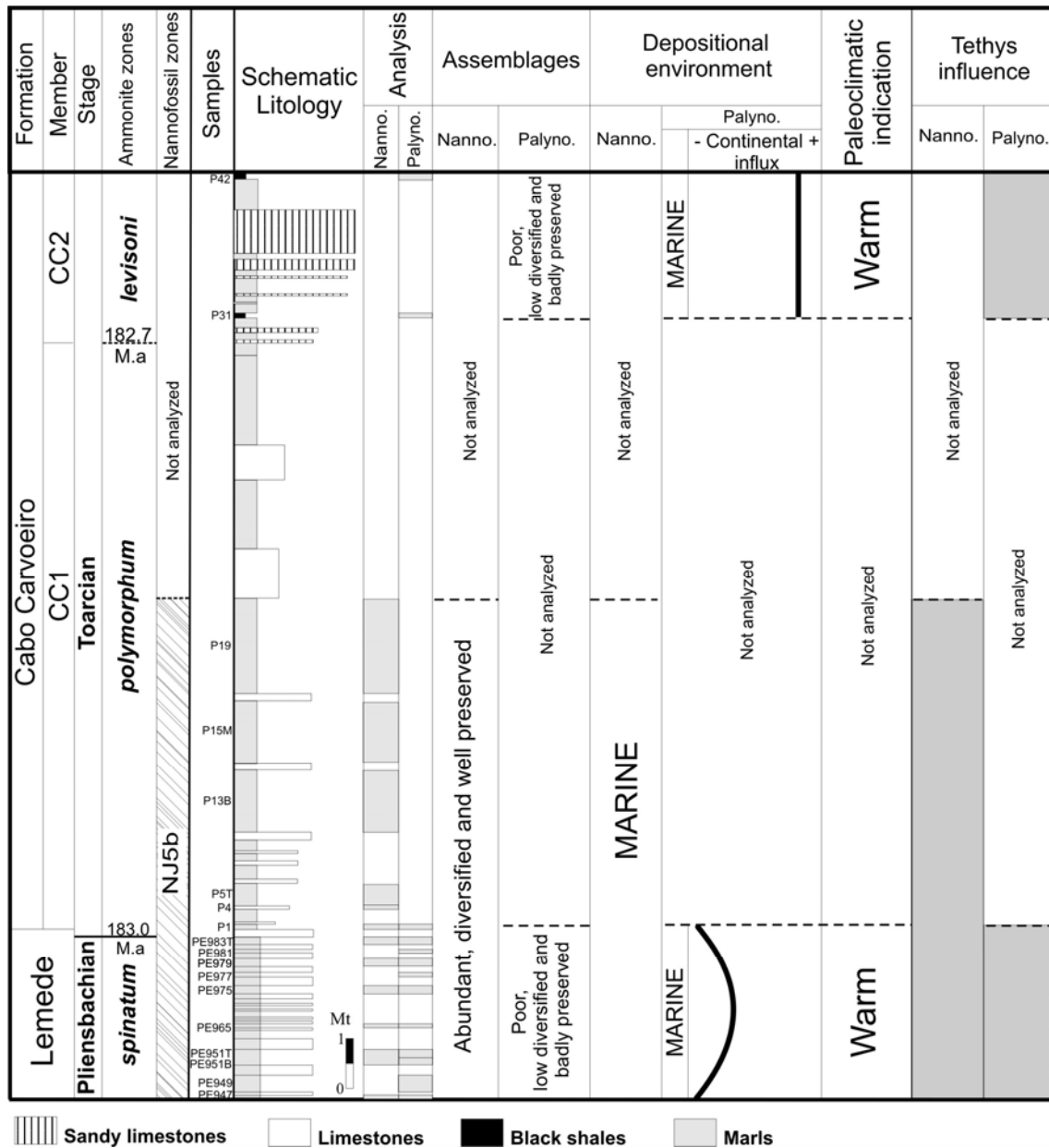


Figure 10. Calcareous nannofossil and palynomorph data integration. Ammonite zones from Rocha *et al.* (1996); Calcareous nannofossil zones based on Bown & Cooper (1998) scheme; lithostratigraphy from Duarte *et al.* (2004a) and absolute ages from Ogg (2004). Nanno.=Calcareous nannofossils; Palyno.=Palynomorphs.



POSFÁCIO

(Excertos do Livro do Desassossego, Fernando Pessoa, livremente dispostos)

Pasmo sempre quando acabo qualquer coisa. Pasmo e desolome. O meu instinto de perfeição deveria inibir-me de acabar; deveria inibir-me até de dar começo. Mas distraio-me e faço. O que consigo é um produto, em mim, não de uma aplicação de vontade, mas de uma cedência dela. Começo porque não tenho força para pensar; acabo porque não tenho alma para suspender.

Sabemos bem que toda obra tem que ser imperfeita. E que a menos segura das nossas contemplações estéticas será a daquilo que escrevemos. Mas imperfeito é tudo, nem há poente tão belo que o não pudesse ser mais, ou brisa leve que nos dê sono que não pudesse dar-nos um sono mais calmo ainda.

Se o que deixar escrito no livro dos viajantes puder, relido um dia por outros, entretê-los também na passagem, será bem. Se não lerem ou não se entretiverem, será bem também.

Se eu tivesse o mundo na mão, trocava-o, estou certo, por um bilhete para a Rua dos Douradores.

O que me pesa que ninguém leia o que escrevo? Escrevo-o para me distrair de viver.....Se amanhã se perdessem todos os meus escritos, teria pena, mas, creio bem, não como pena violenta e louca como seria de supor, pois que em tudo isso ia toda a minha vida.

Escrever, sim, é perder-me, mas todos se perdem, porque tudo é perda. Porém eu perco-me sem alegria, não como o rio na foz para que nasceu incógnito, mas como o lago feito na praia pela maré alta, e cuja água sumida nunca mais regressa ao mar.

....o sagrado instinto de não ter teorias.....

Nenhum problema tem solução. Nenhum de nós desata o nó gordio; todos nós ou desistimos ou o cortamos.Como nunca podemos conhecer todos os elementos de uma questão, nunca a podemos resolver. Para atingir a verdade falta-nos dados que bastem, e processos intelectuais que esgotem a interpretação destes dados.

Quem tenha lido as páginas deste livro, que estão antes desta, terá sem dúvida formado a idéia de que sou um sonhador. (Ter-se-ia enganado se a formou. Para ser sonhador falta-me o dinheiro).

**UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS**

**Bioestratigrafia de Nanofósseis e Estratigrafia
Química do Pliensbaquiano-Toarciano Inferior
(Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia
Lusitânica, Portugal)**

LUIZ CARLOS VEIGA DE OLIVEIRA

Orientadora - Dr^a. Valesca Brasil Lemos, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Co-orientador - Dr. Luis Vitor Duarte, Universidade de Coimbra, Portugal

BANCA EXAMINADORA

Dr. Farid Chemale Jr. – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul

Dr. Luiz Padilha de Quadros – Fundação Gorceix

Dr. René Rodrigues – Faculdade de Geologia, Universidade estadual do Rio de Janeiro

**Tese de Doutorado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do
Título de Doutor em Ciências.**

Volume 2

Porto Alegre - 2007

Oliveira, Luiz Carlos Veiga de

Bioestratigrafia de Nanofósseis e Estratigrafia Química do Pliensbaquiano-Toarciano Inferior (Jurássico Inferior) da Região de Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal)./ Luiz Carlos Veiga de Oliveira. – Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2007.

[2 V.]. il.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Porto Alegre, RS - BR, 2007.

1. Micropaleontologia. 2. Bioestratigrafia. 3. Nanofósseis. 4. Estratigrafia Química. I. Título.

Catálogo na Publicação

Biblioteca do Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun CRB 10/1113

ÍNDICE

VOLUME 2

ANEXOS

A – Resumos, resumos expandidos e outros artigos relacionados com o tema da tese.

1. Calcareous nannofossil assemblages around the Pliensbachian / Toarcian Stage Boundary in the reference section of Peniche (Portugal). Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Nicola Perilli e Luis Vitor Duarte. **THE PENICHE SECTION (PORTUGAL), CANDIDATE TO THE TOARCIAN GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP)**, Peniche (Portugal), junho de 2005.....237
2. Chemostratigraphy (TOC, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) around the Pliensbachian – Toarcian Boundary in the reference section of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal). Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Luis Vitor Duarte e Rene Rodrigues. **THE PENICHE SECTION (PORTUGAL), CANDIDATE TO THE TOARCIAN GLOBAL STRATOTYPE SECTION AND POINT (GSSP)**, Peniche (Portugal), junho de 2005.....243
3. Estratigrafia química (COT, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) na passagem Pliensbaquiano – Toarciano no perfil de Peniche (Portugal). Resultados preliminares. Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Luis Vitor Duarte e Rene Rodrigues. **VIII CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA**, Universidade de Aveiro (Portugal), julho de 2005.....248
4. Avaliação preliminar das variações do carbono orgânico total nos sedimentos margosos do Jurássico Inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). Autores: Luis Vitor Duarte, René Rodrigues, Luiz Carlos Veiga de Oliveira e Francisco Silva. **VIII CONGRESSO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA**, Universidade de Aveiro (Portugal), julho de 2005.....252
5. Caracterização do limite Pliensbaquiano – Toarciano em Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal) com base em nanofósseis calcários e palinologia. Autores: Luiz Carlos Veiga de Oliveira, Luis Vitor Duarte, Rodolfo Dino e Nicola Perilli. **XIX CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA**, Aracaju, Agosto de 2005.....256
6. A Formação de Vale das Fontes no Sector Norte da Bacia Lusitânica (Portugal): Caracterização e Avaliação Preliminar da Distribuição do Carbono Orgânico Total. Autores: Francisco Silva, Luis Vitor Duarte, Luiz Carlos Veiga Oliveira, Maria Jose Comas-Rengifo & Rene Rodrigues. **VII Congresso Nacional de Geologia**. Julho de 2006. Pólo de Estremoz da Universidade de Évora (Portugal)..... 257
7. Calcareous nannofossils biostratigraphy and oxygen isotope composition of belemnites: Pliensbachian – lowermost Toarcian of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal). Autores: Luiz

Carlos V. Oliveira, Luís V. Duarte, René Rodrigues e Nicola Perilli. 7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM . Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....	261
8. Pliensbachian - lowermost Toarcian chemostratigraphy (elemental and TOC) of the Peniche section (Lusitanian Basin, Portugal). Autores: Luiz Carlos V. Oliveira, Luís V. Duarte, René Rodrigues. 7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM . Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....	262
9. Pliensbachian calcareous nannofossil zones vs ammonite zones along the western and northern margins of the Iberian Massif and biostratigraphical potential of nannobiohorizons. Autores: Nicola Perilli, Luiz Carlos V. Oliveira, Maria José Comas-Rengifo e Luís V. Duarte. 7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM . Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....	264
10. Lower Toarcian organic-rich sediments from the Tuscan Succession (Northern Apennines, Italy). Autores: Nicola Perilli, Luiz Carlos V. Oliveira, René Rodrigues e Rita Catanzariti. 7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM . Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....	265
11. Apparent sea-level change at times of extraordinary sediment supply: integrated facies analysis and chemostratigraphy of Early Toarcian Oceanic Anoxic Event, Peniche, Portugal. Autores: Stephen P. Hesselbo, Hugh C. Jenkys, Luis Vitor Duarte, e Luiz Carlos Veiga de Oliveira. 7º INTERNATIONAL CONGRESS ON THE JURASSIC SYSTEM . Cracóvia, Polónia, Setembro de 2006.....	266
12. Sequence stratigraphy during times of extraordinary sediment supply in the Jurassic – formation of a pseudo-sequence boundary during the Early Toarcian Oceanic Anoxic Event? Autores: Stephen P. Hesselbo, Hugh C. Jenkys, Luis Vitor Duarte, e Luiz Carlos Veiga de Oliveira. SEA LEVEL CHANGES: Records, Processes, and Modeling . Aix-en-Provence e Giens (França), Setembro de 2006.....	267
13. Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal). Autores. Stephen P. Hesselbo, Hugh C. Jenkys, Luis V. Duarte, Luiz C. V. Oliveira. EARTH AND PLANETARY SCIENCE LETTERS , V. 253, 455-470, publicado em janeiro de 2007.....	268
B – Espessura das camadas descritas.....	290
C – Amostras de rocha coletadas.....	301
D - Distribuição dos nanofósseis por amostras.....	308
E – Lista de nanofósseis por amostra.....	309
F – Valores das análises isotópicas de oxigênio e carbono em rocha total.....	323

G - Valores das análises isotópicas de oxigênio e carbono em belemnites.....	327
H - Valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em belemnites da seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.....	330
I - Distribuição dos elementos maiores em rocha total.....	332
J - Distribuição dos elementos menores em rocha total.....	336
L - Distribuição dos elementos obtidos nos belemnites.....	340
M - Resultados das análises de Carbono Orgânico Total (COT) e Resíduo Insolúvel (RI).....	342
N - Resultados de COT (Carbono Orgânico Total) e pirólise "Rock-Eval" nas amostras com COT superior a 0,6% na seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.....	347
O - Resultados de biomarcadores em amostras selecionadas na seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.....	348
P - Estampas dos principais nanofósseis observados.....	349
Q - Valores da relação de Fe_2O_3, Sr, MgO e MnO com TiO_2 na seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.....	353

Calcareous nannofossil assemblages around the Pliensbachian/Toarcian Stage Boundary in the reference section of Peniche (Portugal)

L. C. Veiga de Oliveira¹, N. Perilli² & L. V. Duarte³

1 Petrobras/Cenpes, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21949-900, Rio de Janeiro, Brasil, Email: lerveiga@petrobras.com.br

2 Dipartimento Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa, Via S. Maria, 53, 56100 Pisa, Italy. Email: perilli@dst.unipi.it

3 Dep. Ciências da Terra, Centro Geociências, F.C.T. Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal. Email: lduarte@ci.uc.pt

Introduction

The high biostratigraphic potential of the Lower Jurassic calcareous nannofossils is well documented in the papers of Bown (1987), Bown *et al.* (1988), Bown & Cooper (1998), de Kaenel *et al.* (1996) and Mattioli & Erba (1999), among others. They are based on calcareous nannofossil record recovered from many sections located in NW Europe and Mediterranean areas. The biohorizon succession and the calcareous nannofossil zones and subzones proposed for NW Europe (from Hettangian to Tithonian) and Italy/South France (from Hettangian to Callovian) are discussed by Bown & Cooper (1998) and Mattioli & Erba (1999), respectively.

As a part of a multidisciplinary work, are also available data on Pliensbachian to Aalenian calcareous nannofossil assemblages recovered from different sections selected along the western (Lusitanian Basin) and northeastern (Basque Cantabrian area and Iberian Range) margins of the Iberian Massif. In particular, the Pliensbachian-Toarcian calcareous nannofossil data set achieved for the Basque-Cantabrian area (Perilli, 1999; Perilli & Comas-Rengifo, 2002) is discussed in the paper of Perilli *et al.* (2004). Previously studied by Hamilton (1977, 1979), Bown (1987) and Bergen (*in de Kaenel et al, 1996*), the calcareous nannofossil contents of the Toarcian succession cropping out in the Lusitanian Basin has been investigated by Perilli & Duarte (2003), Duarte *et al.* (2004) and Perilli & Duarte (*in progress*). The ongoing works are focused on the Sinemurian-Pliensbachian and Aalenian calcareous nannofossils recovered from other key-sections located in the Lusitanian Basin.

Samples and Methods

For the aim of this meeting, the preliminary data on calcareous nannofossil analyses recovered from the calcareous-marly succession exposed at Ponta do Trovão (Cabo Carvoeiro, Peniche) is here summarized. 12 analyzed marly samples were collected from 3 meters below to 7 meters above the Pliensbachian/Toarcian Stage Boundary. The slides were prepared in the Petrobras Research Center (CENPES - BPA) laboratories, applying

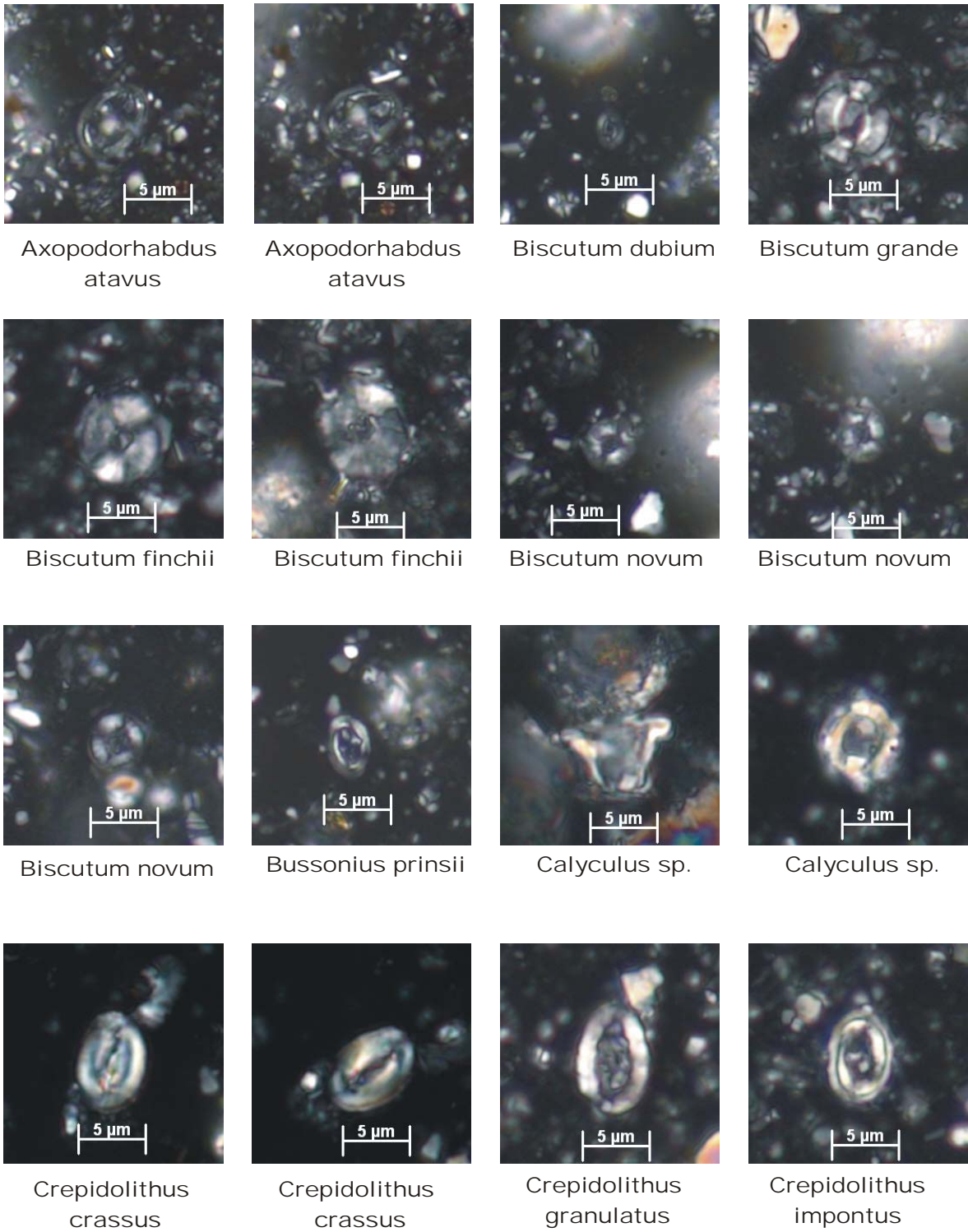


Fig. 1 – Some calcareous nannofossils species observed in the studied interval.

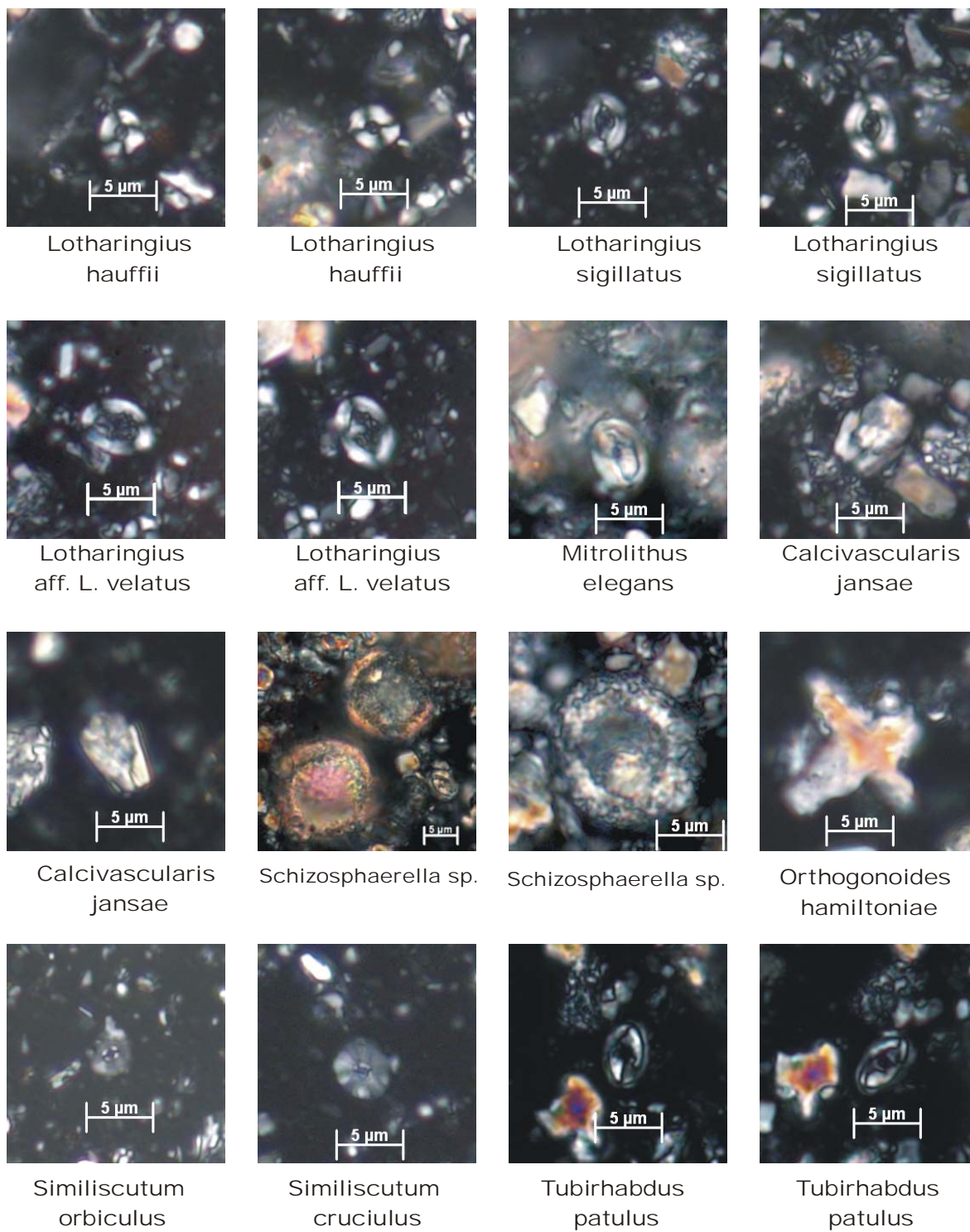


Fig. 2 - Other calcareous nannofossils species observed in the studied interval

BASQUE-CANTABRIAN AREA (Perilli et alii, 2004)					NW EUROPE (Bown & Cooper, 1998)				ITALY/S FRANCE (Mattioli & Erba, 1999)																	
Stage	Substage	Ammonites		Calcareous Nannofossils		Ammonites		Calcareous Nannofossils		Ammonites		Calcareous Nannofossils		Substage	Stage											
		Zones	Subzones	Zones	Bioevents	Zones	Zones	Subzs.	Bioevents	Zones	Zones	Subzs.	Bioevents													
Toarcian	Lower	Bifrons	Semipolitum	NJ7	D. striatus	D. striatus	O. hamiltoniae	B. finchii	D. striatus	NJ7	D. striatus	NJ7a	D. striatus	Middle	Toarcian											
			Bifrons													D. striatus										
			Sublevisoni																							
		Serpentinus	Falciferum	NJ6												C. superbus	C. superbus	C. superbus	C. superbus	C. superbus	C. superbus	NJ6	C. superbus	D. ignotus	D. striatus	Lower
Strangewaysi																										
Tenuicostatum	Semicelatum	NJ5	L. hauffii	FCO L. hauffii	L. hauffii	L. hauffii	L. hauffii	L. hauffii	NJ5	L. hauffii	L. hauffii	L. hauffii	Upper	Pliensbachian												
	Mirabile																									
Pliensbachian	Upper	Spinatum	Hawskerense	NJ4	S. cruciulus	B. novum	B. novum	L. hauffii	L. hauffii	NJ4	S. cruciulus	NJ4b	B. finchii	Upper	Pliensbachian											
			Solare																							
		Margaritatus	Gibbosus													NJ4	S. cruciulus	B. novum	L. hauffii	L. hauffii	L. hauffii	L. hauffii	NJ4	S. cruciulus	NJ4b	B. finchii
			Subnodosus																							
		Stokesi	Celebratum													NJ4	S. cruciulus	B. novum	L. hauffii	L. hauffii	L. hauffii	L. hauffii	NJ4	S. cruciulus	NJ4b	B. finchii
Monestieri																										

┐ or L - first occurrence ┘ - Last occurrence LCO - Last common occurrence FCO - First common occurrence Subzs. - Subzones

Fig. 3 – Calcareous nannofossil zonal correlation between Basque Cantabrian area, NW Europe and Italy/South France (mod. Perilli et al., 2004).

Remarks

In Figure 3 is redraw the Upper Pliensbachian-Lower Toarcian portion of the biostratigraphic schema proposed by Bown & Cooper (1998) and Mattioli & Erba (1999) and the zonal markers utilized to define their calcareous nannofossil zone and subzones boundaries. The figure is implemented with the biohorizons and calcareous nannofossil zones recognized in the Basque-Cantabrian area (Perilli et al. 2004, cum bibliografia) well calibrated with respect to the ammonite subzones. In NW Europe and Italy/S France, the Pliensbachian/Toarcian Stage Boundary lies in the *Lotharingius hauffii* Zone (i.e., Zone NJ5 and NJT5), that is, within the NJ5b *Crepidolithus impontus* Subzone of Bown & Cooper (1998) or coincides with the NJT5a *Biscutum finchii*/NJT5b *Lotharingius sigillatus* Subzone boundary of Mattioli & Erba (1999). In the Basque-Cantabrian area, the successive FCO *Lotharingius hauffii* and the LCO of *Calcivascularis jansae* allow to divide the NJ5 *Lotharingius hauffii* Zone in three portions, and the Pliensbachian/Toarcian Stage Boundary is comprised between the FCO *Lotharingius hauffii* and the LCO of *Calcivascularis jansae*. Since the FCO of *L. hauffii* roughly approaches the NJ5a/NJ5b Subzone boundary of Bown & Cooper (1998), the Pliensbachian/Toarcian Stage Boundary lies within the NJ5b Subzone, in the Basque-Cantabrian area.

On the basis of the presence of *Crepidolithus impontus* and the absence of *Carinolithus superbus*, the Pliensbachian/Toarcian Stage Boundary, exposed in the reference section of Peniche, is comprised in the NJ5b Subzone. With respect to the schema proposed by Mattioli&Erba (1999) it lies within the NJT5b *Lotharingius sigillatus* Subzone, because *Lotharingius sigillatus* is present from the bottom of the sampled interval. Also in the Basque-Cantabrian area the first specimens of *Lotharingius sigillatus* is present from the Spinatum Ammonite Zone.

The common and continuous presence of *Calcivascularis jansae* along with the presence of *B. grande* support the tethyan affinity of the calcareous nannofossils assemblages recovered from the Pliensbachian/Toarcian transition sampled at Peniche.

In particular, *Calcevascularis jansae* is the most striking tethyan marker (Bown 1987; 1992).

FCO = First Common Occurrence; LCO = Last Common Occurrence

References

- Antunes, R.L.** (1997) Introdução ao estudo dos nanofósseis calcários. *Monografia série didática UFRJ*, Rio de Janeiro, 115p.
- Bown, P.R.** (1987) Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils. *Paleont. Ass., Special paper Paleont.*, London, **38**, 118p.
- Bown, P. R.** 1992. Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils of the Queen Charlotte Island, British Columbia. *Palaeontology, Special Paper*, **38**, 1-118.
- Bown, P.R. and Cooper, M. K. E.** (1998) Jurassic. In: Bown, P.R (eds.). *Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. British Micropaleontological Society Series*. Chapman & Hall, Cambridge, 34-85.
- Bown P.R., Cooper M.K.E. and Lord A. R.** (1988) A Calcareous Nannofossil Biozonation scheme for the early to mid Mesozoic. *Newsl. Stratigr.*, **20**, 91-114, Berlin.
- Concheryo, A. and Wise, S.W., Jr.** (2001) Jurassic calcareous nannofossil from prerift sediments drilled during ODP Leg 173, Iberia Abyssal Plain, and their implications for rift tectonics. In: Beslier, M.-O., Whitmarsh, R.B., Wallace, P.J., and Girardeau, J. (Eds.). *Proc. ODP, Sci. Results*, **173**, 1–24.
- de Kaenel, E., Bergen, J. A. and Von Salis Perch-Nielsen, K.** (1996) Jurassic calcareous nannofossil biostratigraphy of western Europe. Compilation of recent studies and calibration of bioevents. *Bull. Soc. Géol. France*, **167** (1), 15-28.
- Duarte, L.V., Perilli, N., Dino, R., Rodrigues, R. and Paredes. R.** (2004) Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): Sequence Stratigraphy, Calcareous Nannofossils and stable-isotope evolution. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110**, 115-127.
- Hamilton, G.** (1977) Early Jurassic calcareous nannofossils from Portugal and their biostratigraphic use. *Eclogae Geol. Helv.*, **72**, 575-597.
- Hamilton, G.** (1979) Lower and Middle Jurassic calcareous nannofossils from Portugal. *Eclogae Geol. Helv.*, **72**, 1-17.
- Mattioli, E. and Erba, E.** (1999) Synthesis of calcareous nannofossil events in the Tethyan Lower and Middle Jurassic successions. *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **105** (3), 343-376.
- Oliveira, L. C. V.** (1997) Arcabouço estratigráfico do Albo-Maastrichtiano da Bacia de Campos: Um estudo com base em nanofósseis calcários e suas relações com marcos elétricos - estratigráficos e a estratigrafia química. Porto Alegre. PhD Master em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 181p.
- Perilli, N. and Comas-Rengifo, M. J.** (2002) Calibration of the Pliensbachian Calcareous Nannofossil events in two ammonite-controlled sections from northern Spain (Basque-Cantabrian Area). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **108** (1), 133-152.
- Perilli, N.** (1999) Calibration of early – middle Toarcian nannofossil in two expanded and continuous sections from the Basque-Cantabrian area (Northern Spain). *Rivista Española de Micropaleontología*, **31** (3), 393-401.
- Perilli, N., Comas-Rengifo, M. J. and Goy, A.** (2004) Calibration of the Pliensbachian-Toarcian calcareous nannofossil zone boundaries based on ammonites (Basque-Cantabrian area, Spain). *Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia*, **110** (1), 97-107.
- Perilli, N. and Duarte, L.V.** (2003) Dating of the Toarcian succession from the Lusitanian Basin based on calcareous nannofossil. *Ciências da Terra (UNL)*, Lisboa, **V**, CD-ROM, A-122-A125.
- Perilli, N. and Duarte, L.V.** (*in progress*). Toarcian nannobiohorizons from the Lusitanian Basin (Portugal).
- Roth, P. H. and Thierstein, H.** (1972). Calcareous nannoplankton; Leg 14 of the Deep Sea Drilling Project. In: Hayes, D. E., Pimm, A. C., et al., *Initial Reports DSDP*, **14**: Washington (U. S. Govt. Printing Office), 421-485.

Chemostratigraphy (TOC, $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$) around the Pliensbachian-Toarcian Boundary in the reference section of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal). Preliminary results.

L. C. Veiga de Oliveira¹; L. V. Duarte² & R. Rodrigues³

1 Petrobras/Cenpes, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21949-900, Rio de Janeiro, Brasil, Email: lcveiga@petrobras.com.br

2 Dep. Ciências da Terra, Centro Geociências, F.C.T. Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal. Email: lduarte@ci.uc.pt

3 Dep. de Estr. e Paleont., Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, Email: rene@uerj.br

Introduction

This work presents the chemostratigraphy analysis based on total organic carbon (TOC) and the evolution of the carbon and oxygen stable isotopes in the whole rock samples around the Pliensbachian – Toarcian Stage Boundary in the Peniche section (uppermost part of Leme de Formation and lowermost part of Cabo Carvoeiro Formation). These are preliminary results which form part of a group of studies, being processed, that include isotope analyses of $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$, $\delta^{13}\text{C}$ and major, minor and trace elements in whole rock and belemnites (Oliveira *et al.*, 2005)

Methodology

The analyses used 71 samples collected along 25 meters of the section (Figs. 1 and 2). All samples were pulverized in a porcelain dish to obtain particles smaller than 80 mesh. Of these, 68 samples were submitted to the total organic carbon analyses (TOC) and in 38 samples the values of stable isotope carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) were obtained from the whole rock carbonate fraction. The analyses were performed at the Petrobras Research Center (Cenpes, Brazil) laboratories. The determinations of the TOC values were made in the LECO-SC444 and oxygen and carbon isotopic values were obtained using a Kiel Carbonate Device III coupled to a MAT 252 ThermoFinnigan mass spectrometer.

The results of TOC were expressed as a percentage (%) and on every tenth analyzed sample a duplicated analysis was made. The equipment was calibrated daily with standards, before initiating the analyses. This process uses approximately 10 mg of sample, which was placed in a vacuum chamber and heated to 70 °C and reacted with phosphoric acid for 6 minutes. The water and carbon dioxide generated were captured at -170 °C with liquid nitrogen. Then this mixture was brought to -110 °C when the subsequently released pure CO₂ was again collected at -170 °C with liquid nitrogen.

All oxygen and carbon isotopic results are reported in parts per mil (‰) relative to PDB and calibrated by routine preparation and analysis by the carbonate standard NBS-19 ($\delta^{13}\text{C}=1.95\text{‰}$, $\delta^{18}\text{O}= -2.20\text{‰}$). Day to day precision ($\pm 1 \sigma$) based on NBS-19 analyses was ± 0.05 for $\delta^{13}\text{C}$ and ± 0.08 for $\delta^{18}\text{O}$.

Results and Discussion

Isotopic analysis: In the marl-limestone succession that encompasses the Pliensbachian-Toarcian Stage Boundary in Peniche, the $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ values decrease, gradually, from the middle part, up to the uppermost part of *spinatum* Zone, with smaller values in the lowermost part of the *polymorphum* Zone, with an absolute variation of around -2.0‰ (Fig. 1).

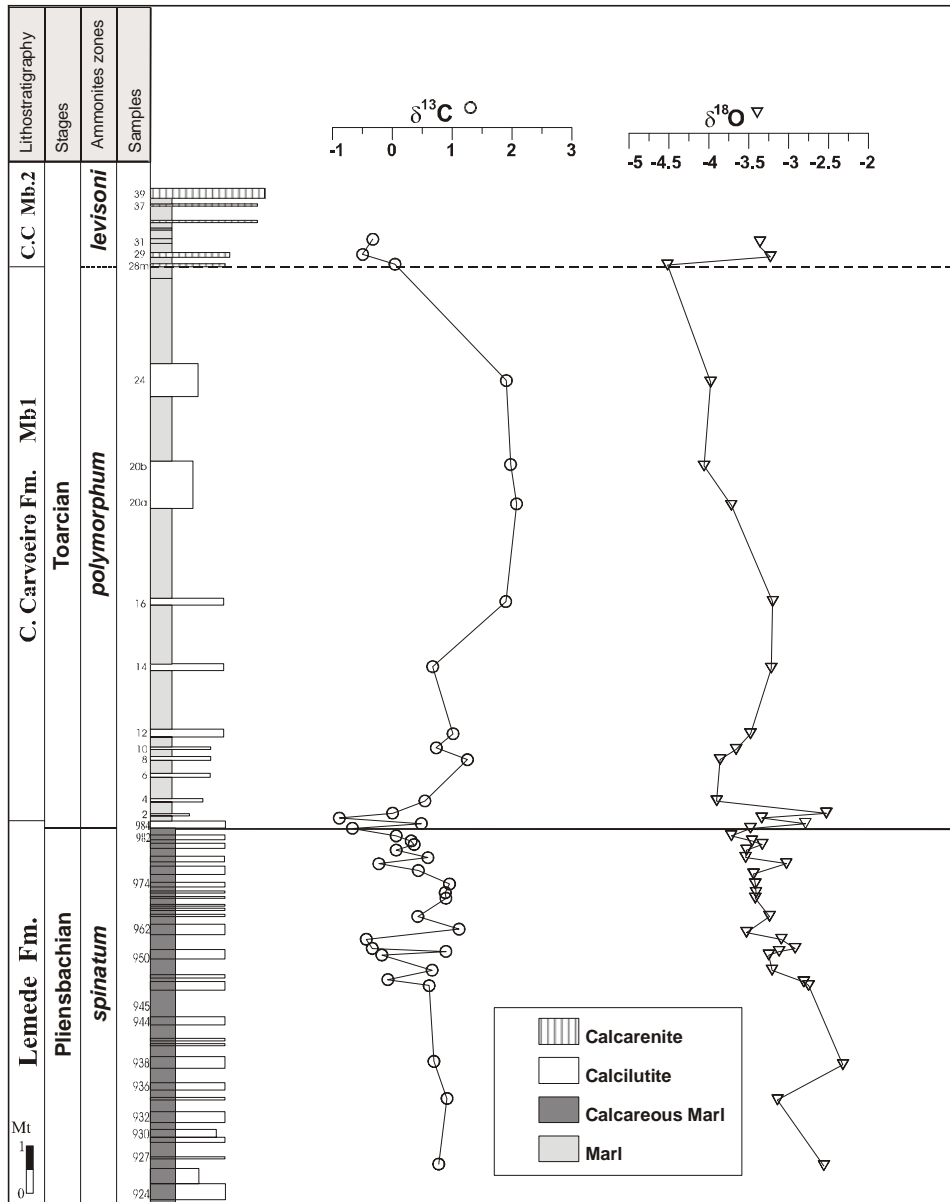


Fig. 1 – Carbon and oxygen isotope values around the Pliensbachian-Toarcian boundary in Peniche.

the *levisoni* Zone. This event was verified previously in the Coimbra area by Duarte *et al.* (2004a) and in other distal sectors of the Lusitanian Basin (Duarte *et al.*, *in progress*). Similar variations were observed by Van De Schootbrugge *et al.* (2005) and Rosales *et al.* (2004), in the Llanbedr Mochras Farm Borehole (Wales) and in the Basque-Cantabrian Basin, respectively. In spite of our study just using whole rock samples, and the studies of Van De Schootbrugge *et al.* (2005) and Rosales *et al.* (2004) used belemnites, the absolute variation was similar, around -2.0‰.

The $\delta^{18}\text{O}$ values, in spite of the positive excursion immediately after the Pliensbachian-Toarcian Boundary, show a general tendency to decrease within the *polymorphum* Zone, with the smallest values observed in the lower portion of the *levisoni* Zone, followed by a sudden reversion to higher isotopic values. Similar isotopic behavior was verified by Rosales *et al.* (2004) for the Basque – Cantabrian Basin, suggesting a good correlation between Peniche and North Spain sections. In the Peniche section, the lowest isotopic values found in the lowermost part of the *levisoni* Zone, would correspond to the smallest values registered in the lowermost part of the *serpentinus* (= *levisoni*) Zone, in the Spanish section.

TOC analysis: In general, the TOC values are low, around 0.2% in the *spinatum* Zone, further upwards they increase to 0.5% in the *polymorphum* Zone, whilst they decrease again to 0.2% in the lowermost *levisoni* Zone (Fig. 2).

The low TOC values registered in the *polymorphum*-lowermost part of *levisoni* Zone interval of Peniche don't coincide with the high values observed in the same interval of North-European area (Jenkyns *et al.*, 2002). In fact, the Lower Toarcian series of the Lusitanian Basin are characterized by the absence of black shales as a result of local sedimentary conditions (Duarte, 1997; Duarte *et al.* 2004a,b, 2005).

References

- Duarte, L. V. (1997) Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). *Com. Inst. Geol. e Mineiro*, Lisboa, **83**, 65-94.
- Duarte, L. V., Oliveira, L. C. and Rodrigues, R. (*in progress*). Carbon stable isotope as a sequence stratigraphy tool. Example of the Lower and Middle Toarcian marly limestones of Portugal.
- Duarte, L. V., Rodrigues, R., Oliveira, L. C. and Silva, F. (2005) Avaliação preliminar das variações do carbono orgânico total nos sedimentos margosos do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). Abried Abstract Volume of XIV Semana de Geoquímica and VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro, 4 pages.
- Duarte, L.V., Perilli, N., Dino, R., Rodrigues, R. and Paredes, R. (2004a) Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): Sequence Stratigraphy, Calcareous Nannofossils and stable-isotope evolution. *Riv. Ital. Paleontol. Strat.*, Milano, **110**, 115-127.
- Duarte, L. V. (coordinator), Wright, V. P., Fernández-López, S., Elmi, S., Krautter, M., Azerêdo, A. C., Henriques, M. H., Rodrigues, R. and Perilli, N. (2004b) Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In Duarte, L. V. & Henriques, M. H. (eds.). Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. 23RD IAS MEETING OF SEDIMENTOLOGY, Coimbra 2004, *Field Trip Guide Book*, I, 45-71.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P. and Parkinson, D. N. (2002) Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. *J. Geol. Soc. London*, London, **159**, 351-378.

- Oliveira, L. C., Duarte, L. V. and Rodrigues, R.** (2005) Estratigrafia química (COT, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) na passagem Pliensbaquiano-Toarciano no perfil de Peniche (Portugal). Resultados Preliminares. Abridged Abstract Volume of XIV Semana de Geoquímica and VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Aveiro, 4 pages.
- Rosales, I., Quesada, S. and Robles, S.** (2004) Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque – Cantabrian basin, northern Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **203**, 253-275.
- Van de Schootbrugge, B., Bailey, T.R., Rosenthal, Y., Katz, M.E., Wright, J.D., Feist-Burkhardt, S., Miller, K. G. and Falkowski, P. G.** (2005) Early Jurassic Climate change and the radiation of organic-walled phytoplankton in the Thetys Ocean. *Paleobiology*, **31**, 73-97.

ESTRATIGRAFIA QUÍMICA (COT, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) NA PASSAGEM PLIENSBAQUIANO - TOARCIANO NO PERFIL DE PENICHE (PORTUGAL). RESULTADOS PRELIMINARES.

Oliveira, L. C. V.¹, Duarte L. V.² & Rodrigues, R.³

1 Petrobras/Cenpes, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21949-900, Rio de Janeiro, Brasil, Email: lcveiga@petrobras.com.br

2 Dep. Ciências da Terra, Centro Geociências, F.C.T. Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal. E-mail: lduarte@ci.uc.pt

3 Dep. de Estr. e Paleont., Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil, Email: rene@uerj.br

Resumo: A sucessão margo-calcária que representa o limite Pliensbaquiano – Toarciano do perfil de Peniche, foi escolhido como um dos candidatos ao estabelecimento do GSSP do Toarciano. Nesta série, realizou-se análise quimiostratigráfica, baseada no registro do conteúdo de carbono orgânico (COT) e na evolução dos isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$), em rocha total, entre o Pliensbaquiano superior (biozona *spinatum*) e o Toarciano inferior (biozona *levisoni*). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ decrescem da parte média para o topo da biozona *spinatum*, com menores valores na base da biozona *polymorphum*, apresentando variação absoluta em torno de $-2,0\%$. No Toarciano inferior os dados de $\delta^{13}\text{C}$ revelam um evento positivo (amplitude de $+2,0\%$) com valor máximo na porção média a superior da biozona *polymorphum* e mínimo na base da biozona *levisoni*. Os teores de $\delta^{18}\text{O}$ mostram tendência geral de diminuição ao longo da biozona *polymorphum* e com os menores valores na base da biozona *levisoni*. No geral os valores de COT são baixos, em torno de $0,2\%$ na biozona *spinatum*, aumentam para $0,5\%$ na biozona *polymorphum* e diminuem novamente para $0,2\%$ na base da biozona *levisoni*.

Abstract: **Chemostratigraphy (TOC, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) across the Pliensbachian-Toarcian boundary in the reference section of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal), preliminary results.** The marl-limestone succession that represents the Pliensbachian – Toarcian boundary of the Peniche outcrop, was chosen as one of the candidates for the establishment of GSSP of Toarcian. Chemostratigraphy analyses were made, based on total organic carbon (TOC), the isotope carbon ($\delta^{13}\text{C}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}$) in the whole rock sample, from the Upper Pliensbachian (*spinatum* biozone) to the lower Toarcian (*levisoni* biozone). The values of $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ decrease from the middle part up to the *spinatum* biozone top, with smaller values in the base of the *polymorphum* biozone, presenting an absolute variation of around $-2,0\%$. In the Lower Toarcian the $\delta^{13}\text{C}$ data shows a positive event (spread of $+2,0\%$) with a maximum value in the middle-upper portion of the *polymorphum* biozone and minimum in the base of the *levisoni* biozone. The $\delta^{18}\text{O}$ values show a general tendency to decrease along the *polymorphum* biozone, with the smallest values in the base of the *levisoni* biozone. In general the values of TOC are low, around $0,2\%$ in the *spinatum* biozone, but they increase to $0,5\%$ in the *polymorphum* biozone and then decrease again to $0,2\%$ in the lowermost *levisoni* biozone.

Introdução

Na Bacia Lusitânica a região de Peniche constitui o expoente máximo quanto ao estudo do Jurássico inferior, pois apresenta contínua sucessão desde o Sinemuriano até ao topo do Toarciano (Duarte & Soares, 2002; Duarte, 2003, 2004). A série liásica, totalizando cerca de 450 metros de espessura, é composta por uma seção exclusivamente carbonatada, ligeiramente dolomítica na base, terminando no topo (Toarciano superior) com sedimentos gresosos e oolíticos de textura *grainstone*.

Com exceção das suas extremidades (Sinemuriano inferior e Toarciano superior), toda a série é controlada por uma biostratigrafia de amonites de resolução à escala de biozona. Neste contexto sedimentar e estratigráfico, insere-se a passagem Pliensbaquiano-Toarciano, incluída numa sucessão margo-calcária que abrange a parte terminal da Formação de Lemed e a parte basal da Formação do Cabo Carvoeiro (Fig.1). Considerando que esta localidade foi

recentemente apontada como um dos principais candidatos ao estabelecimento do GSSP do Toarciano (Elmi *et al.*, 1996; Elmi, 2002; Elmi *in* Duarte *et al.*, 2004a), este trabalho apresenta uma análise quimiostratigráfica, baseada no registro do conteúdo de carbono orgânico e na evolução dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio, em rocha total, entre o Pliensbaquiano superior (biozona *spinatum*) e o Toarciano inferior (biozona *levisoni*). Normalmente os dados isotópicos de oxigênio em rocha total, são pouco utilizados em correlações estratigráficas devido à possibilidade de ocorrência de alterações diagenéticas. No entanto, mesmo reconhecendo estas limitações, freqüentemente eles apresentam as mesmas tendências dos dados isotópicos baseados em fósseis que não foram afetados pela diagênese. Assim, a utilização de dados isotópicos em rocha total, como no presente estudo, é válida desde que considerados como valores relativos.

Metodologia

Na seção estudada, que corresponde à cerca de 25 metros de espessura, foram analisadas 83 amostras com espaçamento médio de 30 cm (máximo de 190 cm e mínimo de 4 cm). As amostras foram pulverizadas, em partículas menores do que 80 mesh, e submetidas às análises de carbono orgânico total (COT), pirólise "rock-eval" e de isótopos estáveis do carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) da fração carbonática da amostra total. Todas as análises foram realizadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas da PETROBRAS (Cenpes, Brasil). As determinações dos teores de COT foram feitas com o equipamento LECO-SC444 e as análises isotópicas foram realizadas usando-se a unidade automática de preparação Kiel Carbonate Device III, acoplado a um espectômetro de massa MAT 252 ThermoFinnigan.

Discussão dos resultados

Os resultados aqui apresentados são preliminares e fazem parte de um conjunto de estudos em andamento que incluem análises de isótopos de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ em belemnites, elementos maiores e menores e estudos bioestratigráficos com base em nanofósseis e palinologia.

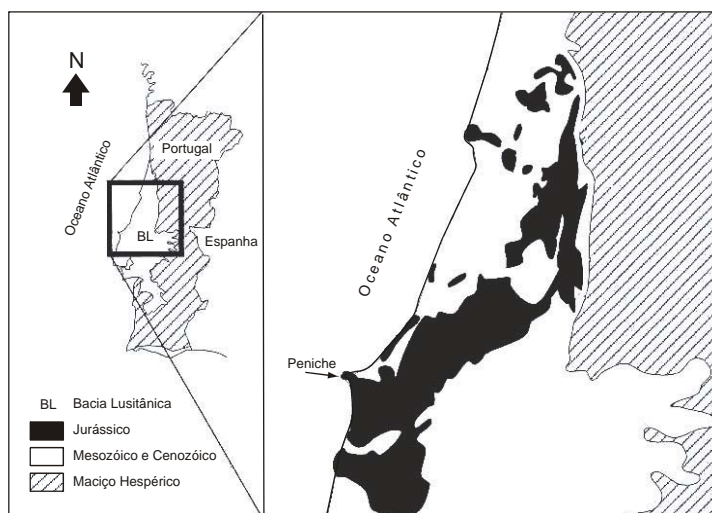


Figura 1 – Mapa de localização da Bacia Lusitânica. No detalhe, distribuição dos afloramentos jurássicos e a localização de Peniche.

Na seção que abrange a passagem Pliensbaquiano-Toarciano em Peniche, os valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e de $\delta^{18}\text{O}$ decrescem, gradativamente, da parte média para o topo da biozona *spinatum*, com os menores valores situando-se na base da biozona *polymorphum* (Fig. 2). Variações semelhantes foram observadas por Van De Schootbrudgge *et al.* (no prelo) e Rosales *et al.* (2004), no furo geológico Llanbedr Mochras Farm (País de Gales) e em localidades no norte da Espanha. Apesar do presente estudo ter sido realizado apenas em amostras de rocha e os trabalhos de Van De Schootbrudgge *et al.* (*op. cit.*) e Rosales *et al.* (*op. cit.*) terem utilizado

belemnites, em termos de variação absoluta, os dados obtidos possuem, aproximadamente, a mesma ordem de grandeza, ou seja $-2,0\text{‰}$.

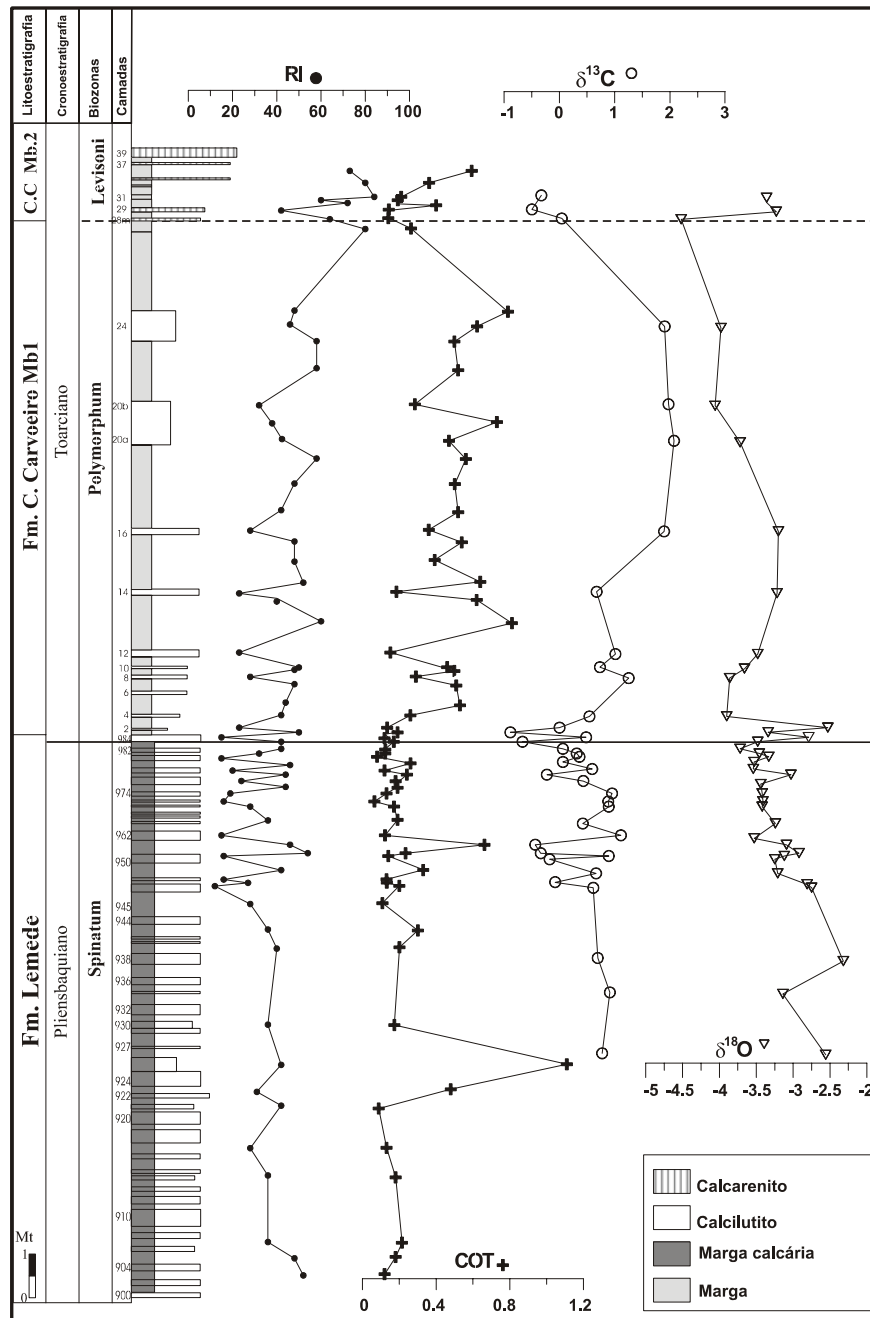


Figura 2 – Resíduo insolúvel (RI), carbono orgânico total (COT) e isótopos estáveis de oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) e carbono ($\delta^{13}\text{C}$), em rocha total, na passagem Pliensbaquiano–Toarciano em Peniche (Bacia Lusitânica, Portugal). Dados bioestratigráficos baseados em Mouterde (1955) e Elmi *in* Duarte *et al.* (2004a).

Os valores isotópicos obtidos para as amostras do Toarciano apresentam um comportamento inverso aos da porção do Pliensbaquiano estudado (parte média a superior da biozona *spinatum*). Os dados de $\delta^{13}\text{C}$ revelam um evento isotopicamente positivo (amplitude de $2,0\text{‰}$), com valor máximo na porção média a superior da biozona *polymorphum* e mínimo na base da biozona *levisoni*. Este evento foi anteriormente constatado na região de Coimbra por Duarte *et al.* (2004b). Já os teores de COT, embora pouco elevados, apresentam a mesma tendência dos dados de $\delta^{13}\text{C}$: estão em torno de $0,2\%$ na biozona *spinatum*, aumentam para $0,5\%$ na biozona *polymorphum* e diminuem novamente para $0,2\%$ na base da biozona *levisoni*. Os baixos valores de COT registrados não coincidem com aqueles observados por Jenkyns *et al.*

(2002) em relação ao evento anóxico do Toarciano inferior à escala norte-europeia, de grande expressão. Na Bacia Lusitânica, a ausência de fácies com elevados teores de COT pode estar associada a condições locais particulares que não propiciaram a acumulação ou preservação da matéria orgânica durante o período representado pela porção inicial da biozona *levisoni* (Duarte, 1997; Duarte *et al.* 2004a). Entretanto, a elevação relativa dos valores isotópicos de $\delta^{13}\text{C}$ e de COT na porção média da biozona *polymorphum* poderia ser, mesmo que depletado, uma indicação do evento anóxico que, devido ao diacronismo existente entre as biozonas de ammonites boreais e tethianas, é posicionado, ora na Zona *tenuicostatum* ora na Zona *falciferum* ou no limite entre ambas.

Os teores de $\delta^{18}\text{O}$, apesar das excursões positivas após a passagem Pliensbaquiano-Toarciano, revelam uma tendência geral de diminuição ao longo da biozona *polymorphum*, com os menores valores posicionando-se na base da biozona *levisoni*, sendo que logo a seguir, ocorre rápida reversão para valores isotópicos mais elevados. Comportamento isotópico semelhante foi constatado por Rosales *et al.* (2004) para a Bacia Basco – Cantabrica, sugerindo uma boa correlação entre os perfis de Peniche e do norte da Espanha, sendo que os mínimos isotópicos obtidos na porção inferior da biozona *levisoni* seriam correspondentes aos baixos valores registrados na base da biozona *serpentinus* da seção espanhola.

Bibliografia

- Duarte, L. V., 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). **Com. Inst. Geol. e Mineiro**, Lisboa, 83, 65-94.
- Duarte, L. V., 2003. Variações de fácies, litostratigrafia e interpretação sequencial do Liássico médio e superior ao longo da transversal Tomar – Peniche (Portugal). **Ciências da Terra (UNL)**, Lisboa, n° esp. V, CD-ROM:A53-A56.
- Duarte, L. V., 2004. The Geological Heritage of the Lower Jurassic of Central Portugal: Selected Sites, Inventory and Main Scientific Arguments. **Riv. Ital. Paleontol. Strat.**, Milano, 110, 381-387.
- Duarte, L. V. & Soares A F., 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). **Com. Inst. Geol. Mineiro**, Lisboa, 89, 115-134.
- Duarte, L. V. (coordinator), Wright, V. P., Fernández-López, S., Elmi, S., Krautter, M., Azerêdo, A C., Henriques, M. H., Rodrigues, R. & Perilli, N., 2004a. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In Duarte, L. V. & Henriques, M. H. (eds.). Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra 2004, Field Trip Guide Book Volume I, 45-71.
- Duarte, L.V., Perilli, N., Dino, R., Rodrigues, R. & Paredes. R., 2004b. Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): Sequence Stratigraphy, Calcareous Nannofossils and stable-isotope evolution. **Riv. Ital. Paleontol. Strat.**, Milano, 110, 115-127.
- Elmi, S., 2002. Some general data on the Pliensbachian – Toarcian boundary (problems of biostratigraphic correlations). **6th International Symposium on the Jurassic System**, Abstract vol.: 56-57, Palermo.
- Elmi, S., Mouterde, R., Rocha, R. & Duarte, L.V., 1996. La limite Pliensbachien – Toarcien au Portugal: intérêt de la coupe de Peniche. In: **International Subcomission on Jurassic Stratigraphy, Meeting on Toarcian and Aalenian Stratigraphy**, Fuentelsaz and Freiburg, 1996. **Aalenews**, n° 6, p 33-35.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P. & Parkinson, D. N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. **J. Geol. Soc. London**, London, 159, 351-378.
- Mouterde, R., 1955. Le Lias de Peniche. **Com. Serv. Geol. Portugal**, Lisboa, 36, 87-115.
- Rosales, I.; Quesada, S.; Robles, S., 2004. Paleotemperature variations of Early Jurassic seawater recorded in geochemical trends of belemnites from the Basque – Cantabrian basin, northern Spain. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**. V. 203, 253-275.
- Van de Schootbrugge, B.; Bailey, T.R.; Rosenthal, Y.; Katz, M.E.; Wright, J.D.; Feist-Burkhardt, S.; Miller, K. G.; Falkowski, P. G., no prelo. Early Jurassic Climate change and the radiation of organic-walled phytoplankton in the Thetys Ocean. **Paleobiology**.

AVALIAÇÃO PRELIMINAR DAS VARIAÇÕES DO CARBONO ORGÂNICO TOTAL NOS SEDIMENTOS MARGOSOS DO JURÁSSICO INFERIOR DA BACIA LUSITÂNICA (PORTUGAL)

L. V. Duarte¹, R. Rodrigues,² L. C. Oliveira³ & F. Silva¹

¹ Dep. Ciências da Terra, Centro Geociências, F.C.T. Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal. E-mail: lduarte@ci.uc.pt

² Faculdade de Geologia da Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil. E-mail:

³ Petrobras/Cenpes - Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21949-900 Rio de Janeiro, Brasil, E-mail: lcveiga@petrobras.com.br

RESUMO: Na Bacia Lusitânica (Portugal), o intervalo compreendido entre o Sinemuriano terminal e o Toarciano é caracterizado por uma sedimentação margo-calcária. Neste contexto sedimentar, geralmente controlado por uma escala biostratigráfica de amonites à escala da subzona, ocorrem vários níveis betuminosos localizados preferencialmente no topo do Sinemuriano (Zona *raricostatum*) e, com excepção do Domeriano superior (Zona *spinatum*), praticamente em todo o Pliensbaquiano. Estas fácies orgânicas restringem-se essencialmente ao sector ocidental da bacia e estão particularmente bem desenvolvidas nas Zonas *raricostatum* e *margaritatus*. O estudo deste intervalo em perfis clássicos da Bacia Lusitânica, em termos de análise geoquímica (sobretudo carbono orgânico total – COT) e sedimentológica, permitiu confirmar a natureza destas fácies anóxicas e apresentar o estilo de evolução lateral e vertical do sistema deposicional.

A persistência das fácies betuminosas nestes dois intervalos estratigráficos (com valores máximos de cerca de 10% e 15% de COT, respectivamente) está associada a fases transgressivas de 2ª ordem.

ABSTRACT: The uppermost Sinemurian-Toarcian interval of the Lusitanian Basin (Portugal) is enriched by marly limestone sediments. This sedimentary context, generally controlled by an accurate ammonite biostratigraphic resolution, includes several black shale horizons, located, preferentially, at the top of the Sinemurian (*raricostatum* Zone), and with exception of Late Domerian (*spinatum* Zone), practically in the whole Pliensbachian. These organic facies are essentially restricted to the western side of the basin and are particularly well developed in the *raricostatum* and *margaritatus* Zones. The study of these intervals in classical sections of the Lusitanian Basin, in terms of geochemical (mainly total organic carbon – TOC) and sedimentological analysis allows the confirmation of the nature of these anoxic facies and also enables the presentation of the lateral and vertical evolution of the depositional system.

The persistence of bituminous shales in these two last intervals (with maximum values around 10% and 15% of TOC, respectively) is associated with 2nd-order transgressive phases.

Introdução

O Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (BL) é caracterizado por uma sedimentação eminentemente carbonatada (Soares *et al.*, 1993; Duarte & Soares, 2002; Azerêdo *et al.*, 2003). Composta na base por sedimentos siliciclásticos (lutitos e corpos arenosos com cimento carbonatado) e dolomias (Hetangiano), a série atinge durante o Pliensbaquiano e o Toarciano um domínio claramente margo-calcário. Neste contexto sedimentológico e estratigráfico, definem-se alguns níveis margosos particularmente ricos em matéria orgânica (níveis betuminosos), que têm sido apontados como rochas geradoras de hidrocarbonetos. A quantificação do carbono orgânico total (COT), ao longo da coluna estratigráfica, compreendida entre o Sinemuriano terminal e o Toarciano médio, permite mostrar a distribuição vertical e lateral das fácies anóxicas, pela primeira vez numa análise à escala da bacia, apoiada por um quadro estratigráfico de alta resolução. Por outro lado, estes dados geoquímicos preliminares constituem um forte argumento na demonstração da evolução sedimentar ocorrida na BL, durante o intervalo analisado, em especial, na sua utilização como ferramenta da estratigrafia sequencial.

Sectores Estudados e Unidades Estratigráficas

No presente trabalho, os dados geoquímicos foram obtidos a partir da análise de quatro importantes sectores da BL, decisivos para o estudo do Jurássico inferior: Alcalamouque-Rabaçal, Figueira da Foz (perfis de Brenha e Vale das Fontes), S. Pedro de Moel (Água de Madeiros) e Peniche

(Fig. 1). Os perfis estudados englobam as formações de Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemede e as unidades equivalentes de S. Gião e Cabo Carvoeiro (Fig. 1; Duarte & Soares, 2002). Estas unidades, associadas a um ambiente de rampa carbonatada homoclinal, mostram na bacia um aumento de espessura no sentido do quadrante WNW. É exactamente neste domínio mais distal da rampa liásica, que as fácies betuminosas têm o seu maior desenvolvimento. Estas fácies são, aliás, um elemento fundamental na caracterização sedimentar do Membro Polvoeira (Formação de Água de Madeiros) e de grande parte da Formação de Vale das Fontes dos sectores ocidentais da bacia.

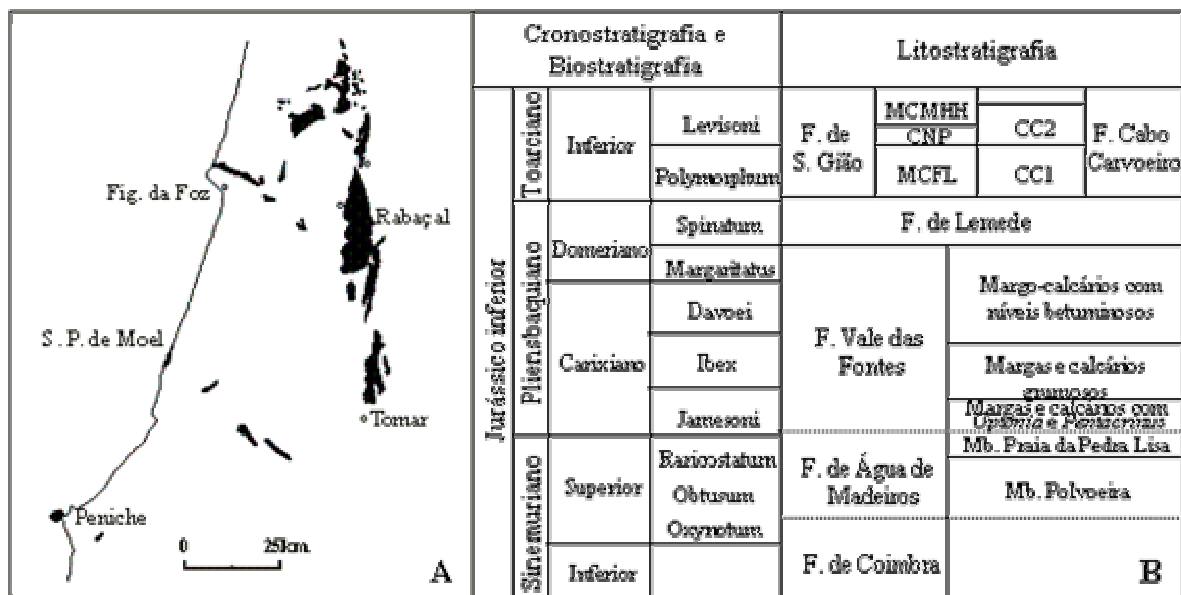


Fig. 1 – A – Cartografia dos afloramentos liásicos margo-calcários da BL e localização dos quatro sectores estudados; B - Quadro estratigráfico parcial do Jurássico inferior da BL (seg. Duarte & Soares, 2002). MCFL – Membro Margo-calcários com fauna de *Leptaena*; CNP – Membro Calcários nodulosos em plaquetas; MCMHH – Membro Margas e calcários margosos com *Hildaites* e *Hildoceras*; CC1- Membro Cabo Carvoeiro 1; CC2 – Membro Cabo Carvoeiro 2.

Metodologia

Nesta fase preliminar foram analisadas cerca de 180 amostras de litologias margosas e betuminosas do intervalo Sinemuriano superior-Toarciano médio. Os compartimentos mais ricos em fácies orgânicas foram analisados com mais detalhe, tendo sido seleccionadas amostras dos perfis de S. Pedro de Moel (Sinemuriano superior e base do Pliensbaquiano; Fig. 2), Peniche (todo o Pliensbaquiano e Toarciano inferior a médio), Alcalamouque-Rabaçal (passagem Pliensbaquiano inferior a médio e Toarciano inferior) e Figueira da Foz (passagem Pliensbaquiano inferior a médio e Toarciano inferior). Os dados de COT, enxofre e resíduo insolúvel foram obtidos no equipamento Leco SC-444 da Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

Resultados

As fácies betuminosas são bastante similares em toda a série estudada, sendo caracterizadas por uma cor castanha a negra e exibindo sempre uma laminação milimétrica bem definida e abundante pirite. Os dados de COT mostram na BL uma grande variabilidade quer a nível vertical, quer a nível lateral. A análise desses dados permite-nos retirar as seguintes evidências:

1) Tanto a Formação de Lemede como a base da Formação de S. Gião (concretamente os seus três primeiros membros; Fig. 1) mostram valores muito baixos de COT, claramente inferiores a 1%. No entanto, a unidade CC2 da Formação de Cabo Carvoeiro, equivalente lateral dos membros CNP e MCMHH mostra, esporadicamente, valores mais elevados (à volta dos 2-3%), consequência das condições especiais de sedimentação que caracterizam o Toarciano inferior (Zona *levisoni*) da região de Peniche (*vide* Wright & Wilson, 1984; Duarte, 1997; Duarte & Soares, 2002);

2) Existem dois intervalos de maior concentração de COT, associados à presença de níveis betuminosos: a) na Zona *varicostatum* em Água de Madeiros (sobretudo no Membro Polvoeira; Figs. 1 e 2) existe um padrão nos sedimentos margosos, na generalidade superior a 1%. Nos níveis

betuminosos (centimétricos), que alternam com margas e calcários margosos e bioclásticos, os valores de COT chegam a atingir cerca de 10% (Fig. 2). Este intervalo está limitado, em termos paleogeográficos, aos sectores ocidentais da bacia, tendo o seu maior desenvolvimento na região de S. Pedro de Moel; b) entre as Zonas *davoei* e *margaritatus* (Membro Margo-calcários com níveis betuminosos da Formação de Vale das Fontes) define-se, à escala da bacia, o intervalo mais rico em fácies betuminosas. Nos sectores distais da bacia, os valores de COT atingem, nestas fácies, os 15%. Nos sectores mais proximais, como seja o de Alcalamouque-Rabaçal, os valores máximos não ultrapassam os 5%, restringindo-se a um número de 4/5 horizontes betuminosos. Ao longo da faixa Coimbra-Tomar, estas fácies tendem a desaparecer a sul daquele sector.

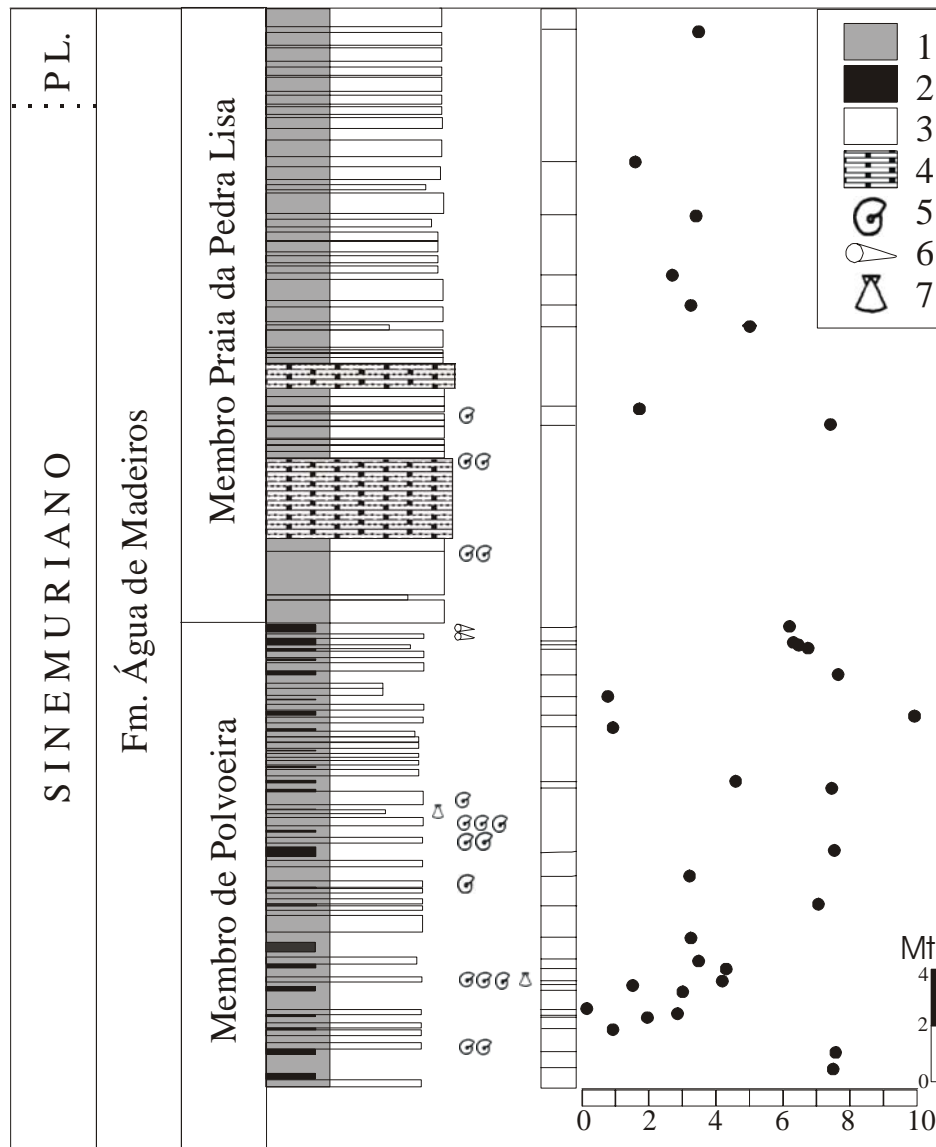


Fig. 2 – Variação do COT (%) ao longo do perfil de Água de Madeiros (sector de S. Pedro de Moel), entre o Sinemuriano superior (Zona *raricostatum*) e a extrema base do Pliensbaquiano (Zona *jamesoni*). 1 – Marga e marga calcária; 2 – Fácies betuminosa; 3 – Calcário; 4 – Calcário em bancadas centimétricas; 5 – Amonites; 6 – Belemnites; 7 – Bivalves.

3) A base do Pliensbaquiano (Zonas *jamesoni* e *ibex*) mostra, exclusivamente nos sectores ocidentais (Peniche, Brenha e S. Pedro de Moel), alguns horizontes, onde o COT atinge os 3-4 %. Estes valores estão associados a níveis margosos laminados, ligeiramente betuminosos, que alternam com margas e calcários margosos e nodulosos pertencentes aos dois primeiros membros da Formação de Vale das Fontes (Fig. 1).

Discussão e Conclusão

A identificação e caracterização das fácies betuminosas do Jurássico inferior da BL, em termos do COT, permite comprovar duas grandes fases de anoxia, directamente associadas a fases transgressivas de 2ª ordem (Duarte et al., 2004). A primeira, datada da parte terminal do Sinemuriano superior (*Zona raricostatum*), está limitada à parte distal da bacia, como consequência da criação de uma rampa carbonatada margo-calcária, rica em fauna nectónica. O elevado número de níveis betuminosos, registados em Água de Madeiros (Fig. 2), testemunha oscilações importantes de oxigenação num meio claramente marinho, de acordo com a grande abundância de nanofósseis calcários registados nesse tipo de fácies (Duarte et al., 2004). O segundo intervalo circunscreve-se à *Zona margaritatus*, onde as fácies betuminosas ocupam um maior espectro temporal e uma distribuição mais vasta à escala da bacia. Os valores de COT atingem, igualmente, uma concentração mais elevada, numa base sedimentar maioritariamente margosa, mas que tende a diminuir essa expressão nos sectores mais proximais. A anoxia que controla o registo das fácies orgânicas limita, de uma forma clara, a presença de macrofauna bentónica (braquiópodes, bivalves, gastrópodes, crinóides), que é particularmente abundante nos níveis margosos que exibem um padrão de COT inferior a 1%. O auge da fase transgressiva de 2ª ordem do Pliensbaquiano culmina no final da *Zona margaritatus*.

Analisando a variabilidade do COT ao longo do Pliensbaquiano inferior (com picos de maior concentração muito menos marcantes e mais limitados espacialmente), aliado à articulação vertical das fácies (vide Fernández-López et al., 2000), é possível demonstrar que o incremento na concentração de matéria orgânica está associada com fases de aprofundamento deposicional de 4ª ordem.

Em termos do Toarciano inferior, são muito baixos os valores de COT registados na BL. Estes dados contrariam os fortes índices registados à escala norte-europeia (Jenkyns et al., 2002), associados a um dos mais importantes eventos globais de anoxia reconhecidos em toda a história da Terra (Jenkyns, 1988). A ausência deste tipo de fácies em Portugal parece estar associada às condições sedimentares peculiares, ocorridas na bacia durante a base da *Zona levisoni* (vide Duarte, 1997; Duarte et al., 2004).

Bibliografia

- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H., Manuppella, G., 2003. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. Cadernos de Geologia de Portugal, Instituto Geológico e Mineiro, Lisboa, 43p., 7 estampas.
- Duarte, L. V., 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). Com. Inst. Geol. e Mineiro, Lisboa, 83, 65-94.
- Duarte, L. V., Soares A. F., 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). Com. Inst. Geol. Mineiro, Lisboa, 89, 115-134.
- Duarte, L. V. (coordinator), Wright, V. P., Fernández-López, S., Elmi, S., Krautter, M., Azerêdo, A. C., Henriques, M. H., Rodrigues, R., Perilli, N., 2004. Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In Duarte, L. V. & Henriques, M. H. (eds.). Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra 2004, Field Trip Guide Book Volume I, 45-71.
- Fernández-López, S., Duarte, L.V., Henriques, M. H., 2000. Ammonites from lumpy limestones in the Lower Pliensbachian of Portugal: taphonomic analysis and palaeoenvironmental implications. Rev. Soc. Geol. España, Madrid, 13, 3-15.
- Jenkyns, H. C., 1988. The early Toarcian (Jurassic) anoxic event: stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence. American Journal of Science, New Haven, 288, 101-151.
- Jenkyns, H. C., Jones, C. E., Gröcke, D. R., Hesselbo, S. P., Parkinson, D. N., 2002. Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography. J. Geol. Soc. London, London, 159, 351-378.
- Soares, A.F., Rocha, R.B., Elmi, S., Henriques, M.H., Mouterde, R., Almeras, Y., Ruget, C., Marques, J., Duarte, L.V., Carapito, C., Kullberg, J.C., 1993. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". C. R. Acad. Sci. Paris, Paris, 317, série II, 1659-1666.
- Wright, V. P., Wilson, R.C.L., 1984. A carbonate submarine-fan sequence from the Jurassic of Portugal. J. Sed. Petrol., Tulsa, 54, 394-412.

CARACTERIZAÇÃO DO LIMITE PLIENSBAQUIANO – TOARCIANO EM PENICHE (BACIA LUSITÂNICA, PORTUGAL) COM BASE EM NANOFÓSSEIS CALCÁRIOS E PALINOLOGIA

CHARACTERIZATION OF THE PLIENSBAQUIAN – TOARCIAN BOUNDARY IN PENICHE (LUSITANIAN BASIN, PORTUGAL) BASED ON CALCAREOUS NANNOFOSSILS AND PALYNOLOGY

OLIVEIRA, L.C.V.¹; DUARTE L.V.²; DINO, R.¹; PERILLI, N.³

¹ Petrobras/Cenpes, Cid. Universitária, Ilha do Fundão, 21949-900, Rio de Janeiro, Brasil.

lcveiga@petrobras.com.br, dino@petrobras.com.br

² Dep. Ciências da Terra, Centro Geociências, F.C.T. Universidade de Coimbra, 3000-272

Coimbra, Portugal. lduarte@ci.uc.pt

³ Dipartimento Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa, Via S. Maria, 53, 56100 Pisa, Italy. perilli@dst.unipi.it

A bacia Lusitânica (Portugal), localizada na borda oeste da Placa Ibérica, é uma bacia oceânica marginal que teve sua formação iniciada no Triássico. A sua orientação é NE-SW, com cerca de 300 km de comprimento e 150 km de largura, incluindo a parte submersa, com espessura máxima de 5 km. Esses sedimentos abrangem o intervalo Triássico superior–Cretáceo superior, com cobertura do Terciário, sendo a maioria de idade jurássica. O Jurássico inferior está particularmente bem representado na bacia, com destaque para a região de Peniche que apresenta exposição contínua de margas e calcários intercalados com mais de 450m de espessura, do Sinemuriano ao Toarciano, compreendendo as formações Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemedede e Cabo Carvoeiro. Durante o Pliensbaquiano e o Toarciano inicial de Peniche, a deposição foi controlada por uma rampa homoclinal, com inclinação para oeste. A sucessão margo-calcária que representa o limite Pliensbaquiano–Toarciano do perfil de Peniche foi escolhida como uma das candidatas ao estabelecimento do GSSP do Toarciano. A definição deste limite é baseada em bioestratigrafia de amonites coincidindo com a passagem entre as biozonas *spinatum* (Pliensbaquiano superior) e *polymorphum* (Toarciano inferior). Para os estudos bioestratigráficos foram examinadas amostras das camadas de margas 3m abaixo e 7m acima do limite. Para nanofósseis foi aplicado o zoneamento proposto para o NW da Europa que posiciona o limite Pliensbaquiano–Toarciano na subzona NJ5b, entre os surgimentos de *Crepidolithus impontus* e *Carinolithus superbus*. Os principais nanofósseis observados nas amostras analisadas foram: *Biscutum finchii*, *Biscutum grande*, *Calcivascularis jansae*, *Crepidolithus crassus*, *Crepidolithus granulatus*, *Crepidolithus impontus*, *Lotharingius hauffii*, *Lotharingius sigillatus*, *Lotharingius velatus*, *Schizosphaerella* spp. e *Tubirhabdus patulus*. Esta assembléia, aliada ao aparente posicionamento das amostras acima da extinção de *Crucirhabdus primulus*, indica que o limite Pliensbaquiano–Toarciano estaria localizado na parte superior da subzona NJ5b. Os gêneros *Schizosphaerella* e *Lotharingius* (com predominância de *L. hauffii*) dominam numericamente a assembléia, também caracterizada pela ocorrência abundante de *C. jansae* e comum de *B. grande*, indicadores de forte influência de águas do Tétis. Espécies como *B. finchii* são freqüentes e continuamente presentes, enquanto que outras, como *C. granulatus* e *C. impontus* são raras e com presença descontínua. A associação palinológica recuperada é, de modo geral, pouco diversificada, com formas pequenas e domínio de matéria orgânica lenhosa, um tanto carbonizada. Predominam as formas rimuladas do gênero *Classopollis* e esporos triletes. Níveis mais ricos em dinoflagelados sugerem condições marinhas mais francas para a seção do Pliensbaquiano, em relação à do Toarciano. O relativo alto percentual dos rimulados indica um clima quente à época de deposição. O resíduo orgânico rico em material lenhoso indica um forte influxo de material continental, detrítico, invadindo a plataforma carbonática instalada, particularmente a partir do Toarciano.



A Formação de Vale das Fontes no Sector Norte da Bacia Lusitânica (Portugal): Caracterização e Avaliação Preliminar da Distribuição do Carbono Orgânico Total

Vale das Fontes Formation in the northern sector of the Lusitanian Basin (Portugal): Characterization and preliminary evaluation of the Total Organic Carbon

F. Silva¹, L.V. Duarte¹, L.C.V. Oliveira², M.J. Comas-Rengifo³ & R. Rodrigues⁴

1 – Dep. Ciências da Terra, Centro de Geociências, F.C.T. Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal.

2 – Petrobras/Cenpes – Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21949-900 Rio de Janeiro, Brasil.

3 - Dep. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense de Madrid, 28040 Madrid, España

4 – Dep. Estratigrafia e Paleontologia, Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil.

E-mail (s): franciscojcs@netcabo.pt, lduarte@ci.uc.pt, mjcomas@geo.ucm.es, lcveiga@petrobras.com.br, rene@uerj.br

SUMÁRIO

A Formação de Vale das Fontes é caracterizada por um conjunto de fácies margosas, apresentando genericamente os níveis mais ricos em matéria orgânica de todo o Jurássico inferior da Bacia Lusitânica. O presente trabalho assenta no estudo sedimentológico detalhado desta unidade e da variabilidade do carbono orgânico total (COT) em três sectores localizados a Norte do rio Mondego (Coimbra - Figueira da Foz). Os dados obtidos revelam-se importantes marcadores estratigráficos e paleoambientais.

Palavras-chave: Formação de Vale das Fontes, Fácies betuminosas, Carbono Orgânico Total, Pliensbaquiano, Bacia Lusitânica.

SUMMARY

Vale das Fontes Formation is characterized by an assembly of marly facies, demonstrating the richest levels of organic matter content of all lower Jurassic in the Lusitanian Basin. This work is based on a detailed sedimentological study of this unit and of the variability of Total Organic Carbon (TOC) in three sectors North of the Mondego River (Coimbra - Figueira da Foz). These data are important stratigraphical and paleoenvironmental markers.

Key-words: Vale das Fontes Formation, Bituminous facies, Total Organic Carbon, Pliensbachian, Lusitanian Basin.

Introdução

No Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (BL), nomeadamente no intervalo Sinemuriano terminal a Toarciano inferior, ocorrem níveis margosos ricos em matéria orgânica (níveis betuminosos), apontados como potenciais rochas geradoras de hidrocarbonetos. A quantificação do carbono orgânico total (COT), realizada ao longo da coluna estratigráfica mostra que é no intervalo correspondente à Formação de Vale das Fontes, datada do Carixiano inferior – Domeriano inferior, que se encontram os níveis margosos particularmente mais ricos em matéria orgânica [1]. O trabalho que se apresenta focaliza-se, por isso, na caracterização desta unidade, com particular ênfase no estudo da variabilidade vertical e lateral do COT, em afloramentos do sector Setentrional da Bacia Lusitânica. Este trabalho, inserido num projecto de tese de mestrado em preparação, tem em vista o refinamento estratigráfico das séries e uma melhor compreensão do sistema deposicional ocorrido durante o Pliensbaquiano.

Enquadramento Estratigráfico

A Formação de Vale das Fontes inclui três membros, recentemente formalizados [2], todos eles observáveis nos vários sectores estudados:

O membro inferior, Margas e calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus* (MCUP) é composto por uma sucessão bastante rítmica de margas e calcários margosos, onde as margas de fácies cinzentas escuras, às vezes laminadas, são menos expressivas que nos membros suprajacentes. A presença abundante de artículos de crinóides e de belemnites, são característicos deste membro. Esta unidade é datada da cronozona Jamesoni.

O membro Margas e calcários grumosos (MCG) é constituído por margas, margas calcárias, margas e calcários grumosos, com raras intercalações de margas laminadas betuminosas. A presença de grumos, intraclastos de natureza micrítica [3] é a característica mais marcante deste membro, datado entre o topo da Zona Jamesoni e o topo da Zona Ibex (Subzona Luridum).

O membro Margo-calcários com níveis betuminosos (MCNB), abrangendo as cronozonas Davoei e Margaritatus, é formado por margas cinzentas, por vezes muito laminadas (“xistentas”), de espessura por vezes métrica, com abundantes nódulos e listas ferruginosas (limoníticas). Estas fácies alternam com bancadas centimétricas de calcário margoso, numa série por vezes muito rica em macrofauna nectónica (amonóides e belemnites) e bentónica (bivalves, braquiópodes e gastrópodes).

Afloramentos Estudados

O trabalho de campo centrou-se no sector a Norte da Bacia Lusitânica e teve por base o levantamento de colunas litostratigráficas em pólos opostos segundo o eixo Coimbra-Figueira da Foz (Fig. 1). As colunas estratigráficas foram realizadas nos lugares de Cabanas (Brenha – Figueira da Foz), zona industrial de Murtede (Mealhada) e Bairro de S. Miguel e Bairro do Loreto (Coimbra). Enquanto a coluna de Cabanas abrange praticamente toda a unidade (com cerca de 61 metros de espessura; Fig. 2), os restantes perfis mostram parcialmente alguns dos membros da Formação de Vale das Fontes: Bairro do Loreto com cerca de 15 metros, a abranger o topo do membro MCUP e a base de MCG; Bairro de S. Miguel com cerca de 10 metros, correspondendo ao topo do membro MCNB; Murtede, com cerca de 20 metros, abrangendo de forma descontínua parte do membro MCG (11 metros) e o topo do membro MCNB (9 metros). Ao contrário do perfil de Cabanas [2] [3] e [4], todos os restantes locais parecem ter sido estudados pela primeira vez do ponto de vista estratigráfico.

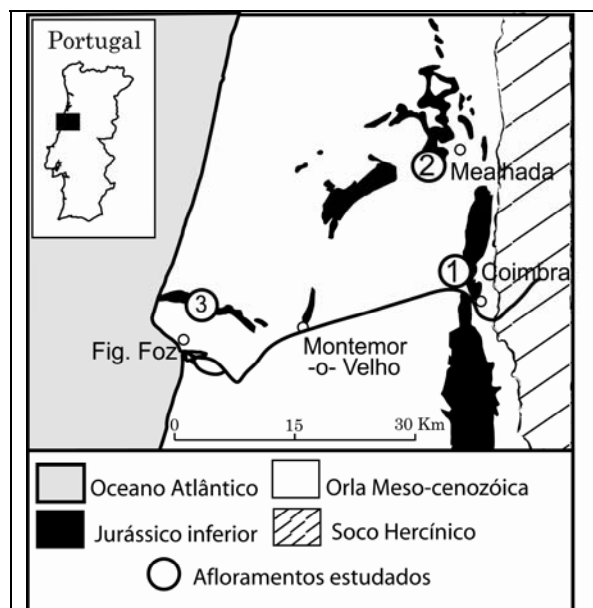


Fig.1: Mapa do Jurássico Inferior no sector norte da Bacia Lusitânica, com a localização dos afloramentos estudados: 1 - Bairro de S. Miguel e Bairro do Loreto (Coimbra); 2 - Zona industrial de Murtede (Mealhada); 3- Cabanas (Brenha-Figueira da Foz).

Material e métodos

A amostragem contemplou 83 amostras, essencialmente de fácies margosas cinzentas escuras e/ou laminadas (“xistentas”), sendo feita mais que

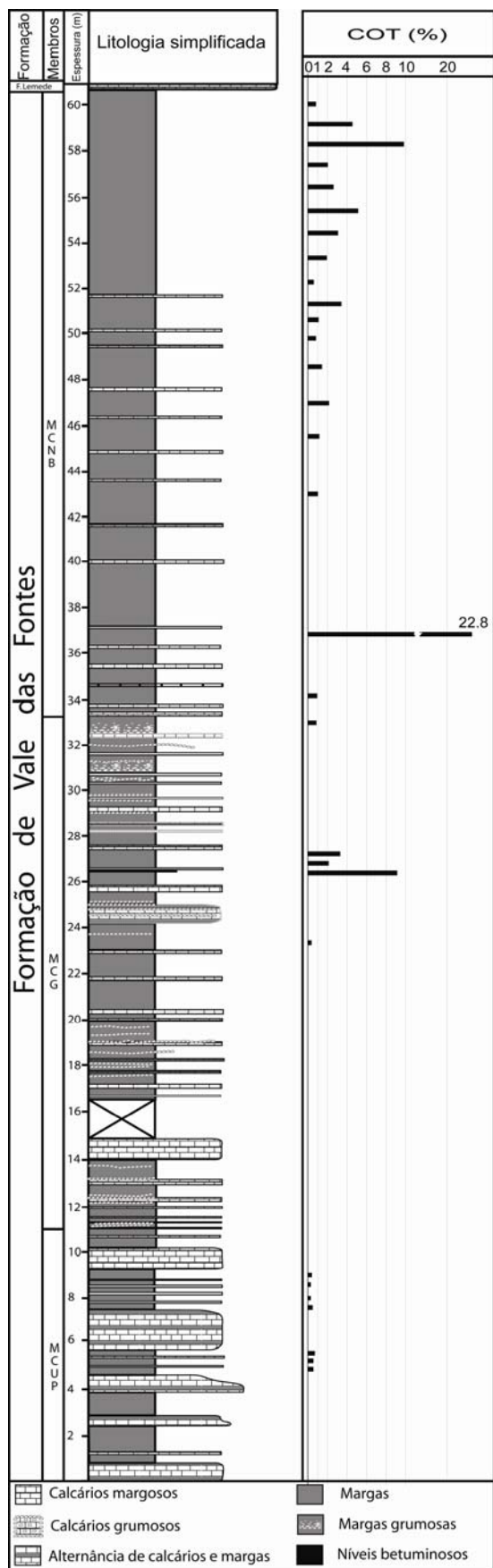


Fig. 2: Valores de COT projectados na coluna Litostratigráfica da Formação de Vale das Fontes realizado em Cabanas (Brenha – Fig. Foz).

uma amostragem por camada, quando esta revelou uma variação vertical de fácies de interesse para a análise geoquímica da matéria orgânica. As amostras foram colhidas a pelo menos 10 cm de profundidade, para minimizar possíveis alterações resultantes da meteorização superficial. A repartição por perfil foi a seguinte: 13 no Bairro de S. Miguel; 13 no Bairro do Loreto, 27 em Murtede e 30 em Cabanas.

Para a análise do COT foi utilizado um equipamento Leco SC- 444 do Cenpes-Petrobras, sendo posteriormente efectuadas análises de pirólise “Rock-Eval” nas amostras com valores de COT superiores a 1%.

Dados de COT

Os dados de COT, apresentados de forma resumida na Tabela 1 e parcialmente no perfil da figura 2, mostram que cerca de 45% das amostras não ultrapassam o valor de 1%, sendo o valor mais elevado de 22,8% (Fig. 2).

O membro MCNB é o que apresenta uma maior frequência de valores de COT superiores a 1%. Os valores mais elevados encontrados neste membro foram de 22,8% (nível betuminoso com 3 cm) e 9,83% em Cabanas, 1,48% em Murtede e de 5,20% no Bairro de S. Miguel.

O membro MCG apresenta uma menor frequência de valores de COT superior a 1%, mas com valores máximos por vezes superiores aos encontrados no membro MCNB dos sectores de Coimbra-Mealhada. Os valores máximos de COT encontrados neste membro são de 9,12% em Cabanas, 7,25% em Murtede e 6,47% no Bairro do Loreto.

De acordo com as características litológicas da zona estudada, o membro MCUP é o que apresenta menor frequência de níveis betuminosos. Por essa razão, os valores de COT aí encontrados são relativamente baixos, muito raramente superiores a 1%.

Tab.1: Resumo dos resultados da análise de COT, divididos pelos três membros da Formação de Vale das Fontes: L - Bairro do Loreto; C - Cabanas; M - Murtede; S - Bairro de S. Miguel.

COT (%)	Membros		MCG			MCNB		
	L	C	L	M	C	S	M	C
< 0,5 %	2	4	0	6	1	2	2	0
0,5-1 %	8	3	1	0	1	1	2	4
1 - 2%	0	0	1	5	0	9	2	5
> 2%	0	0	1	1	3	1	0	9

Discussão e Conclusão

No sector Norte da Bacia Lusitânica, a Formação de Vale das Fontes é caracterizada por uma presença generalizada de fácies margosas com importante conteúdo em matéria orgânica, o que faz com que o

parâmetro geoquímico COT, seja um marcador paleoambiental importante à escala da bacia. O estudo detalhado deste parâmetro nos afloramentos de três locais distintos (Coimbra, Figueira da Foz e Mealhada), permite relacioná-lo tanto temporalmente como espacialmente.

Analisando os dados de COT, por membro, é possível fazer a seguinte caracterização: o membro MCUP é o mais pobre em matéria orgânica de toda a Formação de Vale das Fontes com os valores máximos de COT muito próximos de 1%. Os valores de COT só ultrapassam esse valor no membro MCG, onde um ambiente de mar aberto, abaixo do nível de ondulação [5], favorece uma sedimentação margosa num ambiente de baixa energia e tendencialmente pouco oxigenado. O membro MCNB é caracterizado por uma maior frequência de teores elevados de COT, que de forma geral, aumentam para o topo do membro. Na base deste membro encontra-se um teor pontual máximo de COT de 22,8%.

O aumento do teor em matéria orgânica, ao longo da Formação de Vale das Fontes é coincidente com um aprofundamento da bacia resultante de uma longa fase transgressiva de 2ª ordem que termina na parte média a superior da Zona Margaritatus [6]. Esta fase terá potenciado a criação, muito provavelmente, de condições subóxicas a anóxicas.

A comparação lateral da variabilidade do COT nos sectores estudados, é ilustrativa do modelo de rampa carbonatada homoclinal inclinada para ocidente, que justifica a sedimentação ocorrida na Bacia Lusitânica durante o Pliensbaquiano [6] e [7]. É notório o enriquecimento em matéria orgânica no afloramento mais ocidental de Cabanas (fácies mais distais), em comparação com os afloramentos mais orientais de Murte de e de Coimbra (fácies mais proximais).

Agradecimentos: Os autores agradecem ao Cenpes-Petrobras pela aquisição dos dados geoquímicos. Este trabalho foi realizado no âmbito da Acção Integrada Luso-Espanhola (CRUP, Portugal) E-2/05 e HP2004-0083 (MEC, Espanha): “Caracterização paleontológica (Ammonoidea, Brachiopoda e Nanofósseis calcários) e assinaturas geoquímicas da passagem Sinemuriano/Pliensbaquiano na Península Ibérica (Bacias Lusitânica, Ibérica e Basco-Cantábrica). Elementos de comparação e de correlação”, e do projecto CGL2005-01765/BTE.

Referências Bibliográficas

- [1] Duarte, L.V., Rodrigues, R., Oliveira, L.C.V., Silva, F. (2005) Avaliação preliminar das variações do carbono orgânico total nos sedimentos do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). XIV Semana de Geoquímica - VIII Congresso de Geoquímica dos Países de Língua Portuguesa, Actas Volume 1, Aveiro, pp. 39-42.
- [2] Duarte, L.V. & Soares, A.F. (2002) Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia

Lusitânica (Portugal). Com. Serv. Geol. Portugal, 89, pp. 135-154.

[3] Elmi, S., Rocha, R.B., Mouterde, R. (1988) Sedimentation pelagique et encroutements crytalgaires: les calcaires grumeleux du Carixien portugais. Ciências da Terra (UNL), 9, pp. 69-90.

[4] Mouterde, R.; Rocha, R.B.; Ruget, C. (1978) Stratigraphie et faune du Lias et de la base du Dogger au Nord du Mondego (Quiaios et Brenha). Com. Serv. Geol. Portugal, 63, pp. 83-104.

[5] Fernández-López, S., Duarte, L.V., Henriques, M.H. (2000) Ammonites from lumpy limestones in the Lower Pliensbachian of Portugal: taphonomic analysis and paleoambiental implications. Rev. Soc. Geol. España, 13, pp. 3-15.

[6] Duarte, L.V. (2005) Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal). In Elmi, S., Duarte, L.V., Mouterde, R., Rocha, R.B., Soares, A.F. (Scientific Co-ordinators), The Peniche Section (Portugal). Candidate to the Toarcian Global Stratotype Section and Point. Field Trip Guide of Peniche Toarcian Working Group Meeting, International Subcommission on Jurassic Stratigraphy, pp. 11-19.

[7] Duarte, L. V. (Co-ordinator), Wright, V.P., Fernández-López, S., Elmi, S., Krautter, M., Azerêdo, AC., Henriques, M.H., Rodrigues, R., Perilli, N. (2004) Early Jurassic carbonate evolution in the Lusitanian Basin: facies, sequence stratigraphy and cyclicity. In Duarte, L.V. & Henriques, M.H. (Eds.). Carboniferous and Jurassic Carbonate Platforms of Iberia. 23rd IAS Meeting of Sedimentology, Coimbra 2004, Field Trip Guide Book Volume I, 45-71.

Calcareous nannofossils biostratigraphy and oxygen isotope composition of belemnites: Pliensbachian – lowermost Toarcian of Peniche (Lusitanian Basin, Portugal)

Luiz Carlos V. Oliveira -Petrobras/Cenpes, Cid. Univ., I.Fundão, 21941-598, R. Janeiro, Brazil. lveiga@petrobras.com.br

Luís V. Duarte -Dep. C. Terra, Centro de Geociências, F.C.T. Univ. de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal. lduarte@dct.uc.pt

René Rodrigues -Dep. de Estr. e Paleont., Fac. Geologia, UERJ, R. Janeiro, Brazil. rene@uerj.br

Nicola Perilli –Dip. Sc. Terra, Univ. degli Studi Pisa, Via S. Maria, 53, 56100 Pisa, Italy. perilli@dst.unipi.it

Keywords: Calcareous Nannofossils, Oxygen Isotopes, Pliensbachian, Toarcian, Lusitanian Basin, Peniche, Portugal.

The Lusitanian Basin is located in the western Iberia margin, opened during the Triassic. The Lower Jurassic is particularly well represented at Peniche, which exhibits a continuous series of carbonate sediments, more than 450m thick and aged between Sinemurian and Toarcian. In lithostratigraphic terms it corresponds to the Água de Madeiros, Vale das Fontes, Lemedo and Cabo Carvoeiro formations. In this study, 145m of section (from the jamesoni to the levisoni ammonite zones), was analyzed in terms of calcareous nannofossils biostratigraphy and oxygen isotopes of belemnite rostra.

The nannofossil biozones NJ4a, NJ4b, NJ5a (Pliensbachian; upper part of jamesoni to spinatum ammonite zone), NJ5b (uppermost Pliensbachian – lowermost Toarcian; upper part of spinatum to levisoni ammonite zone) and NJ6 (lowermost Toarcian; upper part of *levisoni* ammonite zone) were identified based on proposed NW Europe schema and correlated with ammonite zones. Additionally, the secondary biostratigraphic events were registered which will be useful to refine the nannofossils biozonation: the first occurrences (FO) of *Biscutum grande* and *B. finchii* were found in the upper part of the NJ4a biozone (lower part of margaritatus ammonite zone); the FO of *Lotharingius frodoi* was identified at the same stratigraphical level of *L. hauffii*; the FO of *L. sigillatus* was found in the upper part of the NJ5a biozone (spinatum zone); the first common occurrence (FCO) of *Calyculus* spp. was recognized in the NJ5b base, near the Pliensbachian – Toarcian boundary; the FO of *Carinolithus* spp. was identified within NJ5b biozone, correlated with the lower part of the *levisoni* ammonite zone and below to the extinction levels of *Calcivascularis jansae* and *B. grande* which are other nannofossil secondary events.

The oxygen-isotope profile of the Peniche section seems to reflect primary signals and can be used to interpret the sea water paleotemperatures variations. In the lower Pliensbachian the temperature shows a gradual cooling trend (NJ3 and the lower part of the NJ4a; jamesoni ammonite zone). Afterward, there is a warm period (NJ4a and NJ4b; jamesoni to lower part of spinatum ammonite zone) correlated with high TOC values interval (up to 15%), suggesting a relative sea level rise and concomitant high surface-water productivity. In fact, the margaritatus ammonite zone corresponds, in the Lusitanian Basin, to 2nd-order flooding interval. In the late Pliensbachian and early Toarcian (NJ5a and lowermost part of NJ5b; spinatum to polymorphum ammonite zones), the isotopic values show slight variations. However, they suggest a small cooling trend in the upper part of spinatum ammonite zone and a warm tendency in the lower part of polymorphum ammonite zone.

Pliensbachian - lowermost Toarcian chemostratigraphy (elemental and TOC) of the Peniche section (Lusitanian Basin, Portugal).

Luiz Carlos Veiga de Oliveira -Petrobras/Cenpes, Cid. Univ., I. Fundão, 21941-598, R. Janeiro, Brasil. lveiga@petrobras.com.br

Luís Vitor Duarte -Dep. Ciências da Terra, Centro Geociências, F.C.T. Univ. Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal. lduarte@dct.uc.pt

René Rodrigues -Dep. de Estr. e Paleont., Fac. Geologia, UERJ, R. Janeiro, Brasil. rene@uerj.br

Keywords: Chemostratigraphy, Pliensbachian, Toarcian, Lusitanian Basin, Peniche, Portugal.

In Portugal, the Peniche section constitutes one of the most continuous series of Lower Jurassic. This study is based on a detailed chemostratigraphic analysis of the Pliensbachian – lowermost Toarcian marly limestones, belonging to the Vale das Fontes, Lemedé and Cabo Carvoeiro formations. 196 samples of limestones and marls were analyzed in terms of minor and major elements (Fig. 1). Total organic carbon (TOC) was determined in 233 samples. Besides the stratigraphic distribution of these geochemical parameters, the aim of this work is to perform a discussion about biogenic influx and aluminosilicate phase fluxes.

The Al concentrations are a good indicator of detrital flux and good correlations with them signify aluminosilicate affiliation. In Peniche, K (0.98), Si (0.96) and Ti (0.98) show, in all section, excellent correlation with Al_2O_3 . Mg (0.82), Ba (0.80), Cr (0.78), Li (0.80), Na (0.74), Sc (0.80), V (0.81) e Zr (0.86) correlate well with Al_2O_3 but other secondary factors, beyond the detrital flux, affect the resultant concentrations. The Pearson's coefficients between Al_2O_3 and CaO is strongly negative (-0.98), suggesting divergent behaviors for this elements. Al_2O_3 and Fe_2O_3 correlate moderately (0.61). However, the correlation coefficients calculated for each stratigraphic unit show variable values. Lemedé Formation and the Members Marls and Limestones with *Uptonia* and *Pentacrinus* (MLUP), Lumpy Marls and Limestones (LML), to the Vale das Fontes Formation, and CC1, to the Cabo Carvoeiro Formation, show high correlation coefficients between Al_2O_3 and Fe_2O_3 (0.87, 0.91, 0.88 e 0.97, respectively). On the other hand, the Member CC2 has moderate correlation (0.67) and the Member Marls and Limestones with Bituminous Shales (MLBF) has weak correlation (0.20). These variations suggest that the elemental inputs change during the Pliensbachian – lowermost Toarcian, in the Peniche area.

Ba enrichment is considered an indicator of high flux of biogenic material and high surface–water productivity. But, in the studied section, correlation between Al_2O_3 and Ba is high (0.80) and Ba lacks any correlation with TOC (0.17). Thus, in the Peniche region, the distribution of Ba is dominated by the original detrital flux and transported to the basin, mainly, as a constituent of clays.

The mainly TOC values in the Pliensbachian – lowermost Toarcian of the Peniche section are below 2 %. But the MLBF (*ibex* to *margaritatus* zones) represent a high TOC interval with concentrations up to 15%, correlated with the 2nd order flooding interval, well know in the Lusitanian Basin.

In order to compare elemental abundances in the carbonate and detrital fractions, Fe_2O_3 , MgO, MnO and Sr were normalized to TiO_2 . The Pearson's coefficients between these ratios and CaO contents show lower to medium values (0.10 to 0.54), suggesting, in general, the carbonate influx isn't the principal input of this elements.

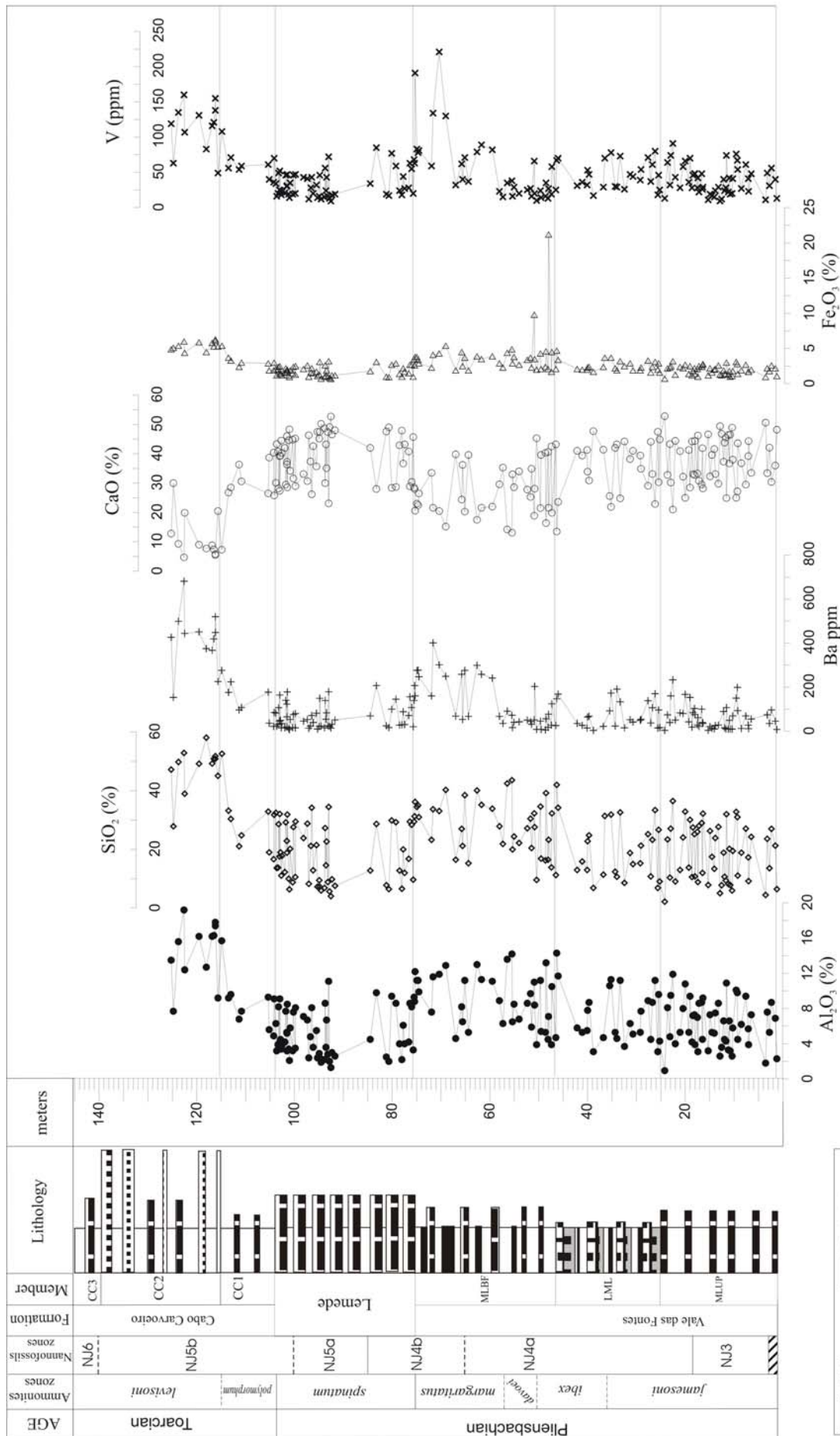
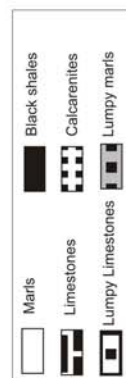


Figure 1 - Distribution of Al_2O_3 (wt %), SiO_2 (wt %), Ba (ppm), CaO (wt %), Fe_2O_3 (wt %) and V (ppm) in the Pliensbachian - lowermost Toarcian of the Peniche section.



Pliensbachian calcareous nannofossil zones vs ammonite zones along the western and northern margins of the Iberian Massif and biostratigraphical potential of nannobiohorizons.

Nicola Perilli – Dip. Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa, Via S. Maria, 53, 56100 Pisa (Italy). perilli@dst.unipi.it

Luiz Carlos Veiga de Oliveira - Petrobras/Cenpes, Cid. Universitária, Ilha do Fundão, 21941-598, Rio de Janeiro (Brasil). lcveiga@petrobras.com.br

Maria José Comas-Rengifo – Dpt. de Paleontología, Facultad de Ciencias Geológicas, UCM, Ciudad Universitaria, 28040 Madrid (Spain). mjcomas@geo.ucm.es

Luis Vitor Duarte - Dep. Ciências da Terra, Centro Geociências, F.C.T. Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra (Portugal). lduarte@ci.uc.pt

Keywords: calcareous nannofossils, biostratigraphy, Pliensbachian, Spain, Portugal.

Calcareous nannofossils, one of the main components of Lower Jurassic marly/limestone alternations, were studied along the western and northern margins of the Iberian Massif. Consequently, they were used to date the lithological successions as well abiotic signals (e.g. isotope or TOC profiles).

Our work focuses on the main changes of calcareous nannofossil record and the biohorizons recognized in some reference Pliensbachian sections from Basque-Cantabrian area (Spain) and Lusitanian Basin (Portugal). The remarkable changes in composition are the appearances and abundance increases of the Biscutaceae (*Similiscutum*) and of Watznaueriaceae (*Lotharingius*). The appearances of large *Biscutum* (*B. grande* and *B. finchii*) and of medium-sized *Lotharingius* species (*L. sigillatus*) are also clearly detectable though their occurrence is discontinuous. The other events include the appearances of *Biscutum dubium*, *Bussonius prinsii*, *Biscutum novum* and *Crepidolithus imponentus* and the disappearance of *Parhabdolithus robustus*.

The reconstructed distribution pattern of the age-significant species supports the identification and description of the nannofossil zones and subzones proposed for NW Europe. The NJ3/NJ4, NJ4/NJ5 zone boundaries are easily identified by the FO of *Similiscutum cruciulus* (Lower Pliensbachian) and the FO of *Lotharingius hauffii* (Upper Pliensbachian), respectively. The subzone boundaries should be carefully checked because the zonal markers are rare and occur discontinuously. However, the other events are helpful to correlate the biostratigraphic frames outlined for the investigated areas and to calibrate the NJ4a/NJ4b, NJ5a/NJ5b zone boundaries with respect to the ammonite zones.

Based on the achieved data, the main differences between the two schemes are related to the very low abundance and discontinuous occurrence of the some species in their initial (e.g., *B. grande*, *B. finchii*) or final (e.g., *P. robustus*) ranges. Since for the Basque-Cantabrian area ammonite zone and subzones are well constrained, some discrepancies should be related with a discontinuous or incomplete ammonite record from the Lusitanian Basin. Nevertheless, the biostratigraphic frames proposed for both areas could improve biochronocorrelation between the Pliensbachian successions cropping out along the western and northern margin of the Iberian Massif. (MEC, Spain, Project CGL2005-01765/BTE; HP2004-0038)

Lower Toarcian organic-rich sediments from the Tuscan Succession (Northern Apennines, Italy)

Nicola PERILLI¹, Luiz Carlos VEIGA DE OLIVEIRA², René RODRIGUES³ and Rita CATANZARITI⁴

1 Dipartimento Scienze della Terra, Università degli Studi di Pisa, Via S. Maria, 53, 56100 Pisa, Italy; e-mail:

perilli@dst.unipi.it

2 Petrobras/Cenpes, Cid. Universitária, Ilha do Fundão, 21941-598, Rio de Janeiro, Brasil; e-mail: lcveiga@petrobras.com.br

3 Departamento de Estratigrafia e Paleontologia, Faculdade de Geologia, Universidade Estado Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, Brasil; e-mail: rene@uerj.br

4 I.G.G. Istituto di Geoscienze e Georisorse C.N.R., Via S. Maria 53 56100 Pisa, Italy; e-mail: cerrina@dst.unipi.it

203 Volumina Jurassica, Volumen IV

Key-words: Tuscan Nappe, organic-rich sediments, biostratigraphy, calcareous nannofossils, Tuscany, Lower Toarcian, Italy.

This work is aimed to improve lithostratigraphy and biostratigraphy, based on calcareous nannofossils, of the deep-marine Lower Toarcian sediments belonging to Tuscan Nappe (Northern Apennines). The sampled lower part of the *Calcari e marne a Posidonia* (Posidonia Marls) correlates with the Marne del Monte Serrone of the Umbria-Marche Basin, which is characterized by the presence of the Lower Toarcian black shales.

The *Calcari e marne a Posidonia* consists of grey to greenish hemipelagic to pelagic bivalves-bearing marlstones and limestones with interbedded grey to grey dark, sometimes reddish, clayey marlstones and marly claystones. In some localities, in the lower portion of this formation is recognized a thin to medium thick organic-rich interval of black marlstones and marly claystones.

The recovered calcareous nannofossil assemblages allow to assign the basal portion of the *Marne a Posidonia* to the Lower Toarcian with the thin organic-rich interval comprised between the appearances of the genera *Carinolithus* and *Discorhabdus*.

Apparent sea-level change at times of extraordinary sediment supply: integrated facies analysis and chemostratigraphy of Early Toarcian Oceanic Anoxic Event, Peniche, Portugal

Stephen P. HESSELBO¹, Hugh C. JENKYNS¹, Luis V. DUARTE² and Luiz VEIGA DE OLIVEIRA³

1 Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR, UK; e-mail: stephen.hesselbo@earth.ox.ac.uk

2 Departamento de Ciências da Terra, Centro de Geociências, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal

3 Petrobras/Cenpes, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21941-598, Rio de Janeiro, Brazil

172 *Volumina Jurassica*, Volumen IV

Key-words: Toarcian OAE, chemostratigraphy, sequence stratigraphy, carbon isotopes.

The Toarcian Oceanic Anoxic Event in the Early Jurassic was a time of major environmental change characterized by widespread deposition of organic-rich black shales in both deep- and shallow-marine settings. Facies evidence, mainly from the European area, has been used to argue for a major sea-level rise in concert with oceanic anoxia, extinction of certain groups, and perturbation of the carbon cycle. However, in a number of locations, such as in the Lusitanian Basin, Portugal, it has also been argued previously that the start of the event was characterized by sea-level fall rather than rise, as evidenced by the initiation of gravity-flow deposition. In this study we combine new marine and terrestrial carbon-isotope and lithological data to suggest an alternative model for development of facies patterns in this basin, whereby an abrupt increase in sediment flux from the hinterland led to slope instability and gravity-flow deposition that lasted as long as the carbon-cycle perturbation. This interpretation is supported by existing osmium and strontium isotope data, which have been interpreted to indicate a significant continental transient increase in continental weathering fluxes. In effect this event provides a good example from the rock record where the assumption of constant sediment supply is demonstrably false, but in which the facies patterns may still be predictable on a variety of scales.

SEQUENCE STRATIGRAPHY DURING TIMES OF EXTRAORDINARY SEDIMENT SUPPLY IN THE
JURASSIC – FORMATION OF A PSEUDO-SEQUENCE BOUNDARY DURING THE EARLY
TOARCIAN OCEANIC ANOXIC EVENT?

STEPHEN P. HESSELBO^A, HUGH C. JENKYN^A, LUIS V. DUARTE^B, LUIZ OLIVIERA^C

^aDepartment of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR, UK
(stephen.hesselbo@earth.ox.ac.uk)

^bDepartamento de Ciências da Terra, Centro de Geociências, Faculdade de Ciências e Tecnologia da
Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal.

^cPetrobras/Cenpes, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21941-598, Rio de Janeiro, Brazil,

The Toarcian Oceanic Anoxic Event in the Early Jurassic was a time of major environmental change characterized by widespread deposition of organic-rich black shales in shallow marine settings. Facies evidence from a mainly European area has been used to argue for a major sea-level rise in concert with oceanic anoxia and perturbation of the carbon cycle. However, in a number of locations, such as in the Lusitanian Basin, Portugal, it has also been argued previously that the start of the event was characterized by sea-level fall rather than rise, as evidenced by the initiation of gravity flow deposition. In this study we combine new marine and terrestrial carbon-isotope and lithological data to suggest an alternative model for development of facies patterns in this basin, whereby an abrupt increase in sediment flux from the hinterland led to slope instability and gravity flow deposition that lasted as long as the carbon-cycle perturbation. In effect this event provides a good example from the rock record where the assumption of constant sediment supply is demonstrably false, but in which the facies patterns may still be predictable on a variety of scales.

Carbon-isotope record of the Early Jurassic (Toarcian) Oceanic Anoxic Event from fossil wood and marine carbonate (Lusitanian Basin, Portugal)

Stephen P. Hesselbo¹, Hugh C. Jenkyns¹, Luis V. Duarte², Luiz C. V. Oliveira³

¹Department of Earth Sciences, University of Oxford, Parks Road, Oxford OX1 3PR, UK, e-mail: stephen.hesselbo@earth.ox.ac.uk)

²Departamento de Ciências da Terra, Centro de Geociências, Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra, 3000-272 Coimbra, Portugal

³Petrobras/Cenpes, Cidade Universitária, Ilha do Fundão, 21941-598, Rio de Janeiro, Brazil

The Toarcian Oceanic Anoxic Event (OAE) in the Early Jurassic (~183 Ma ago) was, characterized by widespread near-synchronous deposition of organic-rich shales in deep- and shallow-marine settings, as well as perturbations to several isotopic systems. Characteristically, a positive carbon-isotope excursion in a range of materials is interrupted by an abrupt negative shift. Carbon-isotope profiles from Toarcian fossil wood collected in England and Denmark have previously been shown to exhibit this large drop (~ -7 ‰) in $\delta^{13}\text{C}$ values, interpreted as due to an injection of isotopically light carbon dioxide into the ocean-atmosphere system. However, the global nature of this excursion has been challenged on the basis of a compilation of carbon-isotope data from nektonic marine molluscs (belemnites), which exhibit carbon-isotope values that are heavier than expected. Here we present new data, principally from fossil wood and bulk carbonate collected at centimetre scale from an Early Toarcian hemipelagic marine section at Peniche, coastal Portugal. This section is low in total organic carbon (average TOC = ~0.5 %), such that none of the samples (wood or carbonate) should have suffered diagenetic contamination by isotopically light organic carbon of marine origin, and $\delta^{13}\text{C}$ values conform to those found in coeval Tethyan pink pelagic limestones entirely devoid of organic matter. The carbon-isotope profile based on the wood samples shows a broad positive excursion interrupted by a large and abrupt negative excursion, which parallels exactly the profile based on bulk carbonate samples from the same section, albeit with approximately twice the amplitude (~ -7‰ in wood versus ~ -3.5‰ in carbonate). Taken together, these data indicate that the negative carbon-isotope excursion affected the atmosphere and, by implication, the global ocean as well. The difference in amplitude between terrestrial organic and marine carbonate curves may be accounted for by greater water availability in the terrestrial environment during the negative excursion, for which there is independent evidence from marine osmium-isotope records and, possibly, changes in atmospheric CO₂ content. The Peniche succession is also notable for the occurrence of redeposited sediments: their lowest occurrence is coincident with the abrupt base of the negative excursion, and highest occurrence is coincident with its top. These data indicate that slope instability and sediment supply were strongly linked to the global environmental perturbation, an association that may misleadingly simulate the effects of sea-level fall.

1. Introduction

Records of the Toarcian Oceanic Anoxic Event (OAE) in the Early Jurassic show an unusually large negative carbon-isotope excursion interrupting a broad positive excursion, this latter conventionally interpreted as due to accelerated sequestration of marine organic matter in the global ocean (Küspert 1982; Jenkyns 1988; Jenkyns and Clayton 1997); Figures 1 and 2. These excursions are prominently recorded in diverse substrates, including marine carbonates, marine organic matter, and terrestrial organic matter. Originally, the negative excursion was interpreted as a consequence of upwelling of poorly oxygenated marine bottom-waters enriched in isotopically light dissolved inorganic carbon, and the light isotopic character of co-occurring fossil wood was interpreted as a manifestation of diagenetic overprint by hydrocarbons of marine origin (Küspert 1982). A subsequent study suggested that the negative excursion in organic-rich carbonate sedimentary rocks was a diagenetic artefact (Jenkyns and Clayton 1986).

However, evidence that the $\delta^{13}\text{C}$ values in fossil wood were primary, and therefore a true reflection of changes in the carbon-isotope character of atmospheric carbon dioxide, led to the interpretation that the negative excursion was characteristic of the global shallow-ocean/biosphere/atmosphere carbon reservoir (Hesselbo, Gröcke et al. 2000). The excursion assumes particular significance because it has been suggested to result from a rapid and massive flux of isotopically light carbon into this reservoir from some 'external' source, such as oceanic gas hydrate or thermally metamorphosed sedimentary organic matter, possibly in a pulsed manner (Hesselbo, Gröcke et al. 2000; Jenkyns 2003; Kemp, Coe et al. 2005; McElwain, Wade-Murphy et al. 2005), and affecting the Earth system over a timescale variously estimated as between ~200 k.y. to ~1 m.y. ((McArthur, Donovan et al. 2000; Kemp, Coe et al. 2005)).

Substantial evidence for a major perturbation in the Earth's environmental systems during the OAE comes additionally from the seawater strontium- and osmium-isotope records (Figure 2), which exhibit abrupt changes toward highly radiogenic values interpreted as resulting from huge increases in fluxes of these elements from enhanced continental weathering (Cohen, Coe et al. 2004). Relatively low $\delta^{18}\text{O}$ values and relatively high Mg/Ca ratios from belemnite rostra from European localities are interpreted as a combination of raised palaeotemperature and of freshwater influence on seawater isotopic composition (Saalen, Doyle et al. 1996; McArthur, Donovan et al. 2000; Bailey, Rosenthal et al. 2003; Jenkyns 2003; Rosales, Robles et al. 2004).

Recently, the global nature of the Toarcian negative excursion has been challenged by Van de Schootbrugge et al. (van de Schootbrugge, McArthur et al. 2005), on the basis of a compilation of the carbon-isotope analyses from NW European belemnite rostra. In short, these authors see no evidence for the negative carbon-isotope excursion in the low-Mg calcite skeletons of the marine nektonic belemnites. They infer that the belemnites inhabited open oceanic waters characterized by dissolved inorganic carbon with 'normal' carbon-isotope compositions, and that the belemnites only later migrated into the shelf locations where they are now found. Thus, Van de Schootbrugge et al. (van de Schootbrugge, McArthur et al. 2005) conclude that the upwelling model, as initially proposed by Küspert (Küspert 1982) is the more appropriate. If this line of reasoning were correct, much of the recent apparent progress in understanding the carbon cycle processes during the Toarcian OAE would have been undermined.

The negative carbon-isotope excursion has been recognized previously in fossil wood from two locations: Yorkshire, UK, and Bornholm, Denmark (Hesselbo, Gröcke et al. 2000). If belemnites are the most reliable monitors of global ocean-atmosphere carbon

isotope ratios then: a) the bituminized fossil wood (jet) found in the organic-rich shallow-marine mudrocks of the Mulgrave Shale, Yorkshire, UK, must be predominantly composed of marine carbon that has replaced or swamped the terrestrial carbon, and; b) the negative excursion in coalified and charcoaled wood fragments from the paralic succession on Bornholm, Denmark, must be an artefact of undetected changing taxonomic or paleoenvironmental affinity of the wood particles, or else the section has been misdated and is a record of some other event (cf. (Wignall, Newton et al. 2005)). On the basis of the hitherto published evidence these alternative explanations are possible, although it should be noted that parallel trends in marine and terrestrial isotopic signals have been documented for other major environmental change events with characteristics in common with the Toarcian (e.g. the Early Aptian and C–T OAE's (Hasegawa 1997; Jahren, Arens et al. 2001; Ando, Kakegawa et al. 2003; Hasegawa 2003) and the Paleocene-Eocene Thermal Maximum (Koch, Zachos et al. 1992; Jenkyns 2003; Magioncalda, Dupuis et al. 2004)).

In this paper we present new isotopic data for the Toarcian OAE based on a collection of wood macrofossils, mainly from the Cabo Carvoeiro Formation at Peniche, Portugal, together with new data from silicified wood from the Mulgrave Shale, Yorkshire, UK. We also present a new high-resolution carbonate carbon-isotope curve for the Peniche section. These datasets are then interpreted in the context of the current controversy on the nature and origin of the Early Toarcian negative carbon-isotope excursion that took place during the Oceanic Anoxic Event.

2. New carbon-isotope data

2.1. Peniche, Portugal

2.1.1. Depositional and stratigraphic setting and sample characteristics

The Lemedede and Cabo Carvoeiro formations exposed in cliffs and foreshore around Peniche, western Portugal, comprise a Late Pliensbaccian to Early Toarcian, fully marine hemipelagic succession of marls and limestones, deposited on a NW facing carbonate ramp in the extensional Lusitanian Basin (Duarte 1997; Duarte and Soares 2002). The succession is currently the sole candidate for the Global Stratotype Section and Point (GSSP) for the base of the Toarcian Stage, and these strata have a good biostratigraphic record based mainly on ammonites (Mouterde 1955; Elmi, Goy et al. 1989).

Biostratigraphic correlations using ammonites have proven difficult for the interval of the Toarcian OAE, particularly with regard to comparisons between S Europe and the UK area (Jenkyns, Jones et al. 2002; Macchioni 2002). Broadly (Figure 2), the *polymorphum* Zone is age equivalent to the *tenuicostatum* Zone of NW Europe, and of S Europe; and the overlying *levisoni* Zone is age equivalent to the *falciferum* Zone of NW Europe and the *serpentinum* Zone of S Europe (Page 2003; Page 2004). In the Peniche section, the boundary between the *polymorphum* and *levisoni* Zones is recognized on the basis of the lowest occurrence of harpoceratid ammonites (Mouterde 1955), and this boundary should be considered as imprecisely defined.

The record of the OAE, if defined primarily on the stratigraphic distribution of organic-rich facies and of the correlative negative carbon-isotope excursion, approximates to the lower part of the *falciferum* Zone in NW Europe. However, in some sections in Tethyan southern Europe the OAE is expressed only in strata assigned to the *tenuicostatum* or *polymorphum* zones, i.e. it is below the level expected on the basis of ammonite

biostratigraphy (Figure 1) (Jenkyns, Jones *et al.* 2002). Careful appraisal of the ammonite biostratigraphy of the region indicates that the diachroneity of the organic-rich levels is more apparent than real, due mainly to the use of widely differing species to characterize the lowest limits of the zones in question (Macchioni 2002). Quantitative assessment of the microfossil assemblages largely supports the concept of synchronous development of the OAE in at least western Tethyan locations (Maillot, Mattioli *et al.* 2006), and it has also been recently suggested that the nannofossil zone of *Carinolithus superbis* – referred to as NJ6 (Bown 1987; Bown and Cooper 1998) – has a stratigraphic range coincident with the OAE (Mattioli, Pittet *et al.* 2004), although this may not be the case for the Lusitanian Basin (Perilli & Duarte 2006).

Biostratigraphic correlation, based on ammonites, for the Lemedo and lower part of the Cabo Carvoeiro formations relative to UK sections is supported by Sr-isotope data from belemnites, although the presently available data for Portugal have a relatively large analytical uncertainty (Parkinson 1994; Jenkyns, Jones *et al.* 2002; Gröcke 2001). The Pliensbachian–Toarcian boundary conveniently coincides with a minimum in the Sr-isotope curve, which was defined originally for this time interval in the Yorkshire section of NE England (Jones, Jenkyns *et al.* 1994; McArthur, Donovan *et al.* 2000). In common with other Toarcian OAE records, belemnites occur only at very limited stratigraphic levels in the *levisoni* Zone of the Cabo Carvoeiro Formation at Peniche. Strontium-isotope ratios from the highest belemnite for which we have data in the *polymorphum* Zone of the Cabo Carvoeiro Formation, at a stratigraphic height of 7.4 m in Figure 3, suggests a correlation within the *exaratum* Subzone of the *falciferum* Zone in Yorkshire (Jones, Jenkyns *et al.* 1994; McArthur, Donovan *et al.* 2000; Jenkyns, Jones *et al.* 2002), but the uncertainty on the measurement permits correlation with horizons in the top of the *tenuicostatum* Zone and up to the top of the *exaratum* Subzone (Figure 1). The stratigraphically next youngest belemnite analyzed for Sr isotopes comes from high in the *levisoni* Zone, at 35.3 m in Figure 3, and has a Sr isotope value that best correlates with the *exaratum*–*falciferum* subzonal boundary in Yorkshire, but again with an analytical uncertainty that permits correlation with the middle of the *exaratum* Subzone up to the middle of the *falciferum* Subzone of the *falciferum* Zone (Figure 1).

The Early Toarcian succession at Peniche is predominantly argillaceous at its base but, in contrast to many marine records over that interval, it is not especially organic rich, with an average value of ~0.5% for the *polymorphum*–*levisoni* zones, and one 8-cm-thick black shale bed reaching 2.6% (Figure 3, n = 101). Nevertheless, the water column evidently became dysoxic for a long duration as evidenced by the succession of crudely laminated and very weakly bioturbated mudstone that occurs from 21.3 to 26 m in the section (Figure 3). The formation at Peniche is also notable for the common beds of re-deposited, mostly siliciclastic muds and sands that are evident as centimetre–decimetre thick beds in the *levisoni* Zone (Figure 3). The appearance of gravity flow deposits at the *polymorphum*–*levisoni* zonal boundary coincides with an abrupt increase in the percentage of insoluble residue, reflecting a relative decrease in carbonate content (Figure 3).

Some authors have noted the likelihood that a calcification crisis occurred during the early stages of the OAE, for example based both on abundance and size of the nannofossil genus *Schizosphaerella* (Hesselbo, Gröcke *et al.* 2000; Mattioli, Pittet *et al.* 2004; Tremolada, Van de Schootbrugge *et al.* 2005), but in this case of the Peniche section the relative decrease in carbonate likely also results from an increase in siliciclastic sediment supply because, in addition to the occurrence of coarse clastic sediments in the *levisoni* Zone, the thickness of the *levisoni* Zone here is much greater

than the thickness of the *polymorphum* Zone. The turbidite at 36.5 m height in Figure 3 is the highest turbidite in the Early Toarcian succession. The overlying 32 m comprise a further succession of hemipelagic sediments lacking gravity-flow deposits, and these are then followed, in the Late Toarcian section, by progressively more proximal carbonate fan or apron deposits thought to have been fed by gravity flows from a horst block, the Berlangas–Farilhães Platform, which lay ~10-15 km to the west in what is now the North Atlantic (Wright and Wilson 1984).

For the present study we analyzed XX macroscopic samples of fossil wood, >2000 hand-drilled samples of bulk carbonate collected at 2 cm stratigraphic spacing (1 cm spacing over the critical interval at ~ 11 m above the base of the Toarcian), and 59 belemnites. The wood fossils showed a variety of preservation modes ranging from coalified and homogenized pieces to strongly pyritized and calcitized specimens in which the original wood structure was well preserved.

2.1.2. Isotopic results

Carbon-isotope data from these samples, expressed using the standard delta notation, are shown in Figure 3, where they are plotted alongside a small number of data points generated previously from belemnites (all data are included in supplementary data tables). Where multiple wood samples were obtained from the same horizon, the difference in $\delta^{13}\text{C}$ is no greater than ~2 ‰, an observation in accord with other datasets from similar settings (Gröcke, Hesselbo et al. 1999; Hesselbo, Robinson et al. 2002; Hesselbo, Morgans-Bell et al. 2003; Robinson and Hesselbo 2004). Carbonate carbon-isotope data from the re-deposited beds or concretionary limestones have been omitted from the diagram on the basis that they are likely to represent predominantly diagenetic carbonate, but they are included and identified in the supplementary data tables and figure. Single data-point spikes in the carbonate carbon-isotope record, which all tend toward median values, are not reproducible by re-sampling in the field, and likely reflect incorporation of void-filling early diagenetic cement into the drilled sample; these have been retained in Figure 3.

The following points are notable about the new dataset. 1) The carbon-isotope curves for wood and marine carbonate show a close parallelism through the whole of the analyzed section. 2) The amplitude of the isotopic profile for wood is approximately twice that observed for carbonate. 3) A hitherto unreported, large amplitude, negative carbon-isotope excursion occurs in the carbonates from <1 m above the Pliensbachian-Toarcian boundary. 4) Above this ‘boundary’ excursion, a trend towards more positive $\delta^{13}\text{C}$ wood and carbonate values occurs up through the first ~5 m of the *polymorphum* Zone, and this trend starts to reverse towards the top of the zone. 5) There is a marked change to isotopically very light $\delta^{13}\text{C}$ values at about the *polymorphum/levisoni* Zone boundary, over an interval of ~5 cm. This is the same level that belemnites disappear from the section and is characterized by a concentration in shale of the thin-shelled bivalve *Entolium*. 6) Wood and carbonate carbon-isotope ratios climb to values that are unusually high at the top of the analysed section, the latter conforming to those recorded in pelagic red limestones of similar age in Hungary, Italy and Switzerland (Jenkyns and Clayton 1986).

We interpret the isotopically light values in the lower *levisoni* Zone to represent the negative carbon-isotope excursion characteristic of the Early Toarcian OAE, and the relatively heavy values to represent bracketing positive excursions, as documented elsewhere in Europe (Jenkyns and Clayton 1997; Jenkyns, Jones et al. 2002). The overall size of the $\delta^{13}\text{C}_{\text{wood}}$ excursion from the middle *polymorphum* Zone to the middle

levisoni Zone at Peniche is about -7 ‰, which is the same value as previously reported for the sections in England and Denmark.

Smaller amplitude, higher frequency fluctuations can be seen in the carbonate carbon-isotope data, (Figure 3) and these are reminiscent of, although not identical to, cycles in the marine organic carbon-isotope record from Yorkshire, interpreted as Milankovitch cycles at ~ 20 k.y. period (Kemp, Coe et al. 2005).

2.2. Yorkshire, UK

2.2.1. Depositional and stratigraphic setting and sample characteristics

The Mulgrave Shale Formation of Yorkshire, UK, is a millimetre-laminated black shale, highly enriched in marine organic matter (Howarth 1962; Jenkyns 1988; Jenkyns 2003), and deposited in a shallow epicontinental seaway that connected the Boreal and Tethys oceans (Bjerrum, Surlyk et al. 2001). The environment of deposition was intermittently euxinic with sulphate reduction occurring in the photic zone (Schouten, Van Kaam-Peters et al. 2000; Bowden, Farrimond et al. 2006). The majority of fossil-wood specimens in the upper Grey Shales and lower Mulgrave Shale (formerly known as the Jet Rock; Figure 1) are preserved as jet, which is a form of wood whose original woody organic matter has been impregnated by polymeric organic compounds of marine origin derived from the surrounding shale (Watts, Pollard et al. 1997; Watts, Pollard et al. 1999). Some of the large jet logs in the Mulgrave Shale contain silica nodules, about 5–10 cm across, which preserve the original structure of the wood (Hemingway 1974). In the present study, we have analyzed one nodule that was collected from 48 cm above the top of Bed 33 at Overdale Wyke, about 5 km northwest of the town of Whitby. Although Overdale Wyke is ~ 10 km northwest of Hawsker Bottoms, where the most comprehensive data set derives, the lithostratigraphy of the Mulgrave Shale is remarkably constant along the length of the coastal exposures of Yorkshire (Howarth 1962), and so comparisons of specimens collected at different locations can be made with reasonable confidence.

Our sample was sited midway along a large piece of jet representing a tree trunk that was at least 9 m in length when deposited. Observations in thin section show that the cell structure is well preserved in three dimensions, and the interstices filled with microcrystalline silica. This textural evidence indicates that very early silica precipitation isolated the sub-fossil wood from the surrounding organic-rich mud prior to jetification.

2.2.2. Isotopic results

Two sub-samples of ~ 1 mm diameter were drilled out of the centre of the nodule and carbon-isotope data from the resultant powders are plotted in Figure 4 against a stratigraphic log for the section at Hawsker Bottoms, together with bulk-rock organic isotope data from Hawsker Bottoms and Port Mulgrave localities (Kemp, Coe et al. 2005), and data from jet from Hawsker Bottoms (Hesselbo, Gröcke et al. 2000). The key comparison is between the new data and the previous analyses of jet samples from which solvent extractable hydrocarbons had been removed: the two new samples have carbon-isotope values that are indistinguishable from their nearest stratigraphic neighbour. This result confirms that solvent-extracted jet faithfully records the carbon-isotope composition of the fossil wood before jetification, and gives further confidence

in the primary nature of the negative carbon-isotope excursion recorded in Yorkshire jet.

3. Discussion

3.1. The wood carbon-isotope curve as a monitor of atmospheric and shallow oceanic carbon-isotope composition.

Experimental and observational data show that after photosynthetic pathway, the dominant first-order control on carbon-isotope composition of modern plant tissues is the carbon-isotope composition of atmospheric carbon dioxide (Arens, Jahren et al. 2000). Fossil wood is liable to diagenetically induced isotopic change (van Bergen and Poole 2002; Poole, van Bergen et al. 2004), but here we can ignore differential decomposition of different molecular components of the wood because we are interested principally in the relative changes through a single stratigraphic section where all of the samples are likely to have undergone similar diagenetic changes.

The clear parallelism between terrestrial and marine carbonate carbon-isotope records in the Peniche section, and the concordance with records elsewhere, demonstrates beyond reasonable doubt that the negative carbon-isotope excursion that characterizes the OAE is a global characteristic of the shallow-ocean/biosphere/atmosphere carbon reservoir. If the marine water mass signal were only local, the carbon dioxide within the well-mixed atmosphere would not be expected to track precisely the isotopic composition of the local or even regional sea surface.

3.2. Correlation between Peniche, Yorkshire, and Bornholm sections and comparison with proxy data from atmospheric CO₂ and sea water temperature

Correlation between the section at Peniche and that in Yorkshire is important because the latter has yielded some of the most significant geochemical records of palaeoenvironmental change. Cyclostratigraphy and chemostratigraphy of the Yorkshire section have also formed the basis for recent estimates of the duration of the OAE (McArthur, Donovan et al. 2000; Kemp, Coe et al. 2005).

Correlation of the Pliensbachian–Toarcian boundary is relatively straightforward on the basis of ammonites, and is labelled as level 1 in Figures 2-4. It is yet to be determined whether the sharply defined negative excursion immediately above the stage boundary at Peniche is also expressed in other sections or materials other than carbonate, although the data shown in Figure 2 suggests that it is. If such proves to be the case, this excursion may be a convenient chemostratigraphic marker for the base of the Toarcian Stage, and will bear on future discussions of the causes of the Pliensbachian–Toarcian boundary extinctions.

Higher in the section, the new carbon-isotope data presented here from Peniche exhibit a significant jump towards lighter values at the *polymorphum–levisoni* zonal boundary (level 2 in Figure 3) which we correlate with the main step-change in organic carbon-isotope values ~ 60 cm below the base of the *exaratum* Subzone in Yorkshire (Figures 2 and 4). This abrupt shift may potentially signal a break in sedimentation at both locations; however, sedimentary or palaeontological evidence for significant erosion or non-deposition is not observed, and the same step has been reported from a section in north Italy (Jenkyns, Gröcke et al. 2001). The overlying return to heavier isotopic values immediately above the peak negative excursion is labelled as level 3, which corresponds to the most organic-rich part of the section at both locations (in the case of Peniche, the

only truly organic rich horizon in the Early Toarcian section, followed by several metres of laminated mudstone; Figure 3).

Correlation of the belemnite-rich level at the top of the Peniche section with the stratigraphy of the Yorkshire coast is not clear-cut (level 4 in Figure 3). Previous work on bulk carbonate carbon-isotope data from other Lusitanian Basin sections shows that, above the negative excursion, a broad positive excursion reaches peak values $\delta^{13}\text{C}$ values of ~ 4 per mil (just above the mid-point of the *levisoni* Zone (Duarte, Perilli et al. 2004)), a feature shared with the organic carbon-isotope record from the Mochras Borehole, Wales, which shows the negative excursion to be a sharp 'bite' taken out of a broad positive excursion (Jenkyns and Clayton 1997; Jenkyns, Jones et al. 2002; Jenkyns 2003). The marine organic-matter isotope record from Yorkshire lacks clear expression of this upper positive excursion, but the heaviest reported values there occur at the boundary between the *exaratum* and *falciferum* Subzones (Figure 1). It may be significant too that the steepest change in strontium isotope values is also in the upper couple of metres of the *exaratum* Subzone in Yorkshire (Jenkyns, Jones et al. 2002). Whilst a good case can be made for accelerated supply of radiogenic Sr to the ocean at this time (Jenkyns 2003; Cohen, Coe et al. 2004), it may equally be argued that the section in Yorkshire is stratigraphically condensed or even incomplete at this level (McArthur, Donovan et al. 2000; Jenkyns, Jones et al. 2002), an interpretation supported by the data presented herein.

In Figure 5 we have assembled all the available wood data from the OAE interval from Peniche, Yorkshire and from Bornholm. The vertical, carbon-isotope, scale is common to all locations. The horizontal scale is stratigraphic (in metres) and is necessarily different for each locality; the scales for Yorkshire and for Bornholm have been adjusted linearly to achieve a best-fit by eye with the carbon-isotope data for the Peniche section, whilst at the same time remaining compatible with the available biostratigraphy. The Yorkshire section is evidently much condensed relative to that at Peniche. Also evident is the significant stratigraphic expansion of the Bornholm section relative to both Peniche (~three fold) and Yorkshire (~five fold), and truncation of the section on Bornholm before the peak of the excursion has been reached (we have excluded from this plot any of the Bornholm data that are definitely Aalenian in age, cf. (Koppelhus and Nielsen 1994; Hesselbo, Gröcke et al. 2000)). This wood isotope-based correlation indicates that that low atmospheric carbon dioxide inferred from stomatal index data from mesofossil leaves (McElwain, Wade-Murphy et al. 2005) corresponds to the first (i.e. upper *polymorphum* Zone or upper *tenuicostatum* Zone) positive excursion, whereas high atmospheric carbon dioxide occurred at and above the abrupt shift to negative values at base of the *falciferum* or *levisoni* zones, compatible with the interpretation that positive $\delta^{13}\text{C}$ excursions mark times of net atmospheric and shallow-ocean carbon sequestration, and that negative excursions mark net atmospheric and shallow ocean carbon gain.

3.3. Facies changes in the Peniche section related to global environmental changes

The marked facies changes that are evident globally at the start of the Toarcian OAE have been a focus for much research and have been interpreted principally in terms of raised organic productivity, ocean acidification, and tectonically or eustatically driven change in sea level (Jenkyns 1988; Jenkyns 2003; Tremolada, Van de Schootbrugge et al. 2005). The recently published Os-isotope dataset (Cohen, Coe et al. 2004), the carbon-isotope evidence presented herein, and consideration of the environmental

changes suggested for the PETM, prompts evaluation of the sedimentary record also in terms of increasing sediment supply driven by an accelerated hydrological cycle.

In the particular case of the Toarcian OAE at Peniche, there is a remarkable coincidence between the onset of gravity-flow deposition, an increase in insoluble residue (i.e. siliciclastic/carbonate sediment ratio), initiation of the negative carbon-isotope excursion and, by correlation with the Yorkshire coast succession, initiation of the Os-isotope excursion. It is also the case that these gravity-flow deposits disappear from the section at the conclusion of the negative excursion, again coincident with the end of the Os-isotope excursion by correlation with Yorkshire.

Previously, the abrupt appearance of gravity flow deposits in the Peniche section, and coarse grained deposition more widely over the Lusitanian Basin, have been interpreted in terms of relative sea-level fall and/or uplift of the sediment source areas (Duarte 1997; Gahr 2005). Whilst this remains a possible explanation, increased rate of erosion and thus sediment supply to the basin deserves special attention as an alternative explanation. Even though packages of gravity-flow deposits intercalated within hemipelagic successions are commonly interpreted as 'lowstand fans' in the standard sequence stratigraphic model (Posamentier, Jervy et al. 1988), it is widely recognized that the model is limited by an assumption of constant sediment supply (e.g., (Miall 1997)). The Early Toarcian provides a very good example of a time for which this assumption of constant siliciclastic sediment supply is highly unlikely to be correct, given the evident disturbance to major environmental systems during the OAE.

In other parts of the Lusitanian Basin, away from the Peniche area, the basal *levisoni* Zone comprises about 10 m of radiolarian bearing marls and nodular limestones in centimetre-thick alternations (Duarte 1997). Macrofauna are largely absent. Calcarenites occur in variable quantity through the succession; in the area of Coimbra these are low-angle cross-bedded and cross-laminated, suggesting deposition as distal storm deposits. It is principally on the basis of these latter observations that the idea of sea-level lowstand has been extended to the whole basin, but an alternative explanation may be increased effectiveness of storm transport concurrent with high CO₂ and an accelerated hydrological cycle (cf. (Ito, Ishigaki et al. 2001)).

There are many striking similarities between the sedimentological record of the Toarcian OAE interval and the PETM which, in addition to exhibiting the same geochemical signatures, is also characterized by transient regional increases in sediment supply interpreted as the result of increased rainfall and temperature, leading to accelerated weathering and erosion (e.g. (Crouch, Dickens et al. 2003; Bowen, Beerling et al. 2004; Egger, Homayoun et al. 2005)).

3.4. Environmental influences on the $\delta^{13}\text{C}$ record of wood through the Early Toarcian

The phenomenon of amplification of carbon-isotope excursions in terrestrial organic matter – and marine organic matter – relative to the marine carbonate is a feature that the Toarcian OAE shares with other Mesozoic OAE's and with the PETM (Arthur, Dean et al. 1988; Gröcke, Hesselbo et al. 1999; Gröcke 2002; Hasegawa 2003; Bowen, Beerling et al. 2004; Pagani, Pedentchouk et al. 2006).

The difference in magnitude of change during the Cretaceous has been interpreted as an effect of changing carbon dioxide content of the atmosphere at the time the excursions were generated – high carbon dioxide leading to lighter organic carbon-isotope values and low carbon dioxide leading to heavier carbon-isotope values (Arthur, Dean et al. 1988; Freeman and Hayes 1992; Gröcke, Hesselbo et al. 1999). This explanation has

the particular merit of explaining both organic and terrestrial carbon-isotope curves by the same mechanism and being consistent with records of carbon burial and its supposed relation to atmospheric CO₂ content. In the case of the Toarcian this explanation is additionally compatible with the stomatal index measure of atmospheric carbon dioxide (Figure 5). On the other hand, experimental data for modern terrestrial plants does not clearly show such a relationship to atmospheric carbon dioxide content (Arens, Jahren et al. 2000; Nguyen Tu, Kürschner et al. 2004), suggesting that other factors may be equally or more important, although there have been very few experiments specifically designed to quantify this relationship.

For the amplification of terrestrial signal (but not the marine signal), the two most plausible alternative explanations hitherto suggested have been changing water use efficiency related to climatic humidity, particularly soil moisture (e.g. ref. (Bowen, Beerling et al. 2004)) and recycling of respired carbon dioxide related to changes in canopy density (e.g. ref. (Hasegawa 2003)). These interpretations are supported by a wealth of observations on modern plant communities, combined with abundant historical climatic and isotopic data. Most tree ring records for the last two hundred years show a decline in $\delta^{13}\text{C}$ values, albeit one that is dependent on taxon, and is variable in magnitude (Freyer and Belacy 1983; February and Stock 1999; McCarroll and Loader 2004). The carbon-isotope composition of individual tree rings, and earlywood and latewood portions of rings, is commonly strongly correlated to water availability at the time of growth, with drought favouring heavy isotopic values and plentiful water favouring light isotopic values (Leavitt and Long 1991; Brodrribb 1996; Livingston and Spittlehouse 1996; McCarroll and Loader 2004; Li, Leavitt et al. 2005). Some contribution of recycled carbon dioxide beneath a closed canopy also leads to lighter carbon-isotope values (Buchmann, Brooks et al. 2002), and a lush dense forest developed under optimum growth conditions would be expected to show this effect most strongly.

There exist several lines of evidence for increased water availability for plants growing in this region at the time of the negative carbon-isotope excursion in the Early Toarcian. Facies evidence has been discussed in Section 3.5 above. The Os-isotope data from the Mulgrave Shale (Figure 2) shows a major anomaly towards radiogenic values that has been interpreted as caused by an eight-fold increase in solute flux to the ocean from continental weathering during the OAE, something that would not have been possible without an increase in rainfall and raised temperature (Cohen, Coe et al. 2004). The silicified wood from the Mulgrave Shale in Yorkshire, from near the peak of the negative excursion, shows only very weakly developed rings, implying good water availability and all-year growth; whereas samples from other horizons in the Early to Middle Jurassic of Yorkshire contrast in that they exhibit evidence of strongly seasonal, probably winterwet, climates (Morgans, Hesselbo et al. 1999). Furthermore, the wood genus *Xenoxylon*, which occurs prominently in the Schiste Carton and Posidonienschiefer of NW Europe, deposited during the Early Toarcian OAE, is inferred to be from a hygrophytic tree on the basis of multiple lines of evidence (Philippe and Thevenard 1996).

Thus a good case can be made to interpret the observed trend toward strongly negative values in the Toarcian wood $\delta^{13}\text{C}$ record at least partly as a response to increasing water availability, which amplifies the overarching change in $\delta^{13}\text{C}$ of source atmospheric carbon dioxide. However, the influence of changing atmospheric CO₂ on isotopic ratios in organic matter during the excursion remains uncertain at present. Additionally, the size of the excursion in carbonate may be suppressed by effects of dissolution and ocean acidification (e.g. (Bowen, Beerling et al. 2004; Pagani, Pedentchouk et al. 2006)).

3.4. The belemnite record of the Toarcian OAE

The most detailed belemnite record for the OAE is shown by Van de Schootbrugge et al. (van de Schootbrugge, McArthur et al. 2005) for the section through the Toarcian Posidonienschiefer at Dottenhausen, Germany: these samples derive from a single location and form a coherent dataset. The carbon-isotope data from these belemnites clearly display a subdued negative excursion, i.e. they parallel the carbon-isotope data for both bulk organic matter and bulk carbonate ((van de Schootbrugge, McArthur et al. 2005) their Figure 1), albeit displaced to more positive values than seen in coeval carbonates deposited during the OAE. Thus, the lightest belemnite isotope values in the OAE interval occur in the uppermost *tenuicostatum* and lowermost *falciferum* ammonite zones, a negative excursion peak defined by two samples.

Unlike Dottenhausen, the dataset that Van de Schootbrugge et al. (van de Schootbrugge, McArthur et al. 2005) compile from Yorkshire is more heterogeneous, being derived from several different studies, carried out on samples from different localities, whose heights were recorded with varying degrees of accuracy (particularly problematic in foreshore sections), and whose preparation for geochemical analysis followed slightly different protocols. Thus, compared to the Dottenhausen data, less reliance can be placed on the exact stratigraphic positions of individual samples and resultant stratigraphic trends in carbon-isotope values. The Yorkshire dataset is also characterized by few samples from strata representing the peak of the negative excursion; only four samples have been collected, all from one locality (Port Mulgrave; from (Jones, Jenkyns et al. 1994; McArthur, Donovan et al. 2000; Jenkyns, Jones et al. 2002)). From the peak of the excursion in the lower *exaratum* Subzone up to the top of that subzone, the carbon-isotope trend of the belemnites, defined by about ~50 samples, shows an exact parallel with bulk rock and wood isotope values [(van de Schootbrugge, McArthur et al. 2005), their Figure 2].

Thus it appears that the claim that belemnites do not exhibit the negative excursion is overstated, a point also made recently (Kemp, Coe et al. 2006) in discussion of ref. (Kemp, Coe et al. 2005). The reality is that it is only the peak of the excursion that is not represented, and this is only based upon the very few belemnites that have been collected from the lower part of the *exaratum* Subzone in Yorkshire.

It may be necessary, therefore, to explain why belemnites do not exhibit strongly negative carbon-isotope values when materials from all other coeval geological materials do. Van de Schootbrugge et al. (van de Schootbrugge, McArthur et al. 2005) suggested that belemnites were spatially separated from the phytoplankton in the northwest European basins and inhabited open-ocean (presumably Tethyan) waters. If one accepts the isotopic evidence of the terrestrial organic matter, it has to be concluded that these open ocean waters would also have imparted light carbon-isotope signatures. However, a number of alternative possibilities exist: belemnite calcite secretion from water masses whose carbon isotopic composition was locally elevated due to enhanced organic productivity; seasonal changes in water mass isotopic composition in relation to timing of belemnite growth; changing balance of use by belemnites of bicarbonate versus carbonate ions in concert with CO₂-regulated water mass acidity; or a combination of these factors (see e.g. (Rexfort and Mutterlose 2006) for modern *Sepia*, a distant relation to belemnites). Some processes do seem to be ruled out by the data. Previous studies have highlighted the potential of fresh water input to the Laurasian seaway to affect the oxygen-isotope composition of belemnite calcite (Rosales, Robles et al. 2004) and the variability of carbon-isotope values within belemnites from this

region have also been noted (Jones, Jenkyns et al. 1994; Jenkyns, Jones et al. 2002). However, any freshwater influence on belemnite calcite should have made the isotopic values more negative, rather than more positive as shown for the OAE.

4. Conclusions

The occurrence of a major negative excursion close to the onset of the Early Toarcian (Jurassic) Oceanic Anoxic Event is confirmed through the analysis of fossil wood from a relatively organic-poor marine section at Peniche, Portugal (Lusitanian Basin). The consistent shape of the excursion in terrestrial and marine organic-matter records and marine carbonates indicates a predominant control on isotopic composition from the global shallow-ocean/biosphere/atmosphere carbon reservoir, consistent with a massive influx into the atmosphere of isotopically light methane. Increased water availability in the continental environment may have additionally played a subordinate role in influencing carbon-isotope values in the wood, as may increased CO₂ content of the atmosphere. In contrast to organic matter, the rare belemnite samples collected from strata in northwest Europe that represent the OAE show only a suppressed negative excursion, implying that their isotopic signatures were strongly influenced by other factors such as local productivity. A hitherto unrecognized, sharply defined negative carbon-isotope excursion occurring in carbonate immediately above the ammonite-defined base of the Toarcian, may provide a convenient chemostratigraphic marker for correlation of the stage boundary.

Acknowledgements. We thank Jenny Huggett and Clicker Robinson for providing us with the silicified jet, and Owen Green, Philip Jackson, and Steve Wyatt for laboratory assistance. Organic carbon-isotope analyses were carried out at the Archaeological Research Laboratory, University of Oxford, and for this we gratefully acknowledge the help of Peter Ditchfield. Thanks are also due to Petrobras/Cenpes/Pdexp/Geo staff for carbonate C-isotope, Total Organic Carbon and Insoluble Residue analyses, especially to Luiz Antonio F. Trindade, Jorge T. Silva, Eduardo S. A. Conde, Leandro Maurieli, Maurílio L. Martins, Ligia J. L. Aquino e M. Fatima B. de Almeida. We thank Jerry Dickens and an anonymous referee for their scientific critique. Welcome additional comment was provided by Ros Rickaby, Jenny McElwain, Uli Heimhofer, and Emanuela Mattioli.

Methods

C-isotope analysis, fossil wood, Portugal. About 1.5 g of fossil wood sample was separated from adhering matrix under a binocular microscope. Separated fragments were crushed to a fine powder with an agate mortar and pestle. About 0.5 g of powder was placed in a glass test tube and reacted with 10% HCl at room temperature for 24 hours, after which time the solute was decanted and the HCl treatment repeated for a further 24 hours. Samples whose solute was colourless at the end of this process were decanted and washed with de-ionized water repeatedly until neutrality was reached. Samples whose solute showed a pale yellow coloration (dissolved iron chloride) were decanted and treated with 10% nitric acid, applied cold, and left for 24 hours. The supernate was pipetted, and distilled water added to the residue, allowed to settle (24 hr), then pipetted. Washing was repeated until the supernate indicated a neutral pH (usually 7 washes).

All washed samples were placed in foil-covered Petri dishes in an oven at ~50°C until dry, at which point they were visually inspected under a binocular microscope to check for complete removal of pyrite. Between 2-4 mg of sample were weighed and placed in tin capsules along with 1.4 mg of an internal nylon standard. Samples were analysed using a Carlo-Erba elemental analyser connected to a PDZ Europa geo-20-20 stable isotope ratio mass spectrometer. The measurements were standardized using Nylon 66 ($\delta^{13}\text{C}_{\text{nylon}} = -26.16 \pm 0.21\text{‰}$), and expressed as per mil (‰) deviation from the Pee Dee Belemnite (VPDB) standard. All results are accurate to better than $\pm 0.2\text{‰}$.

C-isotope analysis, wood fossils, Yorkshire. A sawn section of silicified wood was drilled using a rotary drill with tungsten carbide bit of ~1 mm diameter. Drilled powder was treated with 10% HCl at room temperature overnight and then oven dried. Further treatment was identical to that employed for the wood from Peniche.

C-isotope analyses, bulk carbonate, Peniche. Samples were collected in the field with a battery-powered hand-operated drill, using an 8 mm diameter masonry drill bit. Powder was collected in the field using plastic bags held under the drill bit.

C-isotope analyses, belemnites, Peniche. All sediment adhering to external surfaces of belemnite was removed and the samples fragmented to < 5 mm, submerged 0.6 M HCl within clean beakers, and placed in an ultrasonic bath for ~10 min. Samples were then rinsed with water, dried and further broken into < 2 mm sized fragments, when they were etched with 0.3 M HCl for ~10 min with the reaction sustained by drop-wise addition of 6M HCl. Samples were then rinsed with water and dried, and powder obtained from clean surfaces by scratching with a dental tool. Isotope analysis of these samples proceeded as for bulk carbonate as described above.

Total Organic Carbon and Insoluble Residue, Peniche. About 0.25g of whole-rock sample was pulverized in an agate mortar and pestle to obtain particles smaller than 80 mesh. The Insoluble Residue was obtained by the sample decarbonation, through the heated reaction with HCl during, approximately, one hour. The TOC values were determined by submitting the Insoluble Residue to the LECO-SC444 equipment in the Petrobras Research Center (Cenpes, Brazil) laboratories. The results of TOC were expressed as a percentage (%), referent to the original sample weight. The calibration was made with standard samples after ten analyses.

References

- Ando, A., T. Kakegawa, et al. (2003). "Stratigraphic carbon isotope fluctuations of detrital woody materials during the Aptian Stage in Hokkaido, Japan: Comprehensive delta C-13 data from four sections of the Ashibetsu area." Journal of Asian Earth Sciences **21**(8): 835-847.
- Arens, N. C., A. H. Jahren, et al. (2000). "Can C3 plants faithfully record the carbon isotopic composition of atmospheric carbon dioxide?" Paleobiology **26**(1): 137-164.
- Arthur, M. A., W. E. Dean, et al. (1988). "Geochemical and climatic effects of increased marine organic carbon burial at the Cenomanian/Turonian boundary." Nature **335**: 714-717.
- Bailey, T. R., Y. Rosenthal, et al. (2003). "Paleoceanographic changes of the Late Pliensbachian-Early Toarcian interval: a possible link to the genesis of an Oceanic Anoxic Event." Earth and Planetary Science Letters **212**(3-4): 307-320.

- Bjerrum, C. J., F. Surlyk, et al. (2001). "Numerical paleoceanographic study of the early Jurassic transcontinental Laurasian Seaway." Paleoceanography **16**(4): 390-404.
- Bowden, S. A., P. Farrimond, et al. (2006). "Compositional differences in biomarker constituents of the hydrocarbon, resin, asphaltene and kerogen fractions: An example from the Jet Rock (Yorkshire, UK)." Organic Geochemistry **37**: 369-383.
- Bowen, G. J., D. J. Beerling, et al. (2004). "A humid climate state during the Palaeocene/Eocene thermal maximum." Nature **432**: 495-499.
- Bown, P. R. (1987). "Taxonomy, evolution, and biostratigraphy of Late Triassic-Early Jurassic calcareous nannofossils." Special Papers in Palaeontology **38**: 118pp.
- Bown, P. R. and M. K. E. Cooper (1998). Jurassic. Calcareous Nannofossil Biostratigraphy. P. R. Bown. Cambridge, British Micropalaeontological Society, Chapman & Hall: 34-85.
- Brodribb, T. (1996). "Dynamics of changing intercellular CO₂ concentration (ci) during drought and determination of minimum functional ci." Plant Physiology **111**(1): 179-185.
- Bucefalo-Palliani, R. B., E. Mattioli, et al. (2002). "The response of marine phytoplankton and sedimentary organic matter to the early Toarcian (Lower Jurassic) oceanic anoxic event in northern England." Marine Micropaleontology **46**: 223-245.
- Buchmann, N., J. R. Brooks, et al. (2002). "Predicting daytime carbon isotope ratios of atmospheric CO₂ within forest canopies." Functional Ecology **16**: 49-57.
- Cohen, A. S., A. L. Coe, et al. (2004). "Osmium isotope evidence for the regulation of atmospheric CO₂ by continental weathering." Geology **32**(2): 157-160.
- Crouch, E. M., G. R. Dickens, et al. (2003). "The Apectodinium acme and terrestrial discharge during the Paleocene-Eocene thermal maximum: new palynological, geochemical and calcareous nannoplankton observations at Tawanui, New Zealand." Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol. **194**: 387-403.
- Duarte, L., N. Perilli, et al. (2004). "Lower to Middle Toarcian from the Coimbra region (Lusitanian Basin, Portugal): Sequence stratigraphy, calcareous nannofossils and stable isotope evolution." Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia **110**(1): 115-127.
- Duarte, L. V. (1997). "Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal)." Comun. Inst. Geol. Mineiro, Lisboa **83**: 65-94.
- Duarte, L. V. and A. F. Soares (2002). "Litostratigrafia das series margo-calcarias do Jurassico inferior da Bacia Lusitanica (Portugal)." Comun. Inst. Geol. Mineiro, Lisboa **89**: 135-154.
- Egger, H., M. Homayoun, et al. (2005). "Early Eocene climatic, volcanic, and biotic events in the northwestern Tethyan Untersberg section, Austria." Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology **217**: 243-264, doi:10.1016/j.palaeo.2004.12.006.
- Elmi, S., J. Gabilly, et al. (1994). L'Étage Toarcien de L'Europe et de la Téthys; divisions et corrélations. 3éme Symposium International de Stratigraphie du Jurassique, Poitiers-France, 22-29 Septembre 1991. Geobios Mémoire Spécial No 17. E. Cariou and P. Hantzpergue.
- Elmi, S., A. Goy, et al. (1989). "Correlaciones bioestratigraficas en el Toarciense de la Peninsula Iberica." Cuadernos de Geologia Iberica **13**: 265-277.
- February, E. C. and W. D. Stock (1999). "Declining trend in the 13C/12C ratio of atmospheric carbon dioxide from tree rings of South African Widdringtonia cedarbergensis." Quaternary Research **52**(2): 229-236.
- Freeman, K. H. and J. M. Hayes (1992). "Fractionation of carbon isotopes by phytoplankton and estimates of ancient CO₂ levels." Global Biogeochemistry Cycles **6**: 185-198.

- Freyer, H. D. and N. Belacy (1983). "¹³C/¹²C records in northern hemispheric trees during the past 500 years - anthropogenic impact and climatic super-positions." Journal of Geophysical Research-Oceans and Atmospheres **88**(NC11): 6844-6852.
- Gahr, M. E. (2005). "Response of Lower Toarcian (Lower Jurassic) macrobenthos of the Iberian Peninsula to sea level changes and mass extinction." Journal of Iberian Geology **31**(2): 197-215.
- Gröcke, D. R. (2002). "The carbon isotope composition of ancient CO₂ based on higher-plant organic matter." Philosophical Transactions of The Royal Society of London Series A **360**: 633-658.
- Gröcke, D. R. (2001). Isotope stratigraphy and ocean-atmosphere interactions in the Jurassic and Early Cretaceous, University of Oxford.
- Gröcke, D. R., S. P. Hesselbo, et al. (1999). "Carbon-isotope composition of Lower Cretaceous fossil wood: Ocean-atmosphere chemistry and relation to sea-level change." Geology **27**(2): 155-158.
- Hasegawa, T. (1997). "Cenomanian-Turonian carbon isotope events recorded in terrestrial organic matter from northern Japan." Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology **130**(1-4): 251-273.
- Hasegawa, T. (2003). "Cretaceous terrestrial paleoenvironments of northeastern Asia suggested from carbon isotope stratigraphy: Increased atmospheric pCO₂-induced climate." Journal of Asian Earth Sciences **21**(8): 849-859.
- Hemingway, J. E. (1974). Jurassic. The Geology and Mineral Resources of Yorkshire. D. H. Rayner and J. E. Hemingway, Yorkshire Geological Society: 161-223.
- Hesselbo, S. P., D. R. Gröcke, et al. (2000). "Massive dissociation of gas hydrate during a Jurassic oceanic anoxic event." Nature **406**(6794): 392-395.
- Hesselbo, S. P. and H. C. Jenkyns (1995). A comparison of the Hettangian to Bajocian successions of Dorset and Yorkshire. Field Geology of the British Jurassic. P. D. Taylor. Bath, Geological Society of London: 105-150.
- Hesselbo, S. P., H. S. Morgans-Bell, et al. (2003). "Carbon-cycle perturbation in the Middle Jurassic and accompanying changes in the terrestrial paleoenvironment." Journal of Geology **111**(3): 259-276.
- Hesselbo, S. P., S. A. Robinson, et al. (2002). "Terrestrial and marine extinction at the Triassic-Jurassic boundary synchronized with major carbon-cycle perturbation: A link to initiation of massive volcanism?" Geology **30**(3): 251-254.
- Howarth, M. K. (1962). "The Jet Rock Series and the Alum Shale Series of the Yorkshire Coast." Proceedings of the Yorkshire Geological Society **33**: 381-422.
- Howarth, M. K. (1992). "The ammonite family Hildoceratidae in the Lower Jurassic of Britain. Part 1." Monograph of the Palaeontographical Society (Publ. No. 586, part of vol. 145 for 1991): 1-106.
- Ito, M., A. Ishigaki, et al. (2001). "Temporal variation in the wavelength of hummocky cross-stratification: Implications for storm intensity through Mesozoic and Cenozoic." Geology **29**: 87-89.
- Jahren, A. H., N. C. Arens, et al. (2001). "Terrestrial record of methane hydrate dissociation in the Early Cretaceous." Geology **29**(2): 159-162.
- Jenkyns, H. C. (1988). "The Early Toarcian (Jurassic) Anoxic Event - stratigraphic, sedimentary, and geochemical evidence." American Journal of Science **288**(2): 101-151.
- Jenkyns, H. C. (2003). "Evidence for rapid climate change in the Mesozoic-Palaeogene greenhouse world." Philosophical Transactions of the Royal Society of London Series a-Mathematical Physical and Engineering Sciences **361**(1810): 1885-1916.

- Jenkyns, H. C. and C. J. Clayton (1986). "Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic." *Sedimentology* **33**(1): 87-106.
- Jenkyns, H. C. and C. J. Clayton (1997). "Lower Jurassic epicontinental carbonates and mudstones from England and Wales: chemostratigraphic signals and the early Toarcian anoxic event." *Sedimentology* **44**(4): 687-706.
- Jenkyns, H. C., D. R. Gröcke, et al. (2001). "Nitrogen isotope evidence for water mass denitrification during the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event." *Paleoceanography* **16**(6): 593-603.
- Jenkyns, H. C., C. E. Jones, et al. (2002). "Chemostratigraphy of the Jurassic System: applications, limitations and implications for palaeoceanography." *Journal of the Geological Society* **159**: 351-378.
- Jones, C. E., H. C. Jenkyns, et al. (1994). "Strontium isotopes in Early Jurassic seawater." *Geochimica et Cosmochimica Acta* **58**(4): 1285-1301.
- Kemp, D. B., A. L. Coe, et al. (2005). "Astronomical pacing of methane release in the Early Jurassic period." *Nature* **437**(7057): 396-399.
- Kemp, D. B., A. L. Coe, et al. (2006). "Methane release in the Early Jurassic period (Reply to comment by Wignall et al.)." *Nature* **441**, E5-E6 **doi:10.1038/nature04906**; **Published online 31 May 2006**.
- Koch, P. L., J. C. Zachos, et al. (1992). "Correlation between Isotope Records in Marine and Continental Carbon Reservoirs near the Paleocene Eocene Boundary." *Nature* **358**(6384): 319-322.
- Koppelhus, E. B. and L. H. Nielsen (1994). "Palynostratigraphy and palaeoenvironments of the Lower to Middle Jurassic Bagå Formation of Bornholm, Denmark." *Palynology* **18**: 139-194.
- Küspert, W. (1982). Environmental change during oil shale deposition as deduced from stable isotope ratios. *Cyclic and Event Stratification*. S. Einsele and A. Seilacher. Berlin, Springer-Verlag: 482-501.
- Leavitt, S. W. and A. Long (1991). "Seasonal stable-carbon isotope variability in tree rings - possible palaeoenvironmental signals." *Chemical Geology* **87**(1): 59-70.
- Li, Z. H., S. W. Leavitt, et al. (2005). "Influence of earlywood-latewood size and isotope differences on long-term tree-ring $\delta^{13}\text{C}$ trends." *Chemical Geology* **216**(3-4): 191-201.
- Livingston, N. J. and D. L. Spittlehouse (1996). "Carbon isotope fractionation in tree ring early and late wood in relation to intra-growing season water balance." *Plant Cell and Environment* **19**(6): 768-774.
- Macchioni, F. (2002). "Biodiversity and biogeography of middle-late liassic ammonoids: implications for the Early Toarcian mass extinction." *Geobios Mémoire Spécial* **24**: 165-175.
- Magioncalda, R., C. Dupuis, et al. (2004). "Paleocene-Eocene carbon isotope excursion in organic carbon and pedogenic carbonate: Direct comparison in a continental stratigraphic section." *Geology* **32**(7): 553-556.
- Maillot, S., E. Mattioli, et al. (2006). "The Early Toarcian anoxia, a synchronous event in western Tethys? An approach by quantitative biochronology (Unitary Associations), applied to calcareous nannofossils." *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **in press**.
- Mattioli, E., B. Pittet, et al. (2004). "Phytoplankton evidence for the timing and correlation of palaeoceanographical changes during the early Toarcian oceanic anoxic event (Early Jurassic)." *Journal of the Geological Society* **161**: 685-693.

- McArthur, J. M., D. T. Donovan, et al. (2000). "Strontium isotope profile of the early Toarcian (Jurassic) oceanic anoxic event, the duration of ammonite biozones, and belemnite palaeotemperatures." Earth and Planetary Science Letters **179**(2): 269-285.
- McCarroll, D. and N. J. Loader (2004). "Stable isotopes in tree rings." Quaternary Science Reviews **23**(7-8): 771-801.
- McElwain, J. C., J. Wade-Murphy, et al. (2005). "Changes in carbon dioxide during an oceanic anoxic event linked to intrusion into Gondwana coals." Nature **435**(7041): 479-482.
- Miall, A. D. (1997). The Geology of Stratigraphic Sequences. Berlin, Springer-Verlag.
- Morgans, H. S., S. P. Hesselbo, et al. (1999). "The seasonal climate of the Early-Middle Jurassic, Cleveland Basin, England." Palaios **14**(3): 261-272.
- Mouterde, R. (1955). "le Lias de Peniche." Comun. Serv. Geol. Portugal **36**: 87-115.
- Nguyen Tu, T. T., W. M. Kürschner, et al. (2004). "Leaf carbon isotope composition of fossil and extant oaks grown under differing atmospheric CO₂ levels." Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology **212**: 199-213, doi:10.1016/j.palaeo.2004.05.023.
- Pagani, M., N. Pedentchouk, et al. (2006). "Arctic hydrology during global warming at the Palaeocene/Eocene thermal maximum." Nature **442**: 671-675. doi:10.1038/nature05043.
- Page, K. N. (2003). The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. The Jurassic of Denmark and Greenland. J. R. Ineson and F. Surlyk. **Geological Survey of Denmark and Greenland Bulletin 1**: 23-59.
- Page, K. N. (2004). "A sequence of biohorizons for the Subboreal province Lower Toarcian in northern Britain and their correlation with a Submediterranean Standard." Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia **110**(1): 109-114.
- Parkinson, D. N. (1994). The sequence stratigraphy of the Lower Jurassic of Western Europe, University of Oxford.
- Perilli, N., M. J. Comas-Rengifo, et al. (2004). "Calibration of the Pliensbachian–Toarcian calcareous nannofossil zone boundaries based on ammonites (Basque-Cantabrian area, Spain)." Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia **110**(1): 97-107.
- Perilli, N. and L. Duarte (2003). "Dating of the Toarcian succession from the Lusitanian Basin based on calcareous nannofossils." Ciencias da Terra (UNL) no. esp. V(CD-ROM): A122–125.
- Perilli, N. & Duarte, L.V. 2006. Toarcian nannobiohorizons from Lusitanian Basin (Portugal) and their calibration against ammonite zones. Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **112**(3), 18p.
- Philippe, M. and F. Thevenard (1996). "Distribution and palaeoecology of the Mesozoic wood genus *Xenoxylon*: palaeoclimatological implications for the Jurassic of western Europe." Review of Palaeobotany and Palynology **91**: 353-370.
- Poole, I., P. F. van Bergen, et al. (2004). "Molecular isotopic heterogeneity of fossil organic matter: implications for δ¹³C_{biomass} and δ¹³C_{palaeoatmosphere} proxies." Organic Geochemistry **35**(11-12): 1261-1274.
- Posamentier, H. W., M. T. Jervey, et al. (1988). Eustatic controls on clastic deposition I – conceptual framework. Sea-Level Changes: An Integrated Approach. C. K. Wilgus, H. W. Posamentier, C. A. Ross and C. S. C. Kendall, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists. **Special Publication 42**: 107-154.
- Rexfort, A. and J. Mutterlose (2006). "Stable isotope records from *Sepia officinalis*—a key to understanding the ecology of belemnites?" Earth and Planetary Science Letters **247** 212–221, doi:10.1016/j.epsl.2006.04.025.

- Robinson, S. A. and S. P. Hesselbo (2004). "Fossil-wood carbon-isotope stratigraphy of the non-marine Wealden Group (Lower Cretaceous, southern England)." Journal of the Geological Society **161**: 133-145.
- Rosales, I., S. Robles, et al. (2004). "Elemental and oxygen isotope composition of early Jurassic belemnites: Salinity vs. temperature signals." Journal of Sedimentary Research **74**(3): 342-354.
- Saelen, G., P. Doyle, et al. (1996). "Stable-isotope analyses of Belemnite rostra from the Whitby Mudstone Fm, England: Surface water conditions during deposition of a marine black shale." Palaios **11**: 97-117.
- Schouten, S., H. M. E. Van Kaam-Peters, et al. (2000). "Effects of an oceanic anoxic event on the stable carbon isotopic composition of Early Toarcian carbon." American Journal of Science **300**(1): 1-22.
- Smith, A. G., D. G. Smith, et al. (1989). Atlas of Mesozoic and Cenozoic Coastlines. Cambridge, Cambridge University Press.
- Tremolada, F., B. Van de Schootbrugge, et al. (2005). "Early Jurassic schizosphaerellid crisis in Cantabria, Spain: Implications for calcification rates and phytoplankton evolution across the Toarcian oceanic anoxic event." Paleoceanography **20**(2).
- van Bergen, P. F. and I. Poole (2002). "Stable carbon isotopes of wood: a clue to palaeoclimate?" Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology **182**(1-2): 31-45.
- van de Schootbrugge, B., J. M. McArthur, et al. (2005). "Toarcian oceanic anoxic event: An assessment of global causes using belemnite C isotope records." Paleoceanography **20**(3): PA3008, doi:10.1029/2004PA001102.
- Watts, S., A. M. Pollard, et al. (1997). "Kimmeridge jet - A potential new source for British jet." Archaeometry **39**: 125-143.
- Watts, S., A. M. Pollard, et al. (1999). "The organic geochemistry of jet: Pyrolysis-gas chromatography/mass spectrometry (Py-GCMS) applied to identifying jet and similar black lithic materials - Preliminary results." Journal of Archaeological Science **26**(8): 923-933.
- Wignall, P. B., R. J. Newton, et al. (2005). "The timing of paleoenvironmental change and cause-and-effect relationships during the early Jurassic mass extinction in Europe." American Journal of Science **305**: 1014-1032.
- Wright, V. P. and R. C. L. Wilson (1984). "A Carbonate Submarine-Fan Sequence from the Jurassic of Portugal." Journal of Sedimentary Petrology **54**(2): 394-412.
- Ziegler, P. A. (1982). Geological Atlas of Western and Central Europe, Elsevier Science.

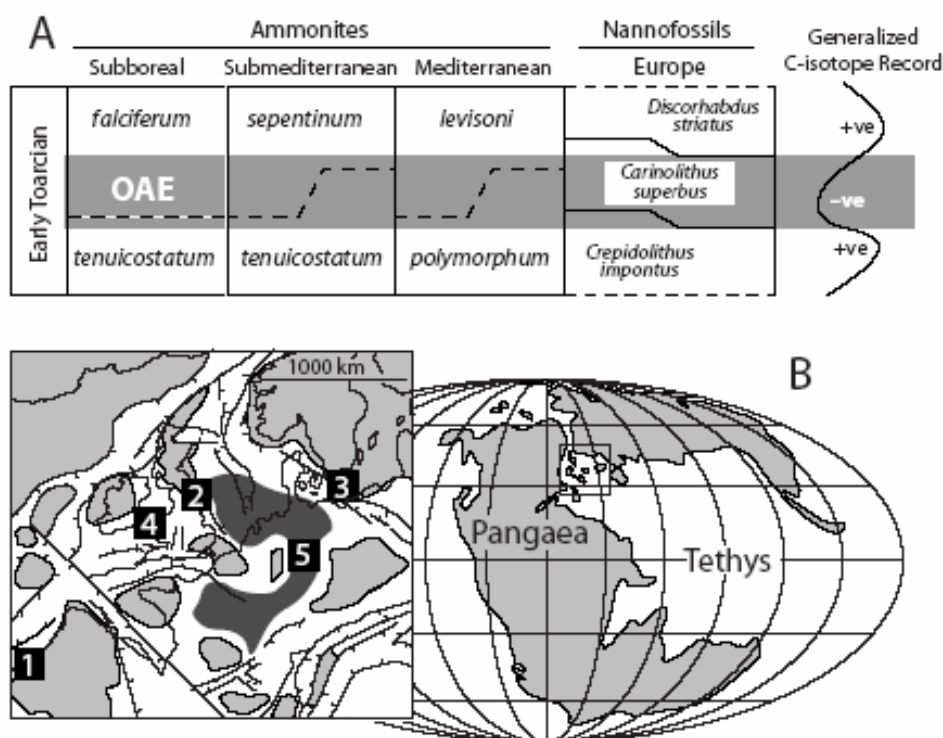


Figure 1. (A) Schematic stratigraphic table for the Early Toarcian showing the relationships between ammonite zones in NW and S Europe (Macchioni 2002; Page 2003), the *Carinolithus superbis* nannofossil Zone, and the lithological and isotopic expression of the OAE (Elmi, Gabilly et al. 1994; Jenkyns, Jones et al. 2002; Perilli and Duarte 2003; Mattioli, Pittet et al. 2004; Perilli, Comas-Rengifo et al. 2004). Diachroneity of the OAE is more apparent than real and caused by use of different ammonite taxa to identify the boundaries of the biozones at different locations (Macchioni 2002). (B) Palaeogeography and location maps (Ziegler 1982; Smith, Smith et al. 1989); 1=Peniche (Portugal); 2=Yorkshire (England); 3=Bornholm (Denmark); 4=Mochras (Wales); 5=Dottenhausen (Germany). Dark shading shows focus of organic-rich sediment deposition.

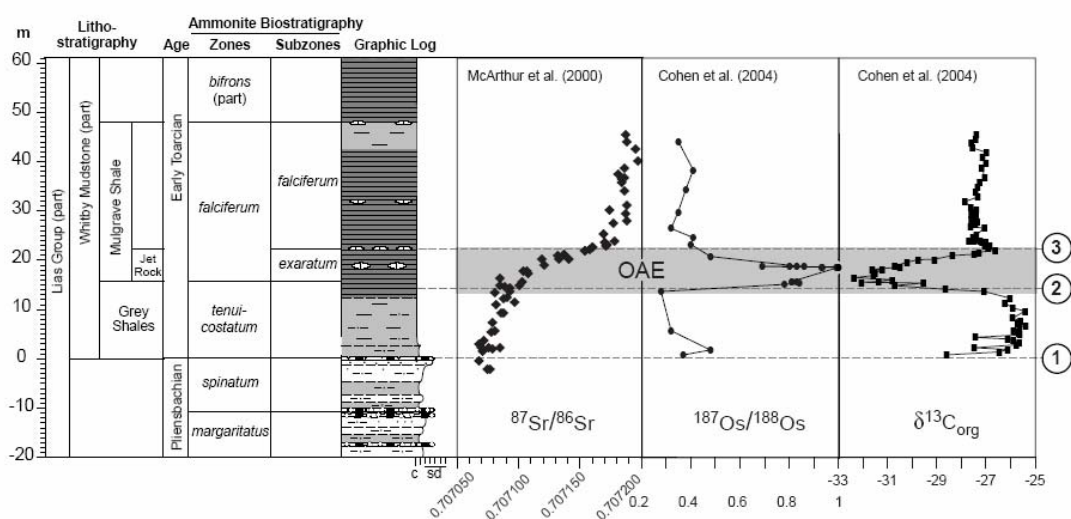


Figure 2. Carbon, strontium and osmium isotope data from Yorkshire, England. Horizons labelled 1, 2, 3 and 4 represent key levels correlatable on the basis of either ammonite biostratigraphy or chemostratigraphy between Yorkshire (England) and Peniche (Portugal) (cf. Figures 3 and 4). Isotope data from (McArthur, Donovan et al. 2000; Cohen, Coe et al. 2004). Lithostratigraphical and biostratigraphical summary from (Hesselbo and Jenkyns 1995).

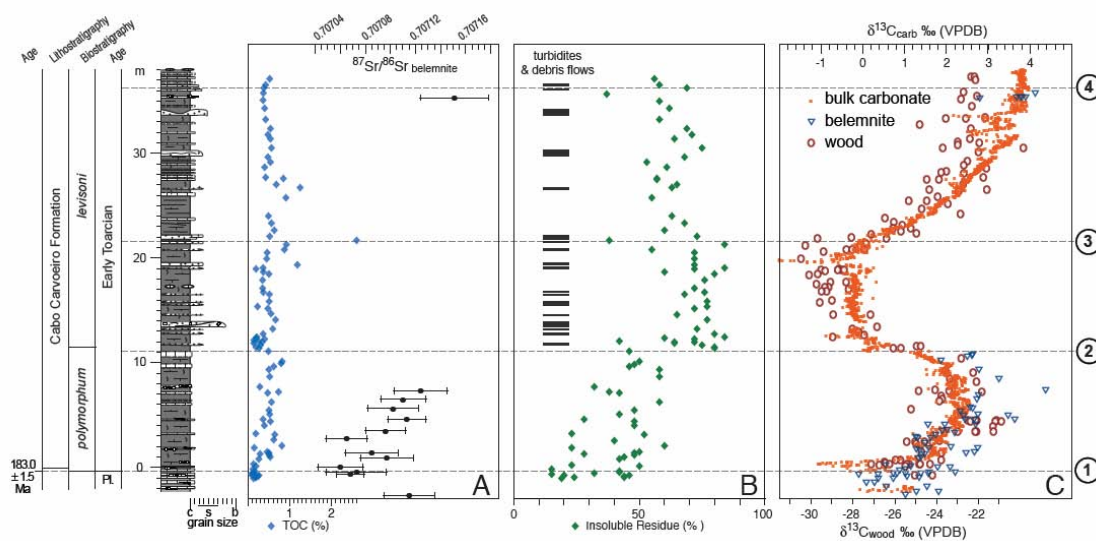


Figure 3. The Early Toarcian candidate GSSP section from Ponta do Trovão and Praia do Abalo, Peniche, Portugal. The graphic log and sample heights are based on the section measured only in the cliff exposures at this locality, and a more detailed log is included as supplementary data. Ammonite biostratigraphy from (Mouterde 1955). (A) Total Organic Carbon (TOC) data from hand specimens; strontium-isotope data from belemnites (Parkinson 1994; Jenkyns, Jones et al. 2002; Gröcke 2001). (B) Stratigraphic distribution of turbidites and debris flows shown together with insoluble residue from bulk rock samples. (C) High resolution carbon-isotope data from bulk sediment, fossil wood, and belemnites (Parkinson 1994; Jenkyns, Jones et al. 2002; Gröcke 2001). Horizons labelled 1, 2, 3 and 4 represent key levels correlatable between Yorkshire (England) and Peniche (Portugal) (cf. Figures 2 and 4).

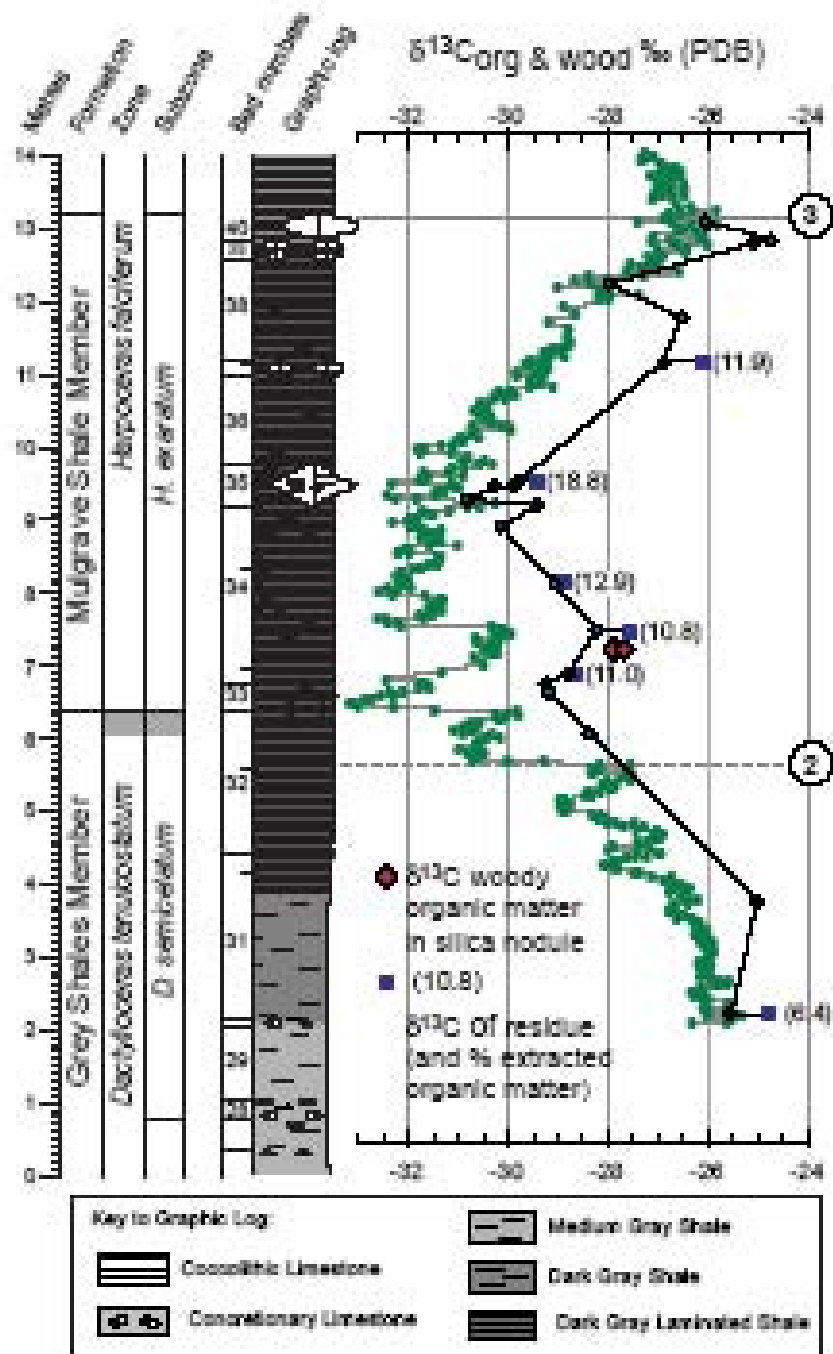


Figure 4. New data from a silica nodule in jet, collected at Overdale Wyke, Yorkshire, plotted at equivalent horizon against detail of wood isotope and lithological data at Hawsker Bottoms, Yorkshire, from (Hesselbo, Gröcke et al. 2000). Bulk organic carbon-isotope data are from (Kemp, Coe et al. 2005). Position of *tenuicostatum-falciferum* zonal boundary is from (Howarth 1992). Horizons labelled 2, 3 and 4 represent key levels correlatable between Yorkshire (England) and Peniche (Portugal) (cf. Figures 2 and 3).

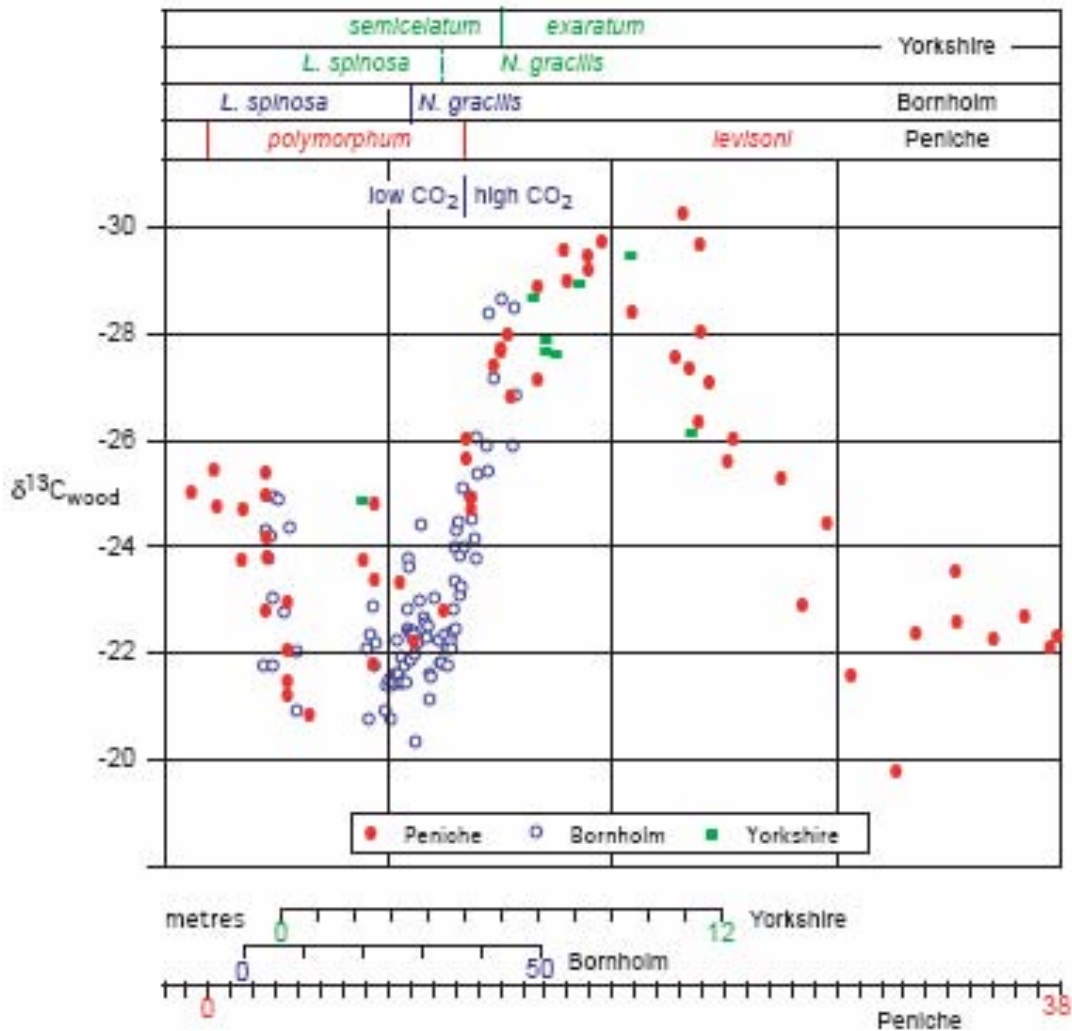


Figure 5. Compilation of published wood carbon-isotope compositions relevant to the Early Toarcian OAE compared with data from the present study. Isotope data from Bornholm (Denmark), and Yorkshire (England) are from (Hesselbo, Gröcke et al. 2000). Microfossil and macrofossil data from Bornholm are combined, and data at the top of the section from definitively Aalenian strata are omitted (cf. (Koppelhus and Nielsen 1994)). Data from Yorkshire include only those samples from which solvent soluble (marine) organic compounds were extracted prior to analysis, together with the new data from the silica nodule presented herein. Relevant biozonal boundaries are also shown (from (Howarth 1992; Koppelhus and Nielsen 1994; Bucefalo-Palliani, Mattioli et al. 2002)). The position of an abrupt change from relatively low atmospheric CO₂ to relatively high values inferred from stomatal index data from the Bornholm section is also indicated (McElwain, Wade-Murphy et al. 2005).

ANEXO B

Espessuras das camadas descritas na seção Pliensbaquiano - Toarciano de Peniche.

* = última amostra coletada, não corresponde ao topo do Membro CC3

CC3= Membro Cabo Carvoeiro 3, Formação Cabo Carvoeiro

CC2= Membro Cabo Carvoeiro 2, Formação Cabo Carvoeiro

CC1= Membro Cabo Carvoeiro 1, Formação Cabo Carvoeiro

Lemedo= Formação Lemedo

MCNB= Membro margo-calcários com níveis betuminosos, Formação Vale das Fontes

MCG= Membro Margas e calcários grumosos, Formação Vale das Fontes

MCUP= Membro Margas e Calcários com *Uptonia* e *Pentacrinus*, Formação Vale das Fontes

Água de Madeiros = Formação Água de Madeiros

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
1	337P	*151	35	14351	CC3
2	337P	150	170	14316	CC3
3	337P	149	20	14146	CC3
4	337P	148	7	14126	CC3
5	337P	147	33	14119	CC3
6	337P	146	5	14086	CC3
7	337P	145	23	14081	CC3
8	337P	144	5	14058	CC3
9	337P	143	12	14053	CC3
10	337P	142	5	14041	CC3
11	337P	141	3	14036	CC3
12	337P	140	12	14033	CC3
13	337P	139	10	14021	CC3
14	337P	138	15	14011	CC3
15	337P	137	5	13996	CC2
16	337P	136	37	13991	CC2
17	337P	135	3	13954	CC2
18	337P	134	72	13951	CC2
19	337P	133	7	13879	CC2
20	337P	132	92	13872	CC2
21	337P	131	16	13780	CC2
22	337P	130	4	13764	CC2
23	337P	129	8	13760	CC2
24	337P	128	75	13752	CC2
25	337P	127	70	13677	CC2
26	337P	126	5	13607	CC2
27	337P	125	80	13602	CC2
28	337P	124	3	13522	CC2
29	337P	123	18	13519	CC2
30	337P	122	2	13501	CC2
31	337P	121	80	13499	CC2
32	337P	120	10	13419	CC2
33	337P	119	60	13409	CC2
34	337P	118	65	13349	CC2
35	337P	117	37	13284	CC2
36	337P	116	6	13247	CC2
37	337P	115	17	13241	CC2
38	337P	114	6	13224	CC2
39	337P	113	14	13218	CC2
40	337P	112	4	13204	CC2
41	337P	111	32	13200	CC2
42	337P	110	2	13168	CC2
43	337P	109	4	13166	CC2
44	337P	108	6	13162	CC2
45	337P	107	15	13156	CC2
46	337P	106	6	13141	CC2
47	337P	105	12	13135	CC2
48	337P	104	4	13123	CC2
49	337P	103T	5	13119	CC2

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
50	337P	103	5	13114	CC2
51	337P	102T	12	13109	CC2
52	337P	102	8	13097	CC2
53	337P	101	20	13089	CC2
54	337P	100	7	13069	CC2
55	337P	99	77	13062	CC2
56	337P	98	5	12985	CC2
57	337P	97	36	12980	CC2
58	337P	96	7	12944	CC2
59	337P	95	12	12937	CC2
60	337P	94	13	12925	CC2
61	337P	93	30	12912	CC2
62	337P	92	115	12882	CC2
63	337P	91	15	12767	CC2
64	337P	90	50	12752	CC2
65	337P	89	9	12702	CC2
66	337P	88	70	12693	CC2
67	337P	87	5	12623	CC2
68	337P	86	10	12618	CC2
69	337P	85	9	12608	CC2
70	337P	84	22	12599	CC2
71	337P	83	37	12577	CC2
72	337P	82	5	12540	CC2
73	337P	81	5	12535	CC2
74	337P	80	8	12530	CC2
75	337P	79	15	12522	CC2
76	337P	78	19	12507	CC2
77	337P	77	5	12488	CC2
78	337P	76	3	12483	CC2
79	337P	75	8	12480	CC2
80	337P	74	25	12472	CC2
81	337P	73	6	12447	CC2
82	337P	72	20	12441	CC2
83	337P	71	1	12421	CC2
84	337P	70	4	12420	CC2
85	337P	69	2	12416	CC2
86	337P	68	23	12414	CC2
87	337P	67T	7	12391	CC2
88	337P	67B	36	12384	CC2
89	337P	66	5	12348	CC2
90	337P	65	8	12343	CC2
91	337P	64	7	12335	CC2
92	337P	63	14	12328	CC2
93	337P	62	13	12314	CC2
94	337P	61	32	12301	CC2
95	337P	60	10	12269	CC2
96	337P	59	5	12259	CC2
97	337P	58	40	12254	CC2
98	337P	57	100	12214	CC2
99	337P	56	10	12114	CC2
100	337P	55	9	12104	CC2
101	337P	54	6	12095	CC2
102	337P	53	42	12089	CC2
103	337P	52	1	12047	CC2
104	337P	51	45	12046	CC2
105	337P	50	3	12001	CC2
106	337P	49	25	11998	CC2
107	337P	48	2	11973	CC2
108	337P	47	9	11971	CC2
109	337P	46	2	11962	CC2
110	337P	45	19	11960	CC2
111	337P	44	4	11941	CC2
112	337P	43	10	11937	CC2

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
113	337P	42	15	11927	CC2
114	337P	41	64	11912	CC2
115	337P	40T	38	11848	CC2
116	337P	40B	10	11810	CC2
117	337P	40A	65	11800	CC2
118	337P	39T	12	11735	CC2
119	337P	39	18	11723	CC2
120	337P	38	10	11705	CC2
121	337P	37	5	11695	CC2
122	337P	36	30	11690	CC2
123	337P	35	5	11660	CC2
124	337P	34	10	11655	CC2
125	337P	33	2	11645	CC2
126	337P	32	18	11643	CC2
127	337P	31	5	11625	CC2
128	337P	30	20	11620	CC2
129	337P	29	10	11600	CC2
130	337P	28T	10	11590	CC2
131	337P	28E	10	11580	CC2
132	337P	28M	6	11570	CC2
133	337P	28C	20	11564	CC2
134	337P	28B	50	11544	CC2
135	337P	27T	10	11494	CC1
136	337P	26	65	11484	CC1
137	337P	25	65	11419	CC1
138	337P	24	80	11354	CC1
139	337P	23	52	11274	CC1
140	337P	22	80	11222	CC1
141	337P	21	5	11142	CC1
142	337P	20	100	11137	CC1
143	337P	19	90	11037	CC1
144	337P	18	40	10947	CC1
145	337P	17	58	10907	CC1
146	337P	16	10	10849	CC1
147	337P	15	125	10839	CC1
148	337P	998=14	14	10714	CC1
149	337P	997=13	125	10700	CC1
150	337P	996=12	16	10575	CC1
151	337P	995=11	22	10559	CC1
152	337P	994=10	5	10537	CC1
153	337P	993=9	15	10532	CC1
154	337P	992=8	9	10517	CC1
155	337P	991=7	28	10508	CC1
156	337P	990=6	8	10480	CC1
157	337P	989=5	17	10472	CC1
158	337P	988=4	5	10455	CC1
159	337P	987=3	25	10450	CC1
160	337P	986=2	10	10425	CC1
161	337P	985=1	4	10415	CC1
162	337PE	984	16	10411	Lemedede
163	337PE	983	15	10395	Lemedede
164	337PE	982	10	10380	Lemedede
165	337PE	981	7	10370	Lemedede
166	337PE	980	11	10363	Lemedede
167	337PE	979	15	10352	Lemedede
168	337PE	978	12	10337	Lemedede
169	337PE	977	20	10325	Lemedede
170	337PE	976	6	10305	Lemedede
171	337PE	975	14	10299	Lemedede
172	337PE	974	9	10285	Lemedede
173	337PE	973	8	10276	Lemedede
174	337PE	972	4	10268	Lemedede
175	337PE	971	7	10264	Lemedede

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
176	337PE	970	5	10257	Lemedede
177	337PE	969	10	10252	Lemedede
178	337PE	968	14	10242	Lemedede
179	337PE	967	2	10228	Lemedede
180	337PE	966	5	10226	Lemedede
181	337PE	965	8	10221	Lemedede
182	337PE	964	4	10213	Lemedede
183	337PE	963	13	10209	Lemedede
184	337PE	962	20	10196	Lemedede
185	337PE	961=951	24	10176	Lemedede
186	337PE	960=950	7	10152	Lemedede
187	337PE	949	30	10145	Lemedede
188	337PE	948	7	10115	Lemedede
189	337PE	947	7	10108	Lemedede
190	337PE	946	15	10101	Lemedede
191	337PE	945	52	10086	Lemedede
192	337PE	944	15	10034	Lemedede
193	337PE	943	26	10019	Lemedede
194	337PE	942	5	9993	Lemedede
195	337PE	941	7	9988	Lemedede
196	337PE	940	4	9981	Lemedede
197	337PE	939	20	9977	Lemedede
198	337PE	938	25	9957	Lemedede
199	337PE	937	28	9932	Lemedede
200	337PE	936	16	9904	Lemedede
201	337PE	935	14	9888	Lemedede
202	337PE	934	6	9874	Lemedede
203	337PE	933	21	9868	Lemedede
204	337PE	932	24	9847	Lemedede
205	337PE	931	11	9823	Lemedede
206	337PE	930	17	9812	Lemedede
207	337PE	929	13	9795	Lemedede
208	337PE	928	25	9782	Lemedede
209	337PE	927	6	9757	Lemedede
210	337PE	926	18	9751	Lemedede
211	337PE	925	30	9733	Lemedede
212	337PE	924	34	9703	Lemedede
213	337PE	923	14	9669	Lemedede
214	337PE	922	12	9655	Lemedede
215	337PE	921	29	9643	Lemedede
216	337PE	920	28	9614	Lemedede
217	337PE	919	10	9586	Lemedede
218	337PE	918	30	9576	Lemedede
219	337PE	917	22	9546	Lemedede
220	337PE	916	13	9524	Lemedede
221	337PE	915	23	9511	Lemedede
222	337PE	914	10	9488	Lemedede
223	337PE	913	28	9478	Lemedede
224	337PE	912	11	9450	Lemedede
225	337PE	911	10	9439	Lemedede
226	337PE	910	38	9429	Lemedede
227	337PE	909	11	9391	Lemedede
228	337PE	908	14	9380	Lemedede
229	337PE	907	16	9366	Lemedede
230	337PE	906	12	9350	Lemedede
231	337PE	905	26	9338	Lemedede
232	337PE	904	17	9312	Lemedede
233	337PE	903	18	9295	Lemedede
234	337PE	902	14	9277	Lemedede
235	337PE	901	14	9263	Lemedede
236	337PE	900	12	9249	Lemedede
237	337PE	899	10	9237	Lemedede
238	337PE	898	8	9227	Lemedede

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
239	337PE	897	5	9219	Lemedede
240	337PE	896	6	9214	Lemedede
241	337PE	895	9	9208	Lemedede
242	337PE	894	22	9199	Lemedede
243	337PE	893	12	9177	Lemedede
244	337PE	892	25	9165	Lemedede
	337PE	891-653	700	9140	Lemedede
245	337PE	654	54	8440	Lemedede
246	337PE	653	6	8386	Lemedede
247	337PE	652	9	8380	Lemedede
248	337PE	651	5	8371	Lemedede
249	337PE	650	4	8366	Lemedede
250	337PE	649	6	8362	Lemedede
251	337PE	648	10	8356	Lemedede
252	337PE	647	32	8346	Lemedede
253	337PE	646	26	8314	Lemedede
254	337PE	645	15	8288	Lemedede
255	337PE	644	31	8273	Lemedede
256	337PE	643	48	8242	Lemedede
257	337PE	642	25	8194	Lemedede
258	337PE	641	7	8169	Lemedede
259	337PE	640	8	8162	Lemedede
260	337PE	639	6	8154	Lemedede
261	337PE	638	16	8148	Lemedede
262	337PE	637	6	8132	Lemedede
263	337PE	636	17	8126	Lemedede
264	337PE	635	44	8109	Lemedede
265	337PE	634	8	8065	Lemedede
266	337PE	633	35	8057	Lemedede
267	337PE	632	24	8022	Lemedede
268	337PE	631	10	7998	Lemedede
269	337PE	630	28	7988	Lemedede
270	337PE	629	14	7960	Lemedede
271	337PE	628	7	7946	Lemedede
272	337PE	627	6	7939	Lemedede
273	337PE	626	22	7933	Lemedede
274	337PE	625	30	7911	Lemedede
275	337PE	624	31	7881	Lemedede
276	337PE	623	12	7850	Lemedede
277	337PE	622	18	7838	Lemedede
278	337PE	621	10	7820	Lemedede
279	337PE	620	12	7810	Lemedede
280	337PE	619	8	7798	Lemedede
281	337PE	618	28	7790	Lemedede
282	337PE	617	10	7762	Lemedede
283	337PE	616	11	7752	Lemedede
284	337PE	615	8	7741	Lemedede
285	337PE	614	10	7733	Lemedede
286	337PE	613	2	7723	Lemedede
287	337PE	612	10	7721	Lemedede
288	337PE	611	19	7711	Lemedede
289	337PE	610	9	7692	Lemedede
290	337PE	609	6	7683	Lemedede
291	337PE	608	20	7677	Lemedede
292	337PE	607	9	7657	Lemedede
293	337PE	606	23	7648	Lemedede
294	337PE	605	16	7625	Lemedede
295	337PE	604	20	7609	Lemedede
296	337PE	603	8	7589	Lemedede
297	337PE	602	10	7581	Lemedede
298	337PE	601	15	7571	Lemedede
299	337PE	600	18	7556	Lemedede
300	337PE	599E	20	7538	MCNB

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
301	337PE	599D	37	7518	MCNB
302	337PE	599C	26	7481	MCNB
303	337PE	599B	15	7455	MCNB
304	337PE	599A	23	7440	MCNB
305	337PE	598	75	7417	MCNB
306	337PE	597		7342	MCNB
307	337PE	596		7342	MCNB
308	337PE	595	130	7342	MCNB
309	337PE	594		7212	MCNB
310	337PE	593		7212	MCNB
311	337PE	592		7212	MCNB
312	337PE	591	25	7212	MCNB
313	337PE	590	8	7187	MCNB
314	337PE	589	30	7179	MCNB
315	337PE	588	15	7149	MCNB
316	337PE	587	44	7134	MCNB
317	337PE	586	10	7090	MCNB
318	337PE	585	58	7080	MCNB
319	337PE	584	10	7022	MCNB
320	337PE	583	38	7012	MCNB
321	337PE	582	6	6974	MCNB
322	337PE	581	64	6968	MCNB
323	337PE	580	17	6904	MCNB
324	337PE	579	18	6887	MCNB
325	337PE	578	34	6869	MCNB
326	337PE	577	18	6835	MCNB
327	337PE	576	6	6817	MCNB
328	337PE	575	48	6811	MCNB
329	337PE	574	12	6763	MCNB
330	337PE	573	8	6751	MCNB
331	337PE	572	60	6743	MCNB
332	337PE	571		6683	MCNB
333	337PE	570	10	6683	MCNB
334	337PE	569	105	6673	MCNB
335	337PE	568		6568	MCNB
336	337PE	567		6568	MCNB
337	337PE	566		6568	MCNB
338	337PE	565		6568	MCNB
339	337PE	564		6568	MCNB
340	337PE	563		6568	MCNB
341	337PE	562		6568	MCNB
342	337PE	561	6568	MCNB	
343	337PE	560	8	6568	MCNB
344	337PE	559	19	6560	MCNB
345	337PE	558	13	6541	MCNB
346	337PE	557	20	6528	MCNB
347	337PE	556	12	6508	MCNB
348	337PE	555	75	6496	MCNB
349	337PE	554	12	6421	MCNB
350	337PE	553	165	6409	MCNB
351	337PE	552		6244	MCNB
352	337PE	551	16	6244	MCNB
353	337PE	550	10	6228	MCNB
354	337PE	549	14	6218	MCNB
355	337PE	548	10	6204	MCNB
356	337PE	547	23	6194	MCNB
357	337PE	546	18	6171	MCNB
358	337PE	545	19	6153	MCNB
359	337PE	544	10	6134	MCNB
360	337PE	543	13	6124	MCNB
361	337PE	542	16	6111	MCNB
362	337PE	541	32	6095	MCNB
363	337PE	540	19	6063	MCNB

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
364	337PE	539	124	6044	MCNB
365	337PE	538		5920	MCNB
366	337PE	537		5920	MCNB
367	337PE	536	14	5920	MCNB
368	337PE	535	5	5906	MCNB
369	337PE	534	110	5901	MCNB
370	337PE	533		5791	MCNB
371	337PE	532		5791	MCNB
372	337PE	531		5791	MCNB
373	337PE	530	7	5791	MCNB
374	337PE	529	58	5784	MCNB
375	337PE	528	8	5726	MCNB
376	337PE	527	6	5718	MCNB
377	337PE	526=354	9	5712	MCNB
378	337PE	525=353	62	5703	MCNB
379	337PE	352	17	5641	MCNB
380	337PE	351	10	5624	MCNB
381	337PE	350	15	5614	MCNB
382	337PE	349	17	5599	MCNB
383	337PE	348	15	5582	MCNB
384	337PE	347	6	5567	MCNB
385	337PE	346	20	5561	MCNB
386	337PE	345	15	5541	MCNB
387	337PE	344	10	5526	MCNB
388	337PE	343	15	5516	MCNB
389	337PE	342	9	5501	MCNB
390	337PE	341	8	5492	MCNB
391	337PE	340	2	5484	MCNB
392	337PE	339	20	5482	MCNB
393	337PE	338	10	5462	MCNB
394	337PE	337	20	5452	MCNB
395	337PE	336	20	5432	MCNB
396	337PE	335	2	5412	MCNB
397	337PE	334	30	5410	MCNB
398	337PE	333	12	5380	MCNB
399	337PE	332	13	5368	MCNB
400	337PE	331	17	5355	MCNB
401	337PE	330	47	5338	MCNB
402	337PE	329	80	5291	MCNB
403	337PE	328	15	5211	MCNB
404	337PE	327	17	5196	MCNB
405	337PE	326	15	5179	MCNB
406	337PE	325	20	5164	MCNB
407	337PE	324	20	5144	MCNB
408	337PE	323	24	5124	MCNB
409	337PE	322	20	5100	MCNB
410	337PE	321	10	5080	MCNB
411	337PE	320	3	5070	MCNB
412	337PE	319	6	5067	MCNB
413	337PE	318	17	5061	MCNB
414	337PE	317	13	5044	MCNB
415	337PE	316	10	5031	MCNB
416	337PE	315	2	5021	MCNB
417	337PE	314	30	5019	MCNB
418	337PE	313	4	4989	MCNB
419	337PE	312	4	4985	MCNB
420	337PE	311	20	4981	MCNB
421	337PE	310	16	4961	MCNB
422	337PE	309	5	4945	MCNB
423	337PE	308	2	4940	MCNB
424	337PE	307	10	4938	MCNB
425	337PE	306	15	4928	MCNB
426	337PE	305	35	4913	MCNB

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
427	337PE	304	10	4878	MCNB
428	337PE	303	30	4868	MCNB
429	337PE	302	12	4838	MCNB
430	337PE	301	5	4826	MCNB
431	337PE	300	17	4821	MCNB
432	337PE	299	20	4804	MCNB
433	337PE	298	10	4784	MCNB
434	337PE	297	60	4774	MCNB
435	337PE	296	8	4714	MCNB
436	337PE	295	50	4706	MCNB
437	337PE	294	4	4656	MCG
438	337PE	293	4	4652	MCG
439	337PE	292	3	4648	MCG
440	337PE	291	7	4645	MCG
441	337PE	290	6	4638	MCG
442	337PE	289	4	4632	MCG
443	337PE	288	4	4628	MCG
444	337PE	287	8	4624	MCG
445	337PE	286	9	4616	MCG
446	337PE	285	17	4607	MCG
447	337PE	284	3	4590	MCG
448	337PE	283	9	4587	MCG
449	337PE	282	2	4578	MCG
450	337PE	281	9	4576	MCG
451	337PE	280	15	4567	MCG
452	337PE	279	40	4552	MCG
453	337PE	278	8	4512	MCG
454	337PE	277	10	4504	MCG
455	337PE	276	10	4494	MCG
456	337PE	275	18	4484	MCG
457	337PE	274	24	4466	MCG
458	337PE	273	16	4442	MCG
459	337PE	272	10	4426	MCG
460	337PE	271	30	4416	MCG
461	337PE	270	10	4386	MCG
462	337PE	269	15	4376	MCG
463	337PE	268	15	4361	MCG
464	337PE	267	25	4346	MCG
465	337PE	266	10	4321	MCG
466	337PE	265	25	4311	MCG
467	337PE	264	10	4286	MCG
468	337PE	263	90	4276	MCG
469	337PE	262	15	4186	MCG
470	337PE	261	40	4171	MCG
471	337PE	260	5	4131	MCG
472	337PE	259	45	4126	MCG
473	337PE	258	5	4081	MCG
474	337PE	257	25	4076	MCG
475	337PE	256	18	4051	MCG
476	337PE	255	52	4033	MCG
477	337PE	254	10	3981	MCG
478	337PE	253	20	3971	MCG
479	337PE	252	10	3951	MCG
480	337PE	251	22	3941	MCG
481	337PE	250	10	3919	MCG
482	337PE	249	5	3909	MCG
483	337PE	248	20	3904	MCG
484	337PE	247	32	3884	MCG
485	337PE	246	25	3852	MCG
486	337PE	245	180	3827	MCG
487	337PE	244	10	3647	MCG
488	337PE	243	50	3637	MCG
489	337PE	242	10	3587	MCG

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
490	337PE	241	50	3577	MCG
491	337PE	240	10	3527	MCG
492	337PE	239	18	3517	MCG
493	337PE	238	10	3499	MCG
494	337PE	237	85	3489	MCG
495	337PE	236	10	3404	MCG
496	337PE	235	25	3394	MCG
497	337PE	234	10	3369	MCG
498	337PE	233	48	3359	MCG
499	337PE	232	10	3311	MCG
500	337PE	231	45	3301	MCG
501	337PE	230	15	3256	MCG
502	337PE	229	28	3241	MCG
503	337PE	228	9	3213	MCG
504	337PE	227	25	3204	MCG
505	337PE	226	7	3179	MCG
506	337PE	225	75	3172	MCG
507	337PE	224	8	3097	MCG
508	337PE	223	6	3089	MCG
509	337PE	222	10	3083	MCG
510	337PE	221	35	3073	MCG
511	337PE	220	10	3038	MCG
512	337PE	219	110	3028	MCG
513	337PE	218	15	2918	MCG
514	337PE	217	15	2903	MCG
515	337PE	216	15	2888	MCG
516	337PE	215	90	2873	MCG
517	337PE	215B	25	2783	MCG
518	337PE	214	30	2758	MCG
519	337PE	213	28	2728	MCG
520	337PE	212	14	2700	MCG
521	337PE	211	14	2686	MCG
522	337PE	210	5	2672	MCG
523	337PE	209	18	2667	MCG
524	337PE	208	10	2649	MCG
525	337PE	207	15	2639	MCG
526	337PE	206	10	2624	MCG
527	337PE	205	15	2614	MCG
528	337PE	204	16	2599	MCG
529	337PE	203	26	2583	MCG
530	337PE	202	5	2557	MCG
531	337PE	201	5	2552	MCG
532	337PE	200	5	2547	MCG
533	337PE	199	5	2542	MCG
534	337PE	198	5	2537	MCG
535	337PE	197	5	2532	MCG
536	337PE	196=121	16	2527	MCG
537	337PE	120	8	2511	MCUP
538	337PE	119	9	2503	MCUP
539	337PE	118	5	2494	MCUP
540	337PE	117	15	2489	MCUP
541	337PE	116	14	2474	MCUP
542	337PE	115	15	2460	MCUP
543	337PE	114	60	2445	MCUP
544	337PE	113	41	2385	MCUP
545	337PE	112	4	2344	MCUP
546	337PE	111	12	2340	MCUP
547	337PE	110	50	2328	MCUP
548	337PE	109	17	2278	MCUP
549	337PE	108	33	2261	MCUP
550	337PE	107	10	2228	MCUP
551	337PE	106	50	2218	MCUP
552	337PE	105	12	2168	MCUP

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade
553	337PE	104	14	2156	MCUP
554	337PE	103	12	2142	MCUP
555	337PE	102	20	2130	MCUP
556	337PE	101	9	2110	MCUP
557	337PE	100	23	2101	MCUP
558	337PE	99	8	2078	MCUP
559	337PE	98	12	2070	MCUP
560	337PE	97	25	2058	MCUP
561	337PE	96	4	2033	MCUP
562	337PE	95	20	2029	MCUP
563	337PE	94	23	2009	MCUP
564	337PE	93	22	1986	MCUP
565	337PE	92	16	1964	MCUP
566	337PE	91	19	1948	MCUP
567	337PE	90	16	1929	MCUP
568	337PE	89	7	1913	MCUP
569	337PE	88	17	1906	MCUP
570	337PE	87	8	1889	MCUP
571	337PE	86	6	1881	MCUP
572	337PE	85	10	1875	MCUP
573	337PE	84	40	1865	MCUP
574	337PE	83	20	1825	MCUP
575	337PE	82	24	1805	MCUP
576	337PE	81	7	1781	MCUP
577	337PE	80	10	1774	MCUP
578	337PE	79	8	1764	MCUP
579	337PE	78	23	1756	MCUP
580	337PE	77	10	1733	MCUP
581	337PE	76	20	1723	MCUP
582	337PE	75	6	1703	MCUP
583	337PE	74	16	1697	MCUP
584	337PE	73	13	1681	MCUP
585	337PE	72	31	1668	MCUP
586	337PE	71	12	1637	MCUP
587	337PE	70	15	1625	MCUP
588	337PE	69	10	1610	MCUP
589	337PE	68	24	1600	MCUP
590	337PE	67	34	1576	MCUP
591	337PE	66	8	1542	MCUP
592	337PE	65	9	1534	MCUP
593	337PE	64	33	1525	MCUP
594	337PE	63	12	1492	MCUP
595	337PE	62	4	1480	MCUP
596	337PE	61	22	1476	MCUP
597	337PE	60	40	1454	MCUP
598	337PE	59	17	1414	MCUP
599	337PE	58	6	1397	MCUP
600	337PE	57	8	1391	MCUP
601	337PE	56	17	1383	MCUP
602	337PE	55	20	1366	MCUP
603	337PE	54	32	1346	MCUP
604	337PE	53	32	1314	MCUP
605	337PE	52	33	1282	MCUP
606	337PE	51	45	1249	MCUP
607	337PE	50	15	1204	MCUP
608	337PE	49	7	1189	MCUP
609	337PE	48	2	1182	MCUP
610	337PE	47	6	1180	MCUP
611	337PE	46	18	1174	MCUP
612	337PE	45	12	1156	MCUP
613	337PE	44	4	1144	MCUP
614	337PE	43	8	1140	MCUP
615	337PE	42	4	1132	MCUP

Ordem	Seção	camadas	esp camada	esp total	Unidade	
616	337PE	41	11	1128	MCUP	
617	337PE	40	40	1117	MCUP	
618	337PE	39	20	1077	MCUP	
619	337PE	38	17	1057	MCUP	
620	337PE	37	15	1040	MCUP	
621	337PE	36	25	1025	MCUP	
622	337PE	35	14	1000	MCUP	
623	337PE	34	20	986	MCUP	
624	337PE	33	50	966	MCUP	
625	337PE	32	31	916	MCUP	
626	337PE	31	19	885	MCUP	
627	337PE	30	16	866	MCUP	
628	337PE	29	20	850	MCUP	
629	337PE	28	20	830	MCUP	
630	337PE	27	43	810	MCUP	
631	337PE	26	6	767	MCUP	
632	337PE	25	29	761	MCUP	
633	337PE	24	7	732	MCUP	
634	337PE	23	7	725	MCUP	
635	337PE	22	57	718	MCUP	
636	337PE	21	19	661	MCUP	
637	337PE	20	6	642	MCUP	
638	337PE	19	30	636	MCUP	
639	337PE	18	250	606	MCUP	
640	337PE	17		356	MCUP	
641	337PE	16		356	MCUP	
642	337PE	15		356	MCUP	
643	337PE	14		356	MCUP	
644	337PE	13		356	MCUP	
645	337PE	12		356	MCUP	
646	337PE	11		356	MCUP	
647	337PE	10		356	MCUP	
648	337PE	9		356	MCUP	
649	337PE	8		356	MCUP	
650	337PE	7		356	MCUP	
651	337PE	6		356	MCUP	
652	337PE	5		356	MCUP	
653	337PE	4		356	MCUP	
654	337PE	3		35	356	MCUP
655	337PE	2		10	321	MCUP
656	337PE	500=1	34	311	MCUP	
657	337SIN	499	17	277	MCUP	
658	337SIN	498	24	260	MCUP	
659	337SIN	497	4	236	MCUP	
660	337SIN	496	40	232	MCUP	
661	337SIN	495	16	192	MCUP	
662	337SIN	494	16	176	MCUP	
663	337SIN	493	12	160	MCUP	
664	337SIN	492	36	148	MCUP	
665	337SIN	491	32	112	MCUP	
666	337SIN	490	80	80	Água Madeiros	

ANEXO C

Listagem das amostras de rocha coletadas em Peniche

Ordem	Seção	camada	Litologia
1	337 SIN	490	calcário
2	337 SIN	491	marga
3	337 SIN	495	marga
4	337 SIN	496	calcário
5	337 SIN	499	marga
6	337 SIN	500	calcário
7	337PE	18	marga
8	337PE	21	calcário
9	337PE	22b	marga
10	337PE	22t	marga
11	337PE	27	marga
12	337PE	31	calcário
13	337PE	32b	marga
14	337PE	32t	marga
15	337PE	34	marga
16	337PE	35	calcário
17	337PE	37	calcário
18	337PE	38	marga
19	337PE	39	calcário
20	337PE	40	marga
21	337PE	41	calcário
22	337PE	45	calcário
23	337PE	46	marga
24	337PE	51b	calcário
25	337PE	51t	calcário
26	337PE	52	marga
27	337PE	54	marga
28	337PE	55	calcário
29	337PE	59	calcário
30	337PE	60	marga
31	337PE	63	calcário
32	337PE	68	marga
33	337PE	69	calcário
34	337PE	70	marga
35	337PE	73	marga
36	337PE	75	calcário
37	337PE	76m	marga
38	337PE	79	calcário
39	337PE	80	marga
40	337PE	82	marga
41	337PE	83	calcário
42	337PE	84	marga
43	337PE	87	calcário
44	337PE	91	calcário
45	337PE	92	marga
46	337PE	94	marga
47	337PE	98	calcário
48	337PE	102	marga
49	337PE	105	calcário

Ordem	Seção	camada	Litologia
50	337PE	106t	marga
51	337PE	108	marga
52	337PE	109	calcário
53	337PE	110	marga
54	337PE	113	calcário
55	337PE	117	calcário
56	337PE	120	marga
57	337PE	121/196	calcário
58	337PE	203	marga
59	337PE	207	marga
60	337PE	209	marga
61	337PE	210	calcário
62	337PE	213	marga
63	337PE	214	calcário
64	337PE	215	marga
65	337PE	216	calcário
66	337PE	219	marga
67	337PE	220	calcário
68	337PE	221	marga
69	337PE	224	calcário
70	337PE	225	marga
71	337PE	227	marga
72	337PE	228	calcário
73	337PE	229	marga
74	337PE	231	marga
75	337PE	234	calcário
76	337PE	235	marga
77	337PE	236	calcário
78	337PE	237	marga
79	337PE	239	marga
80	337PE	241	marga
81	337PE	244	calcário
82	337PE	245b	marga
83	337PE	245t	marga
84	337PE	246	calcário
85	337PE	249	marga
86	337PE	251	marga
87	337PE	253	marga
88	337PE	254	calcário
89	337PE	255	marga
90	337PE	257(1)	marga
91	337PE	257t	marga
92	337PE	258	calcário
93	337PE	261	marga
94	337PE	262	calcário
95	337PE	263	marga
96	337PE	266	calcário
97	337PE	267	marga
98	337PE	274	marga
99	337PE	275	marga
100	337PE	279	marga
101	337PE	281	marga

Ordem	Seção	camada	Litologia
102	337PE	285(1)	marga
103	337PE	285(2)	marga
104	337PE	287	calcário
105	337PE	295	marga
106	337PE	296	calcário
107	337PE	297	marga
108	337PE	298	calcário
109	337PE	301	marga
110	337PE	302	calcário
111	337PE	306	calcário
112	337PE	308	marga
113	337PE	314	calcário
114	337PE	317	marga
115	337PE	318	marga
116	337PE	319	marga
117	337PE	323	calcário
118	337PE	324	marga
119	337PE	328	calcário
120	337PE	329	marga
121	337PE	333	calcário
122	337PE	335	marga
123	337PE	340	marga
124	337PE	343	calcário
125	337PE	344	marga
126	337PE	351	marga
127	337PE	354/526	calcário
128	337PE	529	marga
129	337PE	536	calcário
130	337PE	537	marga
131	337PE	541t	marga
132	337PE	545	marga
133	337PE	546	calcário
134	337PE	551	marga
135	337PE	554	calcário
136	337PE	555	marga
137	337PE	558	calcário
138	337PE	559t	marga
139	337PE	561	marga
140	337PE	570	calcário
141	337PE	579t	marga
142	337PE	580	calcário
143	337PE	584	folhelho
144	337PE	588t	marga
145	337PE	589	marga
146	337PE	591	marga
147	337PE	595	marga
148	337PE	599a	marga
149	337PE	599b	marga
150	337PE	599c	marga
151	337PE	599d	marga
152	337PE	599e	marga
153	337PE	599t	marga

Ordem	Seção	camada	Litologia
154	337PE	600	calcário
155	337PE	603	marga
156	337PE	605	marga
157	337PE	606	calcário
158	337PE	608	calcário
159	337PE	611	calcário
160	337PE	614	calcário
161	337PE	617	marga
162	337PE	618	calcário
163	337PE	622	calcário
164	337PE	625	marga
165	337PE	633	calcário
166	337PE	631	marga
167	337PE	634	marga
168	337PE	635	calcário
169	337PE	636	calcário
170	337PE	642	calcário
171	337PE	646	marga
172	337PE	654	calcário
173	337PE	892	calcário
174	337PE	893	marga
175	337PE	895	marga
176	337PE	898	calcário
177	337PE	900	calcário
178	337PE	902	calcário
179	337PE	903	marga
180	337PE	904	calcário
181	337PE	905	marga
182	337PE	906	calcário
183	337PE	907	marga
184	337PE	908	calcário
185	337PE	912	calcário
186	337PE	913	marga
187	337PE	914	calcário
188	337PE	916	calcário
189	337PE	917	marga
190	337PE	920	calcário
191	337PE	921	marga
192	337PE	923b	marga
193	337PE	924	calcário
194	337PE	925t	marga
195	337PE	926	calcário
196	337PE	930	marga
197	337PE	934	calcário
198	337PE	938	calcário
199	337PE	939	marga
200	337PE	940	calcário
201	337PE	943	marga
202	337PE	944	calcário
203	337PE	945	marga
204	337PE	946(1)	calcário
205	337PE	946(2)	calcário

Ordem	Seção	camada	Litologia
206	337PE	947	marga
207	337PE	948	calcário
208	337PE	949	marga
209	337PE	950/960X	calcário
210	337PE	951b/961bX	marga
211	337PE	952t/962tX	marga
212	337PE	950/960	calcário
213	337PE	951/961	marga
214	337PE	952/962	calcário
215	337PE	965	marga
216	337PE	970	calcário
217	337PE	972	calcário
218	337PE	974	calcário
219	337PE	975	marga
220	337PE	976	calcário
221	337PE	977	marga
222	337PE	978	calcário
223	337PE	979	marga
224	337PE	980	calcário
225	337PE	981	marga
226	337PE	982	calcário
227	337PE	983t	marga
228	337PE	984	calcário
229	337PE	985	marga
230	337PE	986	calcário
231	337PE	988	calcário
232	337PE	992	calcário
233	337PE	994	calcário
234	337PE	996	calcário
235	337PE	998	calcário
236	337P	4	marga
237	337P	5t	marga
238	337P	7	marga
239	337P	9	marga
240	337P	13b	marga
241	337P	13m	marga
242	337P	13t	marga
243	337P	15m	marga
244	337P	15t	marga
245	337P	16 (337PE1000)	calcário
246	337P	17	marga
247	337P	18	marga
248	337P	19	marga
249	337P	20b	calcário
250	337P	20m	marga
251	337P	20t	marga
252	337P	20t	calcário
253	337P	22m	marga
254	337P	23	marga
255	337P	24	marga
256	337P	24t	marga
257	337P	24	calcário

Ordem	Seção	camada	Litologia
258	337P	24T(3)	calcário
259	337P	25B	marga
260	337P	27T	calcário
261	337P	27	marga
262	337P	28m	calcário
263	337P	28b	marga
264	337P	28c	marga
265	337P	28e	marga
266	337P	28t	marga
267	337P	29	calcário
268	337P	30	marga
269	337P	30t	marga
270	337P	31(1)	folhelho
271	337P	31	folhelho
272	337P	34	marga
273	337P	35	calcarenito
274	337P	36	marga
275	337P	40b	marga
276	337P	40b(3)	marga
277	337P	40t	marga
278	337P	40t(3)	marga
279	337P	41	marga
280	337P	41(3)	marga
281	337P	42	folhelho
282	337P	45	marga
283	337P	45(3)	marga
284	337P	51b	marga
285	337P	51t	marga
286	337P	51(3)	marga
287	337P	53	marga
288	337P	53t	marga
289	337P	56	calcário
290	337P	57b	marga
291	337P	57t	marga
292	337P	58	marga
293	337P	58(3)	calcário
294	337P	59	marga
295	337P	60	marga
296	337P	61t	marga
297	337P	62	calcário
298	337P	63	marga
299	337P	67	marga
300	337P	67t	calcário
301	337P	69	calcarenito
302	337P	73(1)	marga
303	337P	73(2)	marga
304	337P	77(3)	calcarenito
305	337P	77	marga
306	337P	80(3)	calcarenito
307	337P	81b	marga
308	337P	82	calcário
309	337P	85	marga

Ordem	Seção	camada	Litologia
310	337P	86	calcário
311	337P	88b	marga
312	337P	89	calcário
313	337P	90	marga
314	337P	93B	marga
315	337P	96	calcário
316	337P	98	calcarenito
317	337P	99	marga
318	337P	100	calcário
319	337P	101B	marga
320	337P	101T	marga
321	337P	111	marga
322	337P	115	marga
323	337P	116	calcário
324	337P	117	marga
325	337P	118T	calcarenito
326	337P	119B	marga
327	337P	121	marga
328	337P	122	calcarenito
329	337P	123	marga
330	337P	124	calcarenito
331	337P	125	marga
332	337P	126	calcário
333	337P	127T	marga
334	337P	131	marga
335	337P	132T	marga
336	337P	133	calcarenito
337	337P	134M	marga
338	337P	136	marga
339	337P	138B	marga
340	337P	143	marga
341	337P	144	calcário
342	337P	145	marga
343	337P	149	marga
344	337P	150(149+1,7m)	marga
345	337P	151(149+2,05m)	marga
346	337P	396	marga
347	337P	397	marga
348	337P	398	marga
349	337P	402	marga
350	337P	406	marga
351	337P	412	marga

ANEXO D - DISTRIBUIÇÃO BIOESTRATIGRÁFICA DOS NANOFÓSSEIS NA SEÇÃO PLIENSBACQUIANO - TOARCIANO INFERIOR DE PENICHE

Autor: Luiz Carlos Veiga de Oliveira

CÓDIGO DA AMOSTRA	AMOSTRA	CRONOESTRATIGRAFIA	BIOZONAS	BIOEVENTOS		DIVERSIDADE ESPECÍFICA
				Principais	Secundários	
200505235	P151	Toarciano inferior	NJ6	C. superbus	15	1. Crepidolithus crassus
200505236	P150					2. Crepidolithus plienbachensis
200505237	P149		3. Mezapanela profensa			
200505239	P143		4. Parahabibolus lasicus			
200505252	P111		5. Schizosphaerella spp.			
200402488	P88b		6. Similiscutum cruciatus			
200402483	P67		7. Similiscutum orbiculus			
200402482	P63		8. Tubifhabidus pabulus			
200402474	P51t		9. Crepidolithus granulatus			
200402473	P51b		10. Crepidolithus timorensis			
200406324	P42		11. Crucifhabidus pyriformis			
200402470	P40t		12. Calcivascularis jansae			
200406323	P31(2)		13. Orthogonoides hamiltoniae			
200402466	P31(1)		14. Parahabibolus robustus			
200402464	P30		15. Mezapanela pulla			
200402463	P27		16. Mitrolithus elegans			
200402457	P20m		17. Similiscutum avitum			
200402456	P19		18. Crepidolithus spp.			
200402452	P15m		19. Crepidolithus perforata			
200402449	P13b		20. Biscutum dubium			
200402446	P5t	21. Biscutum finchii				
200402445	P4	22. Biscutum grande				
200406322	P1	23. Biscutum novum				
200406321	PE983t	24. Bussenus pinisii				
200406319	PE979	25. Calyculus spp.				
200406317	PE975	26. Crepidolithus impontus				
200406316	PE965	27. Lotharingus hauffii				
200406313	PE951bx	28. Lotharingus sigillatus				
200406311	PE947	29. Lotharingus velatus AFF				
200407606	PE943	30. Apopodochabidus saurus				
200407605	PE939	31. Lotharingus frodoii				
200407603	PE925t	32. Lotharingus umbrielis				
200407602	PE923b	33. Carinolithus spp.				
200407601	PE921	34. Lotharingus crucicentralis ExGr				
200407600	PE917	35. Lotharingus barozii				
200407599	PE913	36. Carinolithus poulabronnei				
200407598	PE907	37. Calyculus noellae				
200407595	PE895	38. Lotharingus crucicentralis				
200407591	PE636	39. Biscutum intermedium				
200407590	PE634	40. Lotharingus velatus				
200407582	PE599e	41. Mitrolithus lenticularis				
200407580	PE599c	42. Biscutum spp.				
200407578	PE599a	43. Crepidolithus sp.				
200407577	PE589	44. Lotharingus sigillatus AFF				
200407573	PE561	45. Lotharingus crucicentralis AFF				
200407567	PE537	46. Lotharingus barozii AFF				
200407566	PE529	47. Lotharingus hauffii AFF				
200407562	PE351	48. Crepidolithus cavus				
200407561	PE344	49. Calyculus noellae recondita				
200407558	PE329	50. Carinolithus superbus				
200407556	PE319					
200407551	PE295					
200402247	PE275					
200402244	PE261					
200402241	PE253					
200402237	PE245b					
200402233	PE235					
200402230	PE227					
200402229	PE225					
200402228	PE221					
200402227	PE219					
200402226	PE215					
200407546	PE213					
200407545	PE209					
200407540	PE108					
200407536	PE92					
200407535	PE84					
200407533	PE80					
200407528	PE60					
200407524	PE40					
200407522	PE34					
200407521	PE32t					
200407520	PE32b					
200407519	PE27					
200407518	PE22t					
200407517	PE22b					
200407516	PE18					
200407565	SIN499					
200407564	SIN495					
200407563	SIN491					

ANEXO E - LISTA DE NANOFÓSSEIS POR AMOSTRA

ORIGEM: PENICHE
BIOESTRATÍGRAFO: LUIZ CARLOS VEIGA DE OLIVEIRA
No. AMOSTRAS: 80

Amostra: PENICHE 337 SIN491
Nº amostra: 200407563
Biozona: INDETERMINADA
Tubirhabdus patulus [RA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Pobre
Observações: Raríssimos fósseis; intensa recristalização.

Amostra: PENICHE 337 SIN495
Nº amostra: 200407564
Biozona: INDETERMINADA
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Mitrolithus elegans ? [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Tubirhabdus patulus [RA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Pobre
Observações: Raros fósseis. Intensa recristalização.

Amostra: PENICHE 337 SIN499
Nº amostra: 200407565
Biozona: NJ3
Calcivascularis jansae [RA]
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus granulatus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Crepidolithus spp. [RA]
Crucirhabdus primulus ? [RA]
Mitrolithus elegans [CO]
Parhabdolithus liasicus [CO]
Parhabdolithus robustus [RA]
Tubirhabdus patulus [RA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Pobre
Observações: Raríssimos fósseis e intensa recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE18
Nº amostra: 200407516
Biozona: NJ3
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Mitrolithus elegans ? [RA]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Schizosphaerella spp. [RA]
Tubirhabdus patulus [RA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Pobre
Observações: Raros fósseis, recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE22B
Nº amostra: 200407517

Biozona: NJ3
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [RA]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Schizosphaerella spp. [RA]
Tubirhabdus patulus [RA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Pobre
Observações: Intensa recristalização .

Amostra: PENICHE 337 PE22T
Nº amostra: 200407518
Biozona: NJ3
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Mitrolithus elegans [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [FR]
Tubirhabdus patulus [RA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Pobre

Amostra: PENICHE 337 PE27
Nº amostra: 200407519
Biozona: NJ3
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [CO]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [CO]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [FR]
Tubirhabdus patulus [RA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Pobre

Amostra: PENICHE 337 PE32B
Nº amostra: 200407520
Biozona: NJ3
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [CO]
Calcivascularis jansae [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [CO]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [AB]
Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Regular
Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337 PE32T

Nº amostra: 200407521

Biozona: NJ3

Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [RA]
Calcivascularis jansae [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [CO]
Schizosphaerella spp. [CO]
Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Observações: Intensa recristalização

Amostra: PENICHE 337 PE34

Nº amostra: 200407522

Biozona: NJ3

Crepidolithus crassus [CO]
Crepidolithus plienschbachensis [CO]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [RA]
Calcivascularis jansae [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [CO]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [MA]
Tubirhabdus patulus [CO]

Preservação: Regular

Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE 40

Nº amostra: 200407524

Biozona: NJ3

Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [RA]
Calcivascularis jansae [RA]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Schizosphaerella spp. [FR]
Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337 PE60

Nº amostra: 200407528

Biozona: NJ3

Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Mitrolithus elegans [FR]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [FR]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [AB]
Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Observações: Recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE80

Nº amostra: 200407533

Biozona: NJ3

Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [CO]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [CO]
Calcivascularis jansae [RA]
Parhabdolithus liasicus [FR]
Schizosphaerella spp. [AB]
Tubirhabdus patulus [FR]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337 PE84

Nº amostra: 200407535

Biozona: NJ3

Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus granulatus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [CO]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [CO]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [AB]
Tubirhabdus patulus [CO]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337 PE92

Nº amostra: 200407536

Biozona: NJ4a

Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus granulatus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [CO]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [CO]
Calcivascularis jansae [CO]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [CO]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [AB]
Similiscutum cruciulus [RA]
Tubirhabdus patulus [CO]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337 PE108

Nº amostra: 200407540

Biozona: NJ4a

Crepidolithus crassus [FR]
Crepidolithus granulatus [CO]
Crepidolithus plienschbachensis [CO]
Mitrolithus elegans [RA]
Calcivascularis jansae [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]

Parhabdolithus liasicus [CO]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [MA]
Similiscutum cruciulus [RA]
Tubirhabdus patulus [CO]
Preservação: Ruim
Riqueza: Abundante
Observações: Recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE209
Nº amostra: 200407545
Biozona: NJ4a
Bussonius prinsii [RA]
Crepidolithus crassus [CO]
Crepidolithus granulatus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [RA]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [CO]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Schizosphaerella spp. [AB]
Similiscutum cruciulus [RA]
Similiscutum orbiculus [RA]
Tubirhabdus patulus [RA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Comum
Observações: Recristalização intensa.

Amostra: PENICHE 337 PE213
Nº amostra: 200407546
Biozona: NJ4a
Crepidolithus crassus [FR]
Crepidolithus granulatus [FR]
Crepidolithus plienschbachensis [CO]
Calcivascularis jansae [RA]
Mitrolithus lenticularis [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [FR]
Schizosphaerella spp. [AB]
Similiscutum avitum [RA]
Similiscutum cruciulus [RA]
Similiscutum orbiculus [RA]
Tubirhabdus patulus [RA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337 PE215
Nº amostra: 200402226
Biozona: NJ4a
Crepidolithus crassus [FR]
Crepidolithus plienschbachensis [CO]
Mazaganella protensa ? [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [FR]
Schizosphaerella spp. [AB]
Similiscutum cruciulus [CO]
Similiscutum orbiculus [CO]
Tubirhabdus patulus [FR]
Preservação: Ruim
Riqueza: Comum

Observações: Intensa recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE219
Nº amostra: 200402227
Biozona: NJ4a
Crepidolithus crassus [FR]
Crepidolithus granulatus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [FR]
Crepidolithus timorensis [RA]
Crucirhabdus primulus [CO]
Calcivascularis jansae [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [FR]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [MA]
Similiscutum cruciulus [CO]
Similiscutum orbiculus [FR]
Tubirhabdus patulus [FR]
Preservação: Ruim
Riqueza: Comum
Observações: Recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE221
Nº amostra: 200402228
Biozona: NJ4a
Calcivascularis jansae [RA]
Crepidolithus crassus [FR]
Crepidolithus granulatus [FR]
Crepidolithus plienschbachensis [CO]
Crucirhabdus primulus [CO]
Mazaganella pulla [RA]
Mitrolithus elegans [RA]
Parhabdolithus liasicus [FR]
Parhabdolithus robustus [RA]
Schizosphaerella spp. [MA]
Similiscutum cruciulus [CO]
Tubirhabdus patulus [FR]
Preservação: Ruim
Riqueza: Comum
Observações: Recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE225
Nº amostra: 200402229
Biozona: NJ4a
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus plienschbachensis [1]
Crucirhabdus primulus [1]
Mitrolithus elegans [1]
Calcivascularis jansae [1]
Mitrolithus lenticularis ? [1]
Orthogonoides hamiltoniae [1]
Parhabdolithus liasicus [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Tubirhabdus patulus [1]
Preservação: Regular
Riqueza: Comum
Observações: Maior quantidade de *Mitrolithus* em relação às lâminas anteriores.

Amostra: PENICHE 337 PE 227

Nº amostra: 200402230

Biozona: NJ4a

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Crepidolithus plienschbachensis [1]

Crucirhabdus primulus [1]

Mazaganella pulla [1]

Mitrolithus elegans [1]

Calcivascularis jansae [1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Parhabdololithus liasicus [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum avitum [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Observações: Intensa recristalização, má preservação.

Amostra: PENICHE 337 PE235

Nº amostra: 200402233

Biozona: NJ4a

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Crepidolithus perforata ? [1]

Crepidolithus plienschbachensis [1]

Crucirhabdus primulus [1]

Mitrolithus elegans [1]

Calcivascularis jansae [1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Parhabdololithus liasicus [1]

Parhabdololithus robustus [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum avitum [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Regular

Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE245B

Nº amostra: 200402237

Biozona: Nj4a

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Crepidolithus plienschbachensis [1]

Crucirhabdus primulus [1]

Mazaganella pulla [1]

Mitrolithus elegans [1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Parhabdololithus liasicus [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum avitum [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Observações: Intensa recristalização, má preservação.

Amostra: PENICHE 337 PE253

Nº amostra: 200402241

Biozona: Nj4a

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Crepidolithus plienschbachensis [1]

Calcivascularis jansae [1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Parhabdololithus liasicus [1]

Parhabdololithus robustus [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum avitum [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337 PE261

Nº amostra: 200402244

Biozona: NJ4a

Crepidolithus crassus [AB]

Crepidolithus granulatus [CO]

Crepidolithus plienschbachensis [RA]

Crepidolithus spp. [CO]

Crucirhabdus primulus [1]

Mitrolithus elegans [1]

Calcivascularis jansae [1]

Parhabdololithus liasicus [1]

Parhabdololithus robustus ? [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Abundante

Observações: Intensa recristalização. Abundantes *Crepidolithus*, principalmente *crassus*; poucos *plienschbachensis* e muitos exemplares de *Crepidolithus* (?) com grande abertura central.

Amostra: PENICHE 337 PE275

Nº amostra: 200402247

Biozona: Nj4a

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Crepidolithus perforata [1]

Crepidolithus plienschbachensis [1]

Mitrolithus elegans [1]

Calcivascularis jansae [1]

Mitrolithus lenticularis ? [1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Parhabdololithus liasicus [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Similiscutum orbiculus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337 PE295

Nº amostra: 200407551

Biozona: Nj4a

Biscutum spp. [RA]

Crepidolithus crassus [CO]

Crepidolithus granulatus [RA]

Crepidolithus plienschbachensis [RA]

Crucirhabdus primulus [RA]

Calcivascularis jansae [CO]

Parhabdololithus liasicus [RA]

Parhabdololithus robustus [RA]

Schizosphaerella spp. [AB]

Similiscutum avitum [RA]

Similiscutum cruciulus [RA]

Similiscutum orbiculus [RA]

Tubirhabdus patulus [CO]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Observações: Presença de cristais de dolomita.

Amostra: PENICHE 337 PE319

Nº amostra: 200407556

Biozona: NJ4a

Crepidolithus crassus [AB]

Crepidolithus granulatus [CO]

Crepidolithus plienschbachensis [RA]

Crepidolithus cavus [CO]

Calcivascularis jansae [RA]

Mitrolithus lenticularis [RA]

Orthogonoides hamiltoniae [CO]

Parhabdololithus liasicus [RA]

Schizosphaerella spp. [AB]

Similiscutum avitum [RA]

Similiscutum cruciulus [CO]

Similiscutum orbiculus [CO]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Observações: Cristais de dolomita. Presença frequente de *Crepidolithus* (forma robusta).

Amostra: PENICHE 337 PE329

Nº amostra: 200407558

Biozona: NJ4a

Biscutum sp.[1]

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Crucirhabdus primulus [1]

Lotharingius sigillatus AFF.[1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Parhabdololithus liasicus [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Observações: *Biscutum* sp.= *Biscutum finchii* forma pequena[1]

Cristais de dolomita. Presença de formas robustas de *C. crassus*.

Amostra: PENICHE 337 PE344

Nº amostra: 200407561

Biozona: NJ4a

Crepidolithus crassus [AB]

Crepidolithus granulatus [1]

Crepidolithus cavus [1]

Mitrolithus elegans [RA]

Calcivascularis jansae [RA]

Mitrolithus lenticularis [1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Parhabdololithus liasicus [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Observações: Formas robustas de *Crepidolithus*. Abundantes cristais de dolomita.

Amostra: PENICHE 337 PE351

Nº amostra: 200407562

Biozona: NJ4a

Crepidolithus crassus [AB]

Crepidolithus granulatus [CO]

Crepidolithus sulcatus [RA]

Lotharingius crucicentralis AFF.[1]

Mitrolithus elegans [1]

Calcivascularis jansae [RA]

Mitrolithus lenticularis [CO]

Parhabdololithus liasicus [1]

Parhabdololithus robustus [1]

Schizosphaerella spp. [MA]

Similiscutum cruciulus [1]

Tubirhabdus patulus [CO]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Observações: Abundante em *Crepidolithus* forma robusta. Cristais de dolomita. *Lotharingius* aff. *L. crucicentralis* = pequeno, elíptico, área central pequena, com cruz fina.

Amostra: PENICHE 337 PE529

Nº amostra: 200407566

Biozona: NJ4a

Biscutum dubium [1]

Biscutum finchii [1]

Biscutum grande [1]

Biscutum novum [1]

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Crepidolithus spp. [1]

Crucirhabdus primulus [1]

Lotharingius barozii AFF.[1]

Lotharingius barozii [1]

Lotharingius crucicentralis AFF.[1]

Lotharingius hauffii AFF.[1]

Mitrolithus elegans [1]

Calcivascularis jansae [CO]
Mitrolithus lenticularis [1]
Parhabdolithus liasicus [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Similiscutum orbiculus [1]
Preservação: Regular
Riqueza: Comum
Observações: Presença *Crepidolithus* forma robusta.

Amostra: PENICHE 337 PE537

Nº amostra: 200407567

Biozona: NJ4a

Biscutum dubium [RA]

Biscutum grande [RA]

Biscutum spp. [RA]

Crepidolithus crassus [CO]

Crepidolithus granulatus [FR]

Crepidolithus plienschbachensis [CO]

Mitrolithus elegans [CO]

Calcivascularis jansae [RA]

Parhabdolithus liasicus [FR]

Parhabdolithus robustus [RA]

Schizosphaerella spp. [AB]

Similiscutum cruciulus [CO]

Similiscutum orbiculus [CO]

Tubirhabdus patulus [CO]

Preservação: Regular

Riqueza: Abundante

Observações: *Biscutum* spp. (*Biscutum* aff. *B. novum*?).

Amostra: PENICHE 337 PE561

Nº amostra: 200407573

Biozona: NJ4b

Biscutum dubium [1]

Biscutum finchii [1]

Biscutum grande [1]

Biscutum novum [1]

Crepidolithus cavus [1]

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Crepidolithus plienschbachensis [1]

Mitrolithus elegans [1]

Parhabdolithus liasicus [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum avitum [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Similiscutum orbiculus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Boa

Riqueza: Abundante

Observações: Presença de formas robustas de *Crepidolithus*. Predomínio de *Crepidolithus*.

Amostra: PENICHE 337 PE589

Nº amostra: 200407577

Biozona: NJ4b

Biscutum finchii [RA]

Crepidolithus cavus [RA]

Crepidolithus crassus [RA]

Crepidolithus granulatus [FR]

Calcivascularis jansae [RA]

Parhabdolithus liasicus [FR]

Schizosphaerella spp. [CO]

Similiscutum avitum [RA]

Similiscutum cruciulus [FR]

Similiscutum orbiculus [RA]

Tubirhabdus patulus [FR]

Preservação: Boa

Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE599A

Nº amostra: 200407578

Biozona: NJ4b

Biscutum finchii [1]

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [CO]

Crucirhabdus primulus [RA]

Lotharingius crucicentralis AFF.[1]

Lotharingius crucicentralis Ex.GR.[1]

Lotharingius sigillatus AFF.[CO]

Calcivascularis jansae [RA]

Mitrolithus lenticularis [CO]

Orthogonoides hamiltoniae [RA]

Parhabdolithus liasicus [1]

Schizosphaerella spp. [AB]

Similiscutum avitum [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Similiscutum orbiculus [1]

Preservação: Boa

Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE599C

Nº amostra: 200407580

Biozona: NJ4b

Biscutum finchii [CO]

Biscutum grande [CO]

Biscutum novum [RA]

Crepidolithus cavus [RA]

Crepidolithus crassus [FR]

Crepidolithus granulatus [FR]

Crucirhabdus primulus [RA]

Lotharingius barozii [RA]

Mitrolithus elegans [RA]

Calcivascularis jansae [FR]

Orthogonoides hamiltoniae [RA]

Parhabdolithus liasicus [CO]

Schizosphaerella spp. [MA]

Similiscutum cruciulus [CO]

Tubirhabdus patulus [FR]

Preservação: Boa

Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE599E

Nº amostra: 200407582

Biozona: NJ4b

Biscutum finchii [FR]

Biscutum grande [1]

Bussonius prinsii [RA]
Crepidolithus crassus [CO]
Crepidolithus granulatus [RA]
Crepidolithus spp. [CO]
Crucirhabdus primulus [RA]
Lotharingius barozii AFF.[RA]
Lotharingius crucicentralis AFF.[RA]
Lotharingius hauffii AFF.[1]
Mitrolithus elegans [CO]
Calcivascularis jansae [FR]
Mitrolithus lenticularis [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolithus liasicus [FR]
Schizosphaerella spp. [MA]
Similiscutum avitum [FR]
Similiscutum cruciulus [FR]
Similiscutum orbiculus [FR]
Tubirhabdus patulus [CO]

Preservação: Boa

Riqueza: Abundante

Observações: Presença de formas robustas de *Crepidolithus*. *Lotharingius barozii* AFF. = Pequeno, area central aberta. *Lotharingius hauffii* AFF. = Pequeno e oval.

Amostra: PENICHE 337 PE634

Nº amostra: 200407590

Biozona: NJ4a

Biscutum finchii [RA]
Biscutum grande [RA]
Crepidolithus crassus [CO]
Crepidolithus granulatus [CO]
Crepidolithus plienschbachensis [1]
Crucirhabdus primulus [RA]
Mitrolithus elegans [RA]
Calcivascularis jansae [FR]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Schizosphaerella spp. [AB]
Similiscutum orbiculus [RA]
Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Ruim

Riqueza: Abundante

Observações: Intensa recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE636

Nº amostra: 200407591

Biozona: NJ4a

Biscutum grande [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus plienschbachensis [1]
Crepidolithus spp. [1]
Lotharingius crucicentralis Ex.GR.[1]
Lotharingius sigillatus AFF.[1]
Calcivascularis jansae [FR]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Abundante

Observações: Presença de formas robustas de *Crepidolithus*. Intensa recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE895

Nº amostra: 200407595

Biozona: NJ5a

Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus plienschbachensis [1]
Crucirhabdus primulus [RA]
Lotharingius frodoj [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus AFF.[1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [MA]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Abundante

Observações: Formas robustas de *Crepidolithus*.

Amostra: PENICHE 337 PE907

Nº amostra: 200407598

Biozona: NJ5a

Biscutum grande [RA]
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus plienschbachensis [1]
Crucirhabdus primulus [RA]
Crepidolithus granulatus [RA]
Lotharingius hauffii [RA]
Mitrolithus elegans [RA]
Calcivascularis jansae [RA]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Schizosphaerella spp. [AB]
Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Observações: Intensa recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE913

Nº amostra: 200407599

Biozona: NJ5a

Biscutum finchii [RA]
Biscutum grande [RA]
Biscutum novum [RA]
Biscutum spp. [RA]
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus granulatus [RA]
Lotharingius hauffii [RA]
Lotharingius sigillatus AFF.[RA]
Mitrolithus elegans [RA]
Calcivascularis jansae [MA]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Schizosphaerella spp. [MA]
Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Observações: Intensa recristalização. Presença de formas robustas de *Crepidolithus*.

Amostra: PENICHE 337 PE917

Nº amostra: 200407600

Biozona: NJ5a

Biscutum finchii [1]

Biscutum grande [1]

Biscutum novum [1]

Biscutum spp. [1]

Calcivascularis jansae [AB]

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Lotharingius frodoi [1]

Lotharingius hauffii [1]

Schizosphaerella spp. [MA]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Observações: Intensa recristalização. Presença de formas robustas de *Crepidolithus*.

Amostra: PENICHE 337 PE921

Nº amostra: 200407601

Biozona: NJ5a

Biscutum finchii [RA]

Biscutum grande [RA]

Biscutum novum [RA]

Crepidolithus crassus [RA]

Crepidolithus granulatus [CO]

Lotharingius frodoi [RA]

Lotharingius hauffii [CO]

Lotharingius sigillatus [CO]

Lotharingius umbriensis [RA]

Mitrolithus elegans [RA]

Calcivascularis jansae [FR]

Parhabdolithus liasicus [RA]

Schizosphaerella spp. [MA]

Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Regular

Riqueza: Abundante

Observações: Regular cristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE923B

Nº amostra: 200407602

Biozona: NJ5a.

Biscutum finchii [RA]

Biscutum novum [RA]

Crepidolithus crassus [CO]

Crepidolithus granulatus [CO]

Lotharingius frodoi [FR]

Lotharingius hauffii [FR]

Lotharingius sigillatus [CO]

Lotharingius umbriensis [CO]

Lotharingius velatus AFF.[CO]

Calcivascularis jansae [FR]

Parhabdolithus liasicus [RA]

Schizosphaerella spp. [AB]

Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Observações: Apesar de ter *L. sigillatus* (que pode indicar NJ5b, Bown&Cooper 1998) não tem *C. impontus*, fóssil guia da base da NJ5b.

Amostra: PENICHE 337 PE925T

Nº amostra: 200407603

Biozona: NJ5a

Biscutum finchii [RA]

Biscutum grande [RA]

Crepidolithus crassus [CO]

Crepidolithus granulatus [RA]

Lotharingius frodoi [RA]

Lotharingius hauffii [CO]

Lotharingius sigillatus [CO]

Lotharingius umbriensis [CO]

Lotharingius velatus AFF.[RA]

Mitrolithus elegans [RA]

Calcivascularis jansae [FR]

Parhabdolithus liasicus [RA]

Schizosphaerella spp. [AB]

Similiscutum avitum [1]

Similiscutum cruciulus [RA]

Similiscutum orbiculus [1]

Tubirhabdus patulus [CO]

Preservação: Regular

Riqueza: Abundante

Observações: Apesar de ter *L. sigillatus*, que pode indicar NJ5b (Bown&Cooper, 1998), não tem *C. impontus*, guia da NJ5b.

Amostra: PENICHE 337 PE939

Nº amostra: 200407605

Biozona: NJ5a

Biscutum finchii [RA]

Crepidolithus crassus [CO]

Crepidolithus granulatus [RA]

Lotharingius hauffii [RA]

Lotharingius umbriensis [RA]

Mitrolithus elegans [RA]

Mitrolithus lenticularis [1]

Calcivascularis jansae [CO]

Parhabdolithus liasicus [RA]

Schizosphaerella spp. [MA]

Similiscutum avitum [1]

Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Ruim

Riqueza: Abundante

Observações: Lâmina cheia e com intensa recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE943

Nº amostra: 200407606

Biozona: NJ5b

Biscutum finchii [CO]

Bussonius prinsii [RA]

Crepidolithus crassus [CO]

Crepidolithus granulatus [CO]

Crepidolithus impontus [RA]

Lotharingius frodoi [RA]

Lotharingius hauffii [CO]

Lotharingius sigillatus [RA]
Lotharingius umbriensis [CO]
Lotharingius velatus AFF.[RA]
Mitrolithus elegans [CO]
Calcivascularis jansae [AB]
Parhabdolitus liasicus [RA]
Schizosphaerella spp. [MA]
Similiscutum cruciulus [RA]
Tubirhabdus patulus [CO]
Preservação: Regular
Riqueza: Muito Abundante
Observações: Recristalização.

Amostra: PENICHE 337 PE947
Nº amostra: 200406311
Biozona: NJ5b
Biscutum dubium [1]
Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus [1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Tubirhabdus patulus [1]
Preservação: Boa
Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE 951bx
Nº amostra: 200406313
Biozona: NJ5b
Biscutum dubium [1]
Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus [1]
Mitrolithus elegans [1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Tubirhabdus patulus [1]
Preservação: Boa
Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE965
Nº amostra: 200406316
Biozona: NJ5b
Biscutum dubium [1]
Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus impontus [1]

Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Tubirhabdus patulus [1]
Preservação: Boa
Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE975
Nº amostra: 200406317
Biozona: NJ5b
Biscutum dubium [1]
Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Biscutum novum [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Lotharingius frodoi [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Tubirhabdus patulus [1]
Preservação: Boa
Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE979
Nº amostra: 200406319
Biozona: NJ5b
Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Mitrolithus elegans [1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Tubirhabdus patulus [1]
Preservação: Boa
Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 PE983T
Nº amostra: 200406321
Biozona: NJ5b
Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Biscutum novum [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Boa
Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337 P1

Nº amostra: 200406322

Biozona: NJ5b

Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Biscutum novum [1]
Bussonius prinsii [1]
Calyculus spp. [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Mitrolithus elegans [1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Boa

Riqueza: Abundante

Observações: P1 = PE985.

Amostra: PENICHE 337P4

Nº amostra: 200402445

Biozona: NJ5b

Biscutum dubium [1]
Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Biscutum novum [1]
Bussonius prinsii [1]
Calyculus spp. [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Mitrolithus elegans [1]
Calcivascularis jansae [1]
Orthogonoides hamiltoniae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Similiscutum orbiculus [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Boa

Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337P5T

Nº amostra: 200402446

Biozona: NJ5b

Axopodorhabdus atavus [1]
Biscutum dubium [CO]
Biscutum finchii [CO]
Biscutum grande [CO]
Biscutum novum [1]
Bussonius prinsii [1]
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus granulatus [1]

Lotharingius hauffii [FR]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Mitrolithus elegans [RA]
Parhabdolithus liasicus [RA]
Calcivascularis jansae [FR]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum avitum [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Similiscutum orbiculus [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Boa

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337P13B

Nº amostra: 200402449

Biozona: Nj5b

Biscutum dubium [1]
Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Mitrolithus elegans [1]
Mitrolithus lenticularis [1]
Orthogonoides hamiltoniae [1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Boa

Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337P15M

Nº amostra: 200402452

Biozona: NJ5b

Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Biscutum novum [1]
Crepidolithus cavus [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Mitrolithus elegans [1]
Calcivascularis jansae [1]
Orthogonoides hamiltoniae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Boa

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337P19

Nº amostra: 200402456

Biozona: NJ5b

Biscutum finchii [1]

Biscutum novum [1]
Bussonius prinsii [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus granulatus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius velatus AFF.[1]
Mitrolithus elegans [1]
Orthogonoides hamiltoniae [1]
Parhabdololithus liasicus [1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Similiscutum orbiculus [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Boa

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337P20M

Nº amostra: 200402457

Biozona: NJ5b

Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Biscutum novum [1]
Bussonius prinsii [1]
Calyculus spp. [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Mitrolithus elegans [1]
Calcivascularis jansae [1]
Schizosphaerella spp. [AB]
Similiscutum cruciulus [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337P27

Nº amostra: 200402463

Biozona: NJ5b

Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]
Biscutum novum [1]
Crepidolithus crassus [1]
Lotharingius crucicentralis Ex.GR.[1]
Lotharingius frodoj [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius umbriensis [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337P30

Nº amostra: 200402464

Biozona: NJ5b

Biscutum dubium [1]
Biscutum finchii [1]
Biscutum grande [1]

Biscutum novum [1]
Bussonius prinsii [1]
Carinolithus spp. [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius barozii ? [1]
Lotharingius crucicentralis Ex.GR.[1]
Lotharingius frodoj [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius umbriensis [1]
Calcivascularis jansae [1]
Orthogonoides hamiltoniae [1]
Parhabdololithus liasicus [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Regular

Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337P31(1)

Nº amostra: 200402466

Biozona: NJ5b

Biscutum finchii [RA]
Biscutum grande [RA]
Calyculus spp. [RA]
Carinolithus poulhabronei [1]
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus granulatus [1]
Carinolithus spp. [1]
Lotharingius hauffii [RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdololithus liasicus [1]
Schizosphaerella spp. [RA]
Similiscutum cruciulus [RA]
Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Regular

Riqueza: Pobre

Observações: Peniche 337P Amostra 31 (1ª coleta).

Amostra: PENICHE 337P31(2)

Nº amostra: 200406323

Biozona: NJ5b

Biscutum spp. [1]
Biscutum grande [1]
Biscutum novum [1]
Calyculus spp. [1]
Carinolithus poulhabronei [1]
Crepidolithus crassus [1]
Carinolithus spp. [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius hauffii [1]
Orthogonoides hamiltoniae [1]
Parhabdololithus liasicus [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum cruciulus [1]

Preservação: Regular

Riqueza: Pobre

Observações: Peniche 337P Amostra 31(2ª coleta).

Amostra: PENICHE 337P40T

Nº amostra: 200402470

Biozona: NJ5b

Biscutum finchii [1]

Biscutum novum [1]

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Lotharingius barozii [1]

Lotharingius hauffii [1]

Calcivascularis jansae [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum orbiculus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Pobre

Amostra: PENICHE 337P42

Nº amostra: 200406324

Biozona: NJ5b

Biscutum finchii [1]

Calyculus spp. [1]

Carinolithus poulabronei [1]

Carinolithus spp. [1]

Crepidolithus crassus [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Lotharingius frodoi [1]

Lotharingius hauffii [1]

Lotharingius sigillatus [1]

Lotharingius umbriensis [1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Similiscutum orbiculus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Pobre

Observações: Cristais de dolomita.

Amostra: PENICHE 337P51B

Nº amostra: 200402473

Biozona:

Axopodorhabdus atavus ? [1]

Biscutum dubium [1]

Biscutum finchii [1]

Biscutum novum [1]

Calyculus noeliae [1]

Calyculus spp. [1]

Carinolithus poulabronei [1]

Carinolithus spp. [1]

Crepidolithus granulatus [1]

Lotharingius barozii [1]

Lotharingius crucicentralis [1]

Lotharingius hauffii [1]

Lotharingius velatus AFF.[1]

Calcivascularis jansae [1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum cruciulus [1]

Similiscutum orbiculus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Regular

Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337P51T

Nº amostra: 200402474

Biozona: NJ5b

Axopodorhabdus atavus ? [1]

Biscutum dubium [1]

Biscutum finchii [1]

Biscutum novum [1]

Calyculus noeliae ? [1]

Calyculus spp. [1]

Carinolithus poulabronei [1]

Lotharingius barozii [1]

Lotharingius crucicentralis [1]

Lotharingius frodoi [1]

Lotharingius hauffii [1]

Lotharingius umbriensis [1]

Lotharingius velatus AFF.[1]

Calcivascularis jansae [1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum orbiculus [1]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Regular

Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337P63

Nº amostra: 200402482

Biozona: NJ5b

Biscutum dubium [1]

Biscutum finchii [1]

Biscutum grande [1]

Biscutum novum [1]

Calcivascularis jansae [1]

Calyculus noeliae [1]

Carinolithus poulabronei [1]

Carinolithus spp. [1]

Crepidolithus granulatus [RA]

Lotharingius barozii [1]

Lotharingius hauffii [1]

Lotharingius sigillatus [1]

Lotharingius umbriensis [1]

Lotharingius velatus AFF.[1]

Orthogonoides hamiltoniae [1]

Schizosphaerella spp. [1]

Similiscutum cruciulus [RA]

Similiscutum orbiculus [RA]

Tubirhabdus patulus [1]

Preservação: Ruim

Riqueza: Pobre

Observações: Cristais de dolomita.

Recristalização.

Amostra: PENICHE 337P67

Nº amostra: 200402483

Biozona: NJ5b

Biscutum dubium [1]

Biscutum novum [1]

Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius barozii [1]
Lotharingius crucicentralis [1]
Lotharingius frodoi [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius umbriensis [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Similiscutum orbiculus [1]
Preservação:
Riqueza:
Observações: Aparente domínio de *Lotharingius*.

Amostra: PENICHE 337P88B
Nº amostra: 200402488
Biozona: NJ5b
Biscutum intermedium [RA]
Biscutum novum [RA]
Carinolithus poulabronei [RA]
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus impontus [RA]
Lotharingius barozii [RA]
Lotharingius crucicentralis [RA]
Lotharingius frodoi [CO]
Lotharingius hauffii [CO]
Lotharingius umbriensis [CO]
Lotharingius velatus AFF.[RA]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Parhabdolitus liasicus [1]
Schizosphaerella spp. [MA]
Similiscutum cruciulus [RA]
Similiscutum orbiculus [RA]
Preservação: Regular
Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337P111
Nº amostra: 200505252
Biozona: NJ5b
Biscutum dubium [1]
Biscutum novum [1]
Crepidolithus crassus [1]
Lotharingius frodoi [1]
Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Lotharingius umbriensis [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Tubirhabdus patulus [1]
Preservação: Regular
Riqueza: Abundante

Amostra: PENICHE 337P143
Nº amostra: 200505239
Bioestratígrafo: LUIZ CARLOS VEIGA DE OLIVEIRA
Biozona: NJ5b
Calculus noeliae [1]
Calculus spp. [1]
Crepidolithus crassus [1]
Crepidolithus impontus [1]
Lotharingius frodoi [1]

Lotharingius hauffii [1]
Lotharingius sigillatus [1]
Schizosphaerella spp. [1]
Preservação: Regular
Riqueza: Comum

Amostra: PENICHE 337P149
Nº amostra: 200505237
Biozona: NJ5b
Carinolithus poulabronei [RA]
Carinolithus superbus [RA]
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus granulatus [RA]
Crepidolithus impontus [RA]
Lotharingius frodoi [CO]
Lotharingius hauffii [CO]
Lotharingius sigillatus [RA]
Lotharingius umbriensis [RA]
Lotharingius velatus AFF.[RA]
Schizosphaerella spp. [FR]
Preservação: Ruim
Riqueza: Pobre
Observações: Recristalização.

Amostra: PENICHE 337P150
Nº amostra: 200505236
Biozona: NJ6
Biscutum novum [1]
Calculus noeliae recondita [1]
Carinolithus poulabronei [1]
Carinolithus superbus [RA]
Crepidolithus crassus [1]
Lotharingius frodoi [1]
Lotharingius hauffii [1FR]
Lotharingius sigillatus [RA]
Lotharingius umbriensis [RA]
Lotharingius velatus AFF.[RA]
Mitrolithus lenticularis [RA]
Schizosphaerella spp. [1MA]
Preservação: Ruim
Riqueza: Comum
Observações: Intensa recristalização.

Amostra: PENICHE 337P151
Nº amostra: 200505235
Biozona: NJ6
Biscutum novum [RA]
Calculus spp. [RA]
Carinolithus poulabronei [RA]
Carinolithus spp. [RA]
Carinolithus superbus [RA]
Crepidolithus crassus [RA]
Crepidolithus granulatus [1RA]
Crepidolithus impontus [RA]
Lotharingius frodoi [CO]
Lotharingius hauffii [FR]
Lotharingius sigillatus [RA]
Lotharingius umbriensis [CO]
Orthogonoides hamiltoniae [RA]
Schizosphaerella spp. [AB]

Tubirhabdus patulus [RA]

Preservação: Regular

Riqueza: Pobre

Observações: Recristalização. Abundante em *Calyculus* e *Carinolithus*.

Legenda

Abundancia Relativa: RA = raro; CO = comum; FR = frequente; AB = abundante; MA = muito abundante. [1] = presente.

ANEXO F

Valores das análises isotópicas de oxigênio e carbono em rocha total.

C13 rocha	
Máximo	3,34
média	0,46
mínimo	-2,11

O18 rocha	
máximo	-2,07
média	-3,65
mínimo	-5,76

Seção	Camada	Esp. total (cm)	Unidade	Zona de amonites	Zona de nanofósseis	C13Rocha	O18Rocha
337P	144	14058	CC3	levisoni	NJ5b	3,34	-3,45
337P	133	13879	CC2	levisoni	NJ5b	2,89	-3,7
337P	126	13607	CC2	levisoni	NJ5b	3,15	-4,73
337P	124	13522	CC2	levisoni	NJ5b	3,03	-4,54
337P	122	13501	CC2	levisoni	NJ5b	3,05	-4,41
337P	118T	13349	CC2	levisoni	NJ5b	2,93	-4,45
337P	116	13247	CC2	levisoni	NJ5b	2,44	-3,35
337P	100	13069	CC2	levisoni	NJ5b	1,96	-4,55
337P	96	12944	CC2	levisoni	NJ5b	1,61	-3,7
337P	89	12702	CC2	levisoni	NJ5b	0,26	-3,7
337P	86	12618	CC2	levisoni	NJ5b	0,14	-3,57
337P	82	12540	CC2	levisoni	NJ5b	-1,31	-3,39
337P	80	12530	CC2	levisoni	NJ5b	0,64	-3,73
337P	77	12488	CC2	levisoni	NJ5b	-0,52	-4,54
337P	73(1)	12447	CC2	levisoni	NJ5b	-0,17	-4,36
337P	69	12416	CC2	levisoni	NJ5b	-0,07	-4,59
337P	67	12384	CC2	levisoni	NJ5b	-1,54	-3,78
337P	62	12314	CC2	levisoni	NJ5b	-2,11	-4,21
337P	59	12259	CC2	levisoni	NJ5b	-0,98	-4,96
337P	58	12254	CC2	levisoni	NJ5b	-0,43	-4,45
337P	56	12114	CC2	levisoni	NJ5b	-1,86	-3,38
337P	51t	12046	CC2	levisoni	NJ5b	-0,8	-4,37
337P	45	11960	CC2	levisoni	NJ5b	-0,69	-4,36
337P	42	11927	CC2	levisoni	NJ5b	-0,52	-3,75
337P	41	11912	CC2	levisoni	NJ5b	-0,76	-4,46
337P	40t	11848	CC2	levisoni	NJ5b	-0,83	-4,13
337P	40b	11810	CC2	levisoni	NJ5b	-0,82	-4,07
337P	36	11690	CC2	levisoni	NJ5b	-0,33	-3,68
337P	35	11660	CC2	levisoni	NJ5b	-1,29	-4,67
337P	34	11655	CC2	levisoni	NJ5b	-0,34	-3,72
337P	31	11625	CC2	levisoni	NJ5b	-0,32	-3,36
337P	30t	11620	CC2	levisoni	NJ5b	0,06	-3,64
337P	30	11610	CC2	levisoni	NJ5b	-0,02	-3,78
337P	29	11600	CC2	levisoni	NJ5b	-0,49	-3,23
337P	28T	11590	CC2	levisoni	NJ5b	-0,35	-4,61
337P	28E	11580	CC2	levisoni	NJ5b	0,18	-4,13
337P	28m	11570	CC2	levisoni	NJ5b	0,05	-4,52
337P	28C	11564	CC2	levisoni	NJ5b	0,33	-4,08
337P	28B	11544	CC2	levisoni	NJ5b	-0,03	-4,62
337P	27	11489	CC1	polymorphum	NJ5b	-0,29	-3,47
337P	26T	11494	CC1	polymorphum	NJ5b	0,65	-4,09
337P	25B	11400	CC1	polymorphum	NJ5b	1,58	-4,48
337P	24t	11354	CC1	polymorphum	NJ5b	1,43	-4,35

Seção	Camada	Esp. total (cm)	Unidade	Zona de amonites	Zona de nanofósseis	C13Rocha	O18Rocha
337P	24	11305	CC1	polymorphum	NJ5b	1,91	-3,98
337P	23	11274	CC1	polymorphum	NJ5b	1,91	-3,92
337P	22m	11182	CC1	polymorphum	NJ5b	2,17	-3,9
337P	20t	11137	CC1	polymorphum	NJ5b	1,98	-4,06
337P	20m	11087	CC1	polymorphum	NJ5b	1,94	-3,83
337P	20b	11045	CC1	polymorphum	NJ5b	2,08	-3,72
337P	19	11037	CC1	polymorphum	NJ5b	2,16	-3,81
337P	18	10947	CC1	polymorphum	NJ5b	2,04	-3,81
337P	17	10907	CC1	polymorphum	NJ5b	2,08	-3,85
337P	16	10849	CC1	polymorphum	NJ5b	1,9	-3,2
337P	15t	10839	CC1	polymorphum	NJ5b	1,98	-3,38
337P	15m	10770	CC1	polymorphum	NJ5b	1,96	-3,88
337P	15b	10750	CC1	polymorphum	NJ5b	1,03	-3,72
337P	14	10714	CC1	polymorphum	NJ5b	0,68	-3,22
337P	13t	10650	CC1	polymorphum	NJ5b	1,45	-3,96
337P	13m	10585	CC1	polymorphum	NJ5b	1,03	-3,97
337P	12	10575	CC1	polymorphum	NJ5b	1,02	-3,48
337P	10	10537	CC1	polymorphum	NJ5b	0,74	-3,66
337P	9	10523	CC1	polymorphum	NJ5b	1,44	-3,95
337P	8	10517	CC1	polymorphum	NJ5b	1,26	-3,86
337P	7	10508	CC1	polymorphum	NJ5b	1,31	-3,94
337P	5t	10472	CC1	polymorphum	NJ5b	0,73	-4,01
337P	4	10455	CC1	polymorphum	NJ5b	0,55	-3,9
337P	2	10425	CC1	polymorphum	NJ5b	0,01	-2,53
337P	985(P1)	10415	CC1	polymorphum	NJ5b	-0,88	-3,34
337PE	984	10411	Lemedede	polymorphum	NJ5b	0,49	-2,79
337PE	983t	10395	Lemedede	spinatum	NJ5b	-0,66	-3,48
337PE	982	10380	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,07	-3,72
337PE	981	10370	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,32	-3,46
337PE	980	10363	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,37	-3,33
337PE	979	10352	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,07	-3,53
337PE	978	10337	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,6	-3,54
337PE	977	10325	Lemedede	spinatum	NJ5b	-0,22	-3,03
337PE	976	10305	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,44	-3,44
337PE	975(2)	10299	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,03	-3,09
337PE	974	10285	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,96	-3,42
337PE	972	10268	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,89	-3,41
337PE	970	10257	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,9	-3,42
337PE	965	10221	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,43	-3,24
337PE	952=962	10196	Lemedede	spinatum	NJ5b	1,12	-3,53
337PE	951t=961tX	10176	Lemedede	spinatum	NJ5b	-0,43	-3,09
337PE	951b=961bX	10156	Lemedede	spinatum	NJ5b	-0,33	-2,92
337PE	950=960X	10152	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,9	-3,12
337PE	949	10145	Lemedede	spinatum	NJ5b	-0,17	-3,25
337PE	948	10115	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,67	-3,21
337PE	947	10108	Lemedede	spinatum	NJ5b	-0,07	-2,81
337PE	946(2)	10101	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,62	-2,75
337PE	945	10086	Lemedede	spinatum	NJ5b	-1,74	-2,57
337PE	944	10034	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,62	-3,47
337PE	943	10019	Lemedede	spinatum	NJ5b	-0,11	-3,1
337PE	940	9981	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,84	-2,19
337PE	939	9977	Lemedede	spinatum	NJ5a	0,2	-3,03
337PE	938	9957	Lemedede	spinatum	NJ5a	0,7	-2,32
337PE	934	9874	Lemedede	spinatum	NJ5a	0,92	-3,14

Seção	Camada	Esp. total (cm)	Unidade	Zona de amonites	Zona de nanofósseis	C13Rocha	O18Rocha
337PE	930	9812	Lemede	spinatum	NJ5a	0,19	-2,92
337PE	926	9751	Lemede	spinatum	NJ5a	0,78	-2,56
337PE	925t	9733	Lemede	spinatum	NJ5a	0,05	-3,18
337PE	924	9703	Lemede	spinatum	NJ5a	0,87	-3,37
337PE	923b	9659	Lemede	spinatum	NJ5a	0,86	-3,36
337PE	921(1)	9643	Lemede	spinatum	NJ5a	-0,01	-3,27
337PE	920	9614	Lemede	spinatum	NJ5a	0,63	-2,31
337PE	917(2)	9546	Lemede	spinatum	NJ5a	0,36	-2,37
337PE	916	9524	Lemede	spinatum	NJ5a	1,08	-2,75
337PE	914	9488	Lemede	spinatum	NJ5a	1,37	-2,95
337PE	912	9450	Lemede	spinatum	NJ5a	1,22	-3,18
337PE	908	9380	Lemede	spinatum	NJ5a	0,84	-3,31
337PE	906	9350	Lemede	spinatum	NJ5a	0,89	-3,03
337PE	904	9312	Lemede	spinatum	NJ5a	1,06	-2,79
337PE	902	9277	Lemede	spinatum	NJ5a	1,02	-2,07
337PE	900(1)	9249	Lemede	spinatum	NJ5a	1,05	-3,48
337PE	898	9227	Lemede	spinatum	NJ5a	1,2	-3,57
337PE	892	9165	Lemede	spinatum	NJ4b	1,18	-3,38
337PE	654	8440	Lemede	spinatum	NJ4b	1,32	-2,97
337PE	642	8194	Lemede	spinatum	NJ4b	0,04	-3,28
337PE	636	8126	Lemede	spinatum	NJ4b	0,32	-3,19
337PE	635	8109	Lemede	spinatum	NJ4b	1,42	-3,15
337PE	631	7998	Lemede	spinatum	NJ4b	1,25	-3,21
337PE	622	7838	Lemede	spinatum	NJ4b	1,26	-3,69
337PE	618	7790	Lemede	spinatum	NJ4b	1,06	-3,54
337PE	614	7733	Lemede	spinatum	NJ4b	1,24	-3,83
337PE	611	7711	Lemede	spinatum	NJ4b	0,36	-3,15
337PE	608	7677	Lemede	spinatum	NJ4b	0,66	-3,34
337PE	606	7648	Lemede	spinatum	NJ4b	0,8	-3,76
337PE	600	7556	Lemede	spinatum	NJ4b	0,15	-3,18
337PE	595	7342	MCNB	margaritatus	NJ4b	1	-4,05
337PE	591	7212	MCNB	margaritatus	NJ4b	1,1	-4,37
337PE	590	7187	MCNB	margaritatus	NJ4b	1,22	-4,69
337PE	589	7179	MCNB	margaritatus	NJ4b	1,18	-4,56
337PE	582	6974	MCNB	margaritatus	NJ4b	1,02	-4,69
337PE	580	6904	MCNB	margaritatus	NJ4b	1,25	-4,28
337PE	570	6683	MCNB	margaritatus	NJ4b	0,91	-4,26
337PE	558	6541	MCNB	margaritatus	NJ4b	0,7	-4,16
337PE	554	6421	MCNB	margaritatus	NJ4b	0,32	-3,79
337PE	547	6194	MCNB	margaritatus	NJ4b	0,6	-3,66
337PE	546	6171	MCNB	margaritatus	NJ4b	-0,06	-4,45
337PE	544	6134	MCNB	margaritatus	NJ4b	0,88	-4,27
337PE	543	6124	MCNB	margaritatus	NJ4b	0,99	-4,6
337PE	542	6111	MCNB	margaritatus	NJ4b	0,96	-4,53
337PE	536	5920	MCNB	margaritatus	NJ4a	-0,3	-3,88
337PE	354/526	5712	MCNB	margaritatus	NJ4a	-0,04	-4,16
337PE	343	5516	MCNB	davoei	NJ4a	0,72	-3,79
337PE	333	5380	MCNB	davoei	NJ4a	0,85	-4,37
337PE	329	5291	MCNB	davoei	NJ4a	0,83	-4,21
337PE	328	5211	MCNB	davoei	NJ4a	0,82	-4,53
337PE	323	5124	MCNB	davoei	NJ4a	0,17	-4,53
337PE	320	5070	MCNB	davoei	NJ4a	0,05	-4,18
337PE	317	5044	MCNB	davoei	NJ4a	-0,12	-4,15
337PE	314	5019	MCNB	davoei	NJ4a	-2,07	-2,41

Seção	Camada	Esp. total (cm)	Unidade	Zona de amonites	Zona de nanofósseis	C13Rocha	O18Rocha
337PE	308	4940	MCNB	ibex	NJ4a	0,31	-4,06
337PE	306	4928	MCNB	ibex	NJ4a	0,27	-3,62
337PE	302	4838	MCNB	ibex	NJ4a	1,15	-4,24
337PE	298	4784	MCNB	ibex	NJ4a	0,25	-3,86
337PE	296	4714	MCNB	ibex	NJ4a	0,21	-4,4
337PE	287	4624	MCG	ibex	NJ4a	-0,39	-2,99
337PE	266	4321	MCG	ibex	NJ4a	-0,36	-2,77
337PE	262	4186	MCG	ibex	NJ4a	-0,23	-3,7
337PE	258	4081	MCG	ibex	NJ4a	-0,81	-2,71
337PE	254	3981	MCG	ibex	NJ4a	-0,16	-2,99
337PE	246	3852	MCG	ibex	NJ4a	-1,69	-2,98
337PE	244	3647	MCG	ibex	NJ4a	-0,17	-3,58
337PE	236	3404	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,38	-3,4
337PE	234	3369	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,54	-3,14
337PE	228	3213	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,72	-3,59
337PE	224	3097	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,04	-3,34
337PE	220	3038	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,27	-3,21
337PE	216	2888	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,86	-4
337PE	214	2758	MCG	jamesoni	NJ4a	-1,03	-3,88
337PE	210	2672	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,28	-4,3
337PE	121/196	2527	MCG	jamesoni	NJ4a	0,04	-4,12
337PE	117	2489	MCUP	jamesoni	NJ4a	0,02	-3,76
337PE	113	2385	MCUP	jamesoni	NJ4a	-0,42	-2,78
337PE	109	2278	MCUP	jamesoni	NJ4a	-0,53	-3,32
337PE	105	2168	MCUP	jamesoni	NJ4a	0,02	-4,08
337PE	98	2070	MCUP	jamesoni	NJ4a	-0,92	-3,71
337PE	91	1948	MCUP	jamesoni	NJ3	0,41	-3,35
337PE	87	1889	MCUP	jamesoni	NJ3	0,32	-3,33
337PE	83	1825	MCUP	jamesoni	NJ3	0,13	-3,7
337PE	79	1764	MCUP	jamesoni	NJ3	0,33	-3,68
337PE	75	1703	MCUP	jamesoni	NJ3	0,06	-2,16
337PE	69	1610	MCUP	jamesoni	NJ3	0,48	-2,62
337PE	63	1492	MCUP	jamesoni	NJ3	0,45	-3,48
337PE	59	1414	MCUP	jamesoni	NJ3	0,28	-3,69
337PE	55	1366	MCUP	jamesoni	NJ3	0,01	-3,69
337PE	51t	1249	MCUP	jamesoni	NJ3	0,46	-3,56
337PE	51b	1215	MCUP	jamesoni	NJ3	0,02	-3,05
337PE	45	1156	MCUP	jamesoni	NJ3	0,37	-3,93
337PE	41	1128	MCUP	jamesoni	NJ3	0,37	-3,67
337PE	39	1077	MCUP	jamesoni	NJ3	0,55	-3,56
337PE	37	1040	MCUP	jamesoni	NJ3	0,5	-3,88
337PE	35	1000	MCUP	jamesoni	NJ3	0,33	-3,04
337PE	31	885	MCUP	jamesoni	NJ3	0,4	-3,74
337PE	21	661	MCUP	jamesoni	NJ3	0,58	-3,66
337SIN	500	311	MCUP	jamesoni	NJ3	0,62	-4,48
337SIN	496	232	MCUP	?	?	-0,83	-5,76

ANEXO G

Valores dos isótopos estáveis de oxigênio e carbono em belemnites da seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.

C13 belemnites	
Máximo	2,5
Média	0,35
mínimo	-1,65

O18 belemnites	
Máximo	1,08
Média	-0,60
mínimo	-2,32

Espessura (cm)	Amostra	Unidade	Zona de amonites	Zona de nanofósseis	C13	O18
11419	P25	CC1	polymorphum	NJ5b	2,26	-0,99
11305	P24	CC1	polymorphum	NJ5b	2,07	-0,31
11037	P19	CC1	polymorphum	NJ5b	2,41	-0,37
10947	P18	CC1	polymorphum	NJ5b	2,37	0,39
10770	P15	CC1	polymorphum	NJ5b	2,07	-0,22
10714	P14	CC1	polymorphum	NJ5b	1,73	-0,65
10650	P13T	CC1	polymorphum	NJ5b	2,09	-0,54
10580	P13B	CC1	polymorphum	NJ5b	0,83	-0,81
10537	P10	CC1	polymorphum	NJ5b	1,34	-0,91
10517	P8	CC1	polymorphum	NJ5b	0,43	-0,36
10455	P4	CC1	polymorphum	NJ5b	1,28	-0,84
10450	P3T	CC1	polymorphum	NJ5b	-0,04	-0,67
10430	AM. 987B	CC1	polymorphum	NJ5b	0,87	-1,09
10425	P2	CC1	polymorphum	NJ5b	0	-0,37
10415	PE985(=P1)	CC1	polymorphum	NJ5b	0,25	-0,41
10411	PE984	Lemedede	polymorphum	NJ5b	0,38	-0,44
10380	PE982	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,37	-0,04
10363	PE980	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,6	-0,33
10325	PE977	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,5	-0,02
10299	PE975(2)	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,99	-0,05
10299	PE975(1)	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,53	-0,41
10264	PE971	Lemedede	spinatum	NJ5b	1,13	0,08
10242	PE968	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,97	-0,18
10176	PE951/961X	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,03	0,01
10176	PE951/961	Lemedede	spinatum	NJ5b	1,11	-0,17
10152	PE950/960X	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,89	-0,32
10145	PE949	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,88	0,43
10115	PE948	Lemedede	spinatum	NJ5b	0,82	0,11
10101	PE946	Lemedede	spinatum	NJ5b	1,53	1,08
9993	PE942	Lemedede	spinatum	NJ5b	1,62	-0,42
9932	PE937	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,5	-0,17
9904	PE936	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,55	-0,33
9812	PE930	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,12	-0,21
9757	PE927	Lemedede	spinatum	NJ5a	0,18	-0,4
9659	PE923	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,36	-0,96
9643	PE921(2)	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,36	-0,34
9643	PE921(1)	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,77	-0,58
9576	PE918	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,2	-0,95
9546	PE917(2)	Lemedede	spinatum	NJ5a	0,98	-0,49
9546	PE917(1)	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,02	-0,49

Espessura (cm)	Amostra	Unidade	Zona de amonites	Zona de nanofósseis	C13	O18
9511	PE915(2)	Lemedede	spinatum	NJ5a	-0,12	-0,35
9511	PE915(1)	Lemedede	spinatum	NJ5a	0,81	-0,58
9478	PE913	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,05	-0,48
9429	PE910	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,34	-0,31
9380	PE908	Lemedede	spinatum	NJ5a	0,47	-0,01
9350	PE906	Lemedede	spinatum	NJ5a	0,84	-0,32
9295	PE903(2)	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,08	-0,36
9295	PE903(1)	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,55	-0,13
9249	PE900(3)	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,21	-0,21
9249	PE900(2)	Lemedede	spinatum	NJ5a	-0,22	-0,4
9249	PE900(1)	Lemedede	spinatum	NJ5a	0,62	-0,56
9227	PE898	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,42	-0,49
9199	PE894	Lemedede	spinatum	NJ5a	1,16	-0,17
9165	PE892	Lemedede	spinatum	NJ4b	1,01	-0,1
8386	PE653	Lemedede	spinatum	NJ4b	0,57	-0,76
8314	PE646	Lemedede	spinatum	NJ4b	1,4	-0,36
8288	PE645	Lemedede	spinatum	NJ4b	0,42	-0,28
8154	PE639	Lemedede	spinatum	NJ4b	0,96	-1,1
7946	PE628	Lemedede	spinatum	NJ4b	0,62	-0,34
7798	PE619	Lemedede	spinatum	NJ4b	1,61	-0,81
7762	PE617	Lemedede	spinatum	NJ4b	1,2	-0,69
7589	PE603	Lemedede	spinatum	NJ4b	0,94	-0,62
7538	PE599T(2)	MCNB	margaritatus	NJ4b	2,5	-1,24
7538	PE599T(1)	MCNB	margaritatus	NJ4b	1,65	-0,06
6568	PE564	MCNB	margaritatus	NJ4b	1,52	-1,3
6496	PE555	MCNB	margaritatus	NJ4b	0,89	-1,77
6409	PE553	MCNB	margaritatus	NJ4b	-0,12	-1,74
5410	PE334	MCNB	davoei	NJ4a	-0,32	-1,92
5124	PE323	MCNB	davoei	NJ4a	-0,09	-2,32
4714	PE296	MCNB	ibex	NJ4a	-0,66	-1,82
3587	PE242	MCG	ibex	NJ4a	-1,06	-2,25
3489	PE237	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,14	-2,2
3028	PE219	MCG	jamesoni	NJ4a	-1,13	-1,65
2873	PE215	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,92	-1,58
2728	PE213	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,62	-1,35
2667	PE209	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,66	-1,51
2639	PE207	MCG	jamesoni	NJ4a	-0,78	-1,39
2583	PE203	MCG	jamesoni	NJ4a	-1,46	-1,57
2328	PE110	MCUP	jamesoni	NJ4a	-0,81	-0,8
2218	PE106	MCUP	jamesoni	NJ4a	-0,83	0,3
2070	PE98	MCUP	jamesoni	NJ4a	0,02	0,87
2058	PE97	MCUP	jamesoni	NJ4a	0,22	-0,54
2009	PE94	MCUP	jamesoni	NJ4a	-0,91	-0,09
1986	PE93	MCUP	jamesoni	NJ4a	-0,24	0,51
1948	PE91	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,58	-0,56
1865	PE84	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,48	-1,06
1805	PE82	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,98	0,27
1774	PE80	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,65	-0,66
1723	PE76T	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,43	0,09
1713	PE76(M)	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,67	-0,83
1707	PE76B	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,16	0,07
1703	PE75	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,64	0,2
1625	PE70	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,18	-0,49
1600	PE68	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,56	-0,52

Espessura (cm)	Amostra	Unidade	Zona de amonites	Zona de nanofósseis	C13	O18
1383	PE56	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,22	0,58
1346	PE54	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,95	-1,8
1174	PE46	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,13	-0,72
1144	PE44	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,96	-0,45
1077	PE39	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,68	-1,07
1057	PE38	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,12	0,33
1040	PE37	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,49	-1,06
1025	PE36	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,15	-1,62
986	PE34	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,2	-0,91
900	PE32m	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,55	-1,38
892	PE32b	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,08	-0,14
885	PE31	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,94	-1,54
850	PE29	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,38	-1,76
830	PE28	MCUP	jamesoni	NJ3	-0,86	-0,81
810	PE27(1)	MCUP	jamesoni	NJ3	-1,18	-0,65

Anexo H

Valores da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em belemnites da seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche. Também estão listados os erros nas medidas, valores de Ca, Fe, Mg, Mn, Sr.

As amostras em vermelho não foram utilizadas na construção do gráfico devido aos indícios de alteração.

Amostra	Espessura (cm)	Unidade	Zona de amonites	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro ±	Ca(%)	Fe(%)	Mg(%)	Mn(%)	Sr(ppm)
P133	13879	cc2	levisoni	0,70722	0,0012	---	---	---	---	---
P25	11419	cc1	polymorphum	0,70719	0,0013	30	0,02	0,13	< 0,01	788
P24	11305	cc1	polymorphum	0,70709	0,0011	---	---	---	---	---
P19	11037	cc1	polymorphum	0,70710	0,0010	33,8	< 0,01	0,14	< 0,01	1050
P15	10770	cc1	polymorphum	0,70708	0,0013	32,5	< 0,01	0,16	< 0,01	870
P14	10714	cc1	polymorphum	0,70710	0,0011	---	---	---	---	---
P13T	10650	cc1	polymorphum	0,70712	0,0010	37,5	< 0,01	0,14	< 0,01	1059
P13B	10580	cc1	polymorphum	0,70709	0,0011	33,8	< 0,01	0,14	< 0,01	880
P10	10537	cc1	polymorphum	0,70708	0,0010	31,2	< 0,01	0,14	< 0,01	824
P8	10517	cc1	polymorphum	0,70708	0,0011	26,2	< 0,01	0,14	< 0,01	817
P4	10455	cc1	polymorphum	0,70708	0,0011	33,8	< 0,01	0,11	< 0,01	819
P3T	10450	cc1	polymorphum	0,70709	0,0013	35	< 0,01	0,16	< 0,01	909
P3B	10430	cc1	polymorphum	0,70708	0,0009	33,8	0,02	0,2	< 0,01	1183
P2	10425	cc1	polymorphum	0,70707	0,0010	32,5	< 0,01	0,12	< 0,01	816
PE985 (=P1)	10415	cc1	polymorphum	0,70706	0,0010	35	< 0,01	0,14	< 0,01	833
PE984	10411	lemede	polymorphum	0,70708	0,0011	30	< 0,01	0,16	< 0,01	1093
PE983(2)	10395	lemede	spinatum	0,70708	0,0010	---	---	---	---	---
PE983(1)	10395	lemede	spinatum	0,70709	0,0013	---	---	---	---	---
PE982	10380	lemede	spinatum	0,70713	0,0012	33,8	< 0,01	0,17	< 0,01	1002
PE980	10363	lemede	spinatum	0,70710	0,0011	32,5	< 0,01	0,18	< 0,01	917
PE979	10352	lemede	spinatum	0,70706	0,0011	---	---	---	---	---
PE977	10325	lemede	spinatum	0,70711	0,0009	32,5	< 0,01	0,14	< 0,01	932
PE975(2)	10299	lemede	spinatum	0,70711	0,0013	32,5	< 0,01	0,12	< 0,01	1054
PE975(1)	10299	lemede	spinatum	0,70711	0,0013	31,2	< 0,01	0,14	< 0,01	681
PE971	10264	lemede	spinatum	0,70710	0,0011	---	---	---	---	---
PE968	10242	lemede	spinatum	0,70708	0,0014	30	< 0,01	0,1	< 0,01	730
PE951/961X	10176	lemede	spinatum	0,70710	0,0009	33,8	< 0,01	0,16	< 0,01	947
PE951/961	10176	lemede	spinatum	0,70708	0,0014	33,8	< 0,01	0,14	< 0,01	974
PE950/960X	10152	lemede	spinatum	0,70696	0,0026	33,8	< 0,01	0,18	< 0,01	1055
PE949	10145	lemede	spinatum	0,70714	0,0013	35	< 0,01	0,18	< 0,01	1097
PE948	10115	lemede	spinatum	0,70711	0,0009	32,5	< 0,01	0,21	< 0,01	1147
PE946	10101	lemede	spinatum	0,70711	0,0013	32,5	< 0,01	0,16	< 0,01	1013
PE942	9993	lemede	spinatum	0,70711	0,0011	36,2	< 0,01	0,13	< 0,01	947
PE937	9932	lemede	spinatum	0,70706	0,0020	35	< 0,01	0,12	< 0,01	903
PE936	9904	lemede	spinatum	0,70712	0,0015	31,2	< 0,01	0,12	< 0,01	854
PE930	9812	lemede	spinatum	0,70711	0,0009	35	< 0,01	0,14	< 0,01	843
PE927	9757	lemede	spinatum	0,70711	0,0013	36,2	< 0,01	0,13	< 0,01	804
PE923	9659	lemede	spinatum	0,70716	0,0013	42,5	0,01	0,26	< 0,01	1244
PE921(2)	9643	lemede	spinatum	0,70715	0,0019	28,8	0,01	0,12	< 0,01	642
PE921(1)	9643	lemede	spinatum	0,70714	0,0015	32,5	0,01	0,14	< 0,01	955
PE918	9576	lemede	spinatum	0,70713	0,0011	33,8	< 0,01	0,14	< 0,01	865
PE917(2)	9546	lemede	spinatum	0,70711	0,0009	32,5	< 0,01	0,12	< 0,01	853
PE917(1)	9546	lemede	spinatum	0,70709	0,0016	32,5	< 0,01	0,14	< 0,01	830
PE915(2)	9511	lemede	spinatum	0,70711	0,0016	33,8	< 0,01	0,1	< 0,01	794
PE915(1)	9511	lemede	spinatum	0,70714	0,0014	31,2	< 0,01	0,13	< 0,01	1073
PE913	9478	lemede	spinatum	0,70713	0,0011	28,8	< 0,01	0,1	< 0,01	806
PE910	9429	lemede	spinatum	0,70712	0,0016	30	0,01	0,14	< 0,01	833
PE908	9380	lemede	spinatum	0,70709	0,0017	---	---	---	---	---
PE906	9350	lemede	spinatum	0,70714	0,0008	30	< 0,01	0,14	< 0,01	962
PE903(2)	9295	lemede	spinatum	0,70715	0,0013	30	< 0,01	0,16	< 0,01	973
PE903(1)	9295	lemede	spinatum	0,70714	0,0013	27,5	< 0,01	0,08	< 0,01	627
PE900(3)	9249	lemede	spinatum	0,70708	0,0013	31,2	< 0,01	0,14	< 0,01	940
PE900(2)	9249	lemede	spinatum	0,70713	0,0013	30	< 0,01	0,16	< 0,01	851
PE900(1)	9249	lemede	spinatum	0,70714	0,0011	25	< 0,01	0,14	< 0,01	892
PE898	9227	lemede	spinatum	0,70714	0,0011	25	< 0,01	0,12	< 0,01	822
PE894	9199	lemede	spinatum	0,70713	0,0010	31,2	0,01	0,1	< 0,01	919
PE892	9165	lemede	spinatum	0,70714	0,0010	27,5	0,02	0,12	< 0,01	855
PE653	8386	lemede	spinatum	0,70715	0,0012	---	---	---	---	---
PE646	8314	lemede	spinatum	0,70719	0,0011	27,5	< 0,01	0,16	< 0,01	910
PE645	8288	lemede	spinatum	0,70713	0,0011	33,8	< 0,01	0,16	< 0,01	879
PE639	8154	lemede	spinatum	0,70718	0,0012	31,2	0,01	0,2	< 0,01	998
PE628	7946	lemede	spinatum	0,70715	0,0012	30	< 0,01	0,12	< 0,01	841
PE619	7798	lemede	spinatum	0,70716	0,0015	30	< 0,01	0,12	< 0,01	845
PE617	7762	lemede	spinatum	0,70715	0,0011	32,5	< 0,01	0,12	< 0,01	879
PE603	7589	lemede	spinatum	0,70713	0,0011	28,8	< 0,01	0,12	< 0,01	902
PE599T(2)	7538	MCNB	margaritatus	0,70716	0,0009	28,8	0,02	0,12	< 0,01	832
PE599T(1)	7538	MCNB	margaritatus	0,70716	0,0016	26,2	0,02	0,08	< 0,01	566

Amostra	Espessura (cm)	Unidade	Zona de amonites	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro	Ca(%)	Fe(%)	Mg(%)	Mn(%)	Sr(ppm)
PE595	7342	MCNB	margaritatus	0,70718	0,0017	---	---	---	---	---
PE591	7212	MCNB	margaritatus	0,70716	0,0010	---	---	---	---	---
PE564	6568	MCNB	margaritatus	0,70717	0,0014	30	< 0.01	0,16	< 0.01	987
PE555	6496	MCNB	margaritatus	0,70722	0,0011	26,2	0,06	0,18	< 0.01	614
PE553	6409	MCNB	margaritatus	0,70719	0,0033	---	---	---	---	---
PE334	5410	MCNB	davoei	0,70725	0,0012	31,2	< 0.01	0,19	< 0.01	996
PE323	5124	MCNB	davoei	0,70723	0,0009	30	< 0.01	0,15	< 0.01	947
PE296	4714	MCNB	ibex	0,70727	0,0015	23,8	< 0.01	0,18	< 0.01	613
PE242	3587	MCG	ibex	0,70734	0,0011	---	---	---	---	---
PE237	3489	MCG	jamesoni	0,70731	0,0012	---	---	---	---	---
PE219	3028	MCG	jamesoni	0,70734	0,0010	---	---	---	---	---
PE215	2873	MCG	jamesoni	0,70733	0,0011	26,2	< 0.01	0,16	< 0.01	761
PE213	2728	MCG	jamesoni	0,70733	0,0010	---	---	---	---	---
PE209	2667	MCG	jamesoni	0,70732	0,0008	---	---	---	---	---
PE207	2639	MCG	jamesoni	0,70733	0,0015	---	---	---	---	---
PE203	2583	MCG	jamesoni	0,70733	0,0011	---	---	---	---	---
PE110	2328	MCUP	jamesoni	0,70733	0,0010	27,5	0,01	0,22	< 0.01	1101
PE106	2218	MCUP	jamesoni	0,70736	0,0021	31,2	< 0.01	0,2	< 0.01	996
PE98	2070	MCUP	jamesoni	0,70736	0,0011	---	---	---	---	---
PE97	2058	MCUP	jamesoni	0,70735	0,0008	31,2	0,04	0,22	< 0.01	1210
PE94	2009	MCUP	jamesoni	0,70737	0,0009	30	< 0.01	0,2	< 0.01	740
PE93	1986	MCUP	jamesoni	0,70735	0,0008	28,8	0,01	0,22	< 0.01	1079
PE91	1948	MCUP	jamesoni	0,70728	0,0015	26,2	< 0.01	0,22	< 0.01	842
PE84	1865	MCUP	jamesoni	0,70736	0,0009	---	---	---	---	---
PE82	1805	MCUP	jamesoni	0,70735	0,0009	---	---	---	---	---
PE80	1774	MCUP	jamesoni	0,70734	0,0008	---	---	---	---	---
PE76T	1723	MCUP	jamesoni	0,70735	0,0010	---	---	---	---	---
PE76m	1713	MCUP	jamesoni	0,70735	0,0009	40	< 0.01	0,28	< 0.01	1155
PE76b	1707	MCUP	jamesoni	0,70735	0,0009	35	< 0.01	0,18	< 0.01	1005
PE75	1703	MCUP	jamesoni	0,70737	0,0009	27,5	< 0.01	0,15	< 0.01	640
PE73	1681	MCUP	jamesoni	0,70735	0,0011	---	---	---	---	---
PE70	1625	MCUP	jamesoni	0,70736	0,0010	---	---	---	---	---
PE68	1600	MCUP	jamesoni	0,70736	0,0009	---	---	---	---	---
PE56	1383	MCUP	jamesoni	0,70739	0,0009	---	---	---	---	---
PE54	1346	MCUP	jamesoni	0,70737	0,0009	30	< 0.01	0,14	< 0.01	687
PE46	1174	MCUP	jamesoni	0,70740	0,0008	---	---	---	---	---
PE44	1144	MCUP	jamesoni			---	---	---	---	---
PE39	1077	MCUP	jamesoni	0,70739	0,0010	25	< 0.01	0,11	< 0.01	565
PE38	1057	MCUP	jamesoni	0,70737	0,0010	28,8	< 0.01	0,14	< 0.01	714
PE37	1040	MCUP	jamesoni	0,70736	0,0009	---	---	---	---	---
PE36	1025	MCUP	jamesoni	0,70736	0,0009	---	---	---	---	---
PE34	986	MCUP	jamesoni	0,70738	0,0011	---	---	---	---	---
PE32m	900	MCUP	jamesoni	0,70730	0,0039	---	---	---	---	---
PE32b	892	MCUP	jamesoni	0,70739	0,0011	---	---	---	---	---
PE31	885	MCUP	jamesoni	0,70738	0,0010	---	---	---	---	---
PE29	850	MCUP	jamesoni	0,70737	0,0011	22,5	< 0.01	0,14	< 0.01	644
PE28	830	MCUP	jamesoni	0,70741	0,0038	---	---	---	---	---
PE27(2)	810	MCUP	jamesoni	0,70739	0,0009	---	---	---	---	---
PE27(1)	810	MCUP	jamesoni	0,70738	0,0011	---	---	---	---	---

ANEXO I

Elementos maiores em rocha total

n=196	média	min	max
Al ₂ O ₃	7,9	0,95	19,2
CaO	30,5	4,7	52,8
Fe ₂ O ₃	3	0,68	21,2
K ₂ O	1,915	0,25	4,3
MgO	1,55	0,51	4,8
MnO	0,04	0,01	0,1
Na ₂ O	0,66	0,11	1,7
P ₂ O ₅	0,047	0,018	0,24
SiO ₂	26,85	2,2	58,1
TiO ₂	0,345	0,04	0,82

Seção	Camada	Esp. total	Al ₂ O ₃	CaO	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	MgO	MnO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	SiO ₂	TiO ₂	P.F.
		metros	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
337 P	81b	12533	13,5	12,8	4,9	3,3	2,3	0,04	1,2	0,054	47,2	0,6	13,33
337 P	77	12488	7,7	30	5,1	1,7	1,6	0,06	0,6	0,16	27,9	0,34	23,44
337 P	67	12384	15,6	9,3	5,4	3,4	2,4	0,04	0,99	0,057	49,8	0,63	11,59
337 P	60	12269	19,2	4,7	6	4,3	2,6	0,05	1,3	0,059	52,9	0,72	9,36
337 P	58	12254	12,4	19,9	4,4	2,7	1,9	0,05	1,2	0,078	39	0,48	17,48
337 P	45	11960	16,2	9	5,9	3,7	2,9	0,05	0,93	0,063	49,2	0,67	11,74
337 P	40b	11810	12,7	7,7	4,5	3	2	0,05	1,7	0,05	58,1	0,64	9,08
337 P	36	11690	16,2	8,8	5,8	4	3,1	0,05	1,1	0,071	49,3	0,76	11,67
337 P	34	11655	16,3	7,4	5,3	3,6	2,7	0,05	0,98	0,067	50,9	0,72	10,92
337 P	31(1)	11625	17,4	5,5	6,1	4,1	3,1	0,05	0,89	0,068	51,8	0,82	9,74
337 P	31	11625	17,8	5,8	6,3	4,2	3	0,06	1,1	0,06	50,9	0,79	10,08
337 P	28m	11570	9,2	20,5	5,3	2,1	1,5	0,05	1,6	0,024	45,1	0,49	13,27
337 P	27	11489	15,7	7,3	5,4	3,7	2,8	0,05	0,88	0,06	52,6	0,8	10,16
337 P	24t	11354	9,2	26,8	3,7	2	1,6	0,05	0,93	0,042	33,2	0,42	22,14
337 P	24	11305	9,6	28,5	3,3	2,2	1,5	0,05	0,75	0,049	30,4	0,38	24,12
337 P	20t	11137	6,8	36,3	2,4	1,6	1,3	0,04	0,47	0,089	21,1	0,28	30,49
337 P	20m	11087	7,7	30,6	3	1,8	1,9	0,04	0,67	0,098	24,8	0,35	27,71
337 P	P10	10537	9,3	26,5	2,9	2,2	1,4	0,04	1,2	0,07	32,9	0,45	23,47
337 P	992(P8)	10517	5,6	38,7	1,9	1,4	1,1	0,03	0,48	0,099	19	0,26	32,73
337 P	986(P2)	10425	4,9	40,4	1,9	1,3	1,1	0,04	0,57	0,093	16,7	0,24	33,99
337 P	985(P1)	10415	9,1	25,8	3	2,4	1,5	0,04	0,84	0,095	31,8	0,47	23,96
337 PE	982	10380	6,3	30,1	2,1	1,4	1,1	0,03	1,2	0,048	32,5	0,3	25,24
337 PE	980	10363	3,2	43,3	1,2	0,63	0,62	0,03	0,3	0,059	13,7	0,15	36,08
337 PE	978	10337	3,9	40,8	2	0,94	0,86	0,03	0,34	0,04	13,8	0,18	35,74
337 PE	977	10325	8,2	28,2	2,4	2,2	1,6	0,03	0,98	0,11	28,6	0,42	26,45
337 PE	976	10305	4,1	39,2	1,4	1	1,1	0,03	0,69	0,066	17,6	0,19	34,01
337 PE	975	10299	9,1	27,4	2,5	2,3	1,3	0,03	1,2	0,06	32,1	0,42	24,84
337 PE	974	10285	4,5	39,3	1,4	1,1	1,1	0,03	0,83	0,051	19	0,22	33,44
337 PE	972	10268	3,4	44,5	1,4	0,8	0,81	0,03	0,29	0,036	11,1	0,15	37,49
337 PE	970	10257	3,8	40,3	1,2	0,88	1	0,03	0,65	0,053	17,8	0,17	34,01
337 PE	952=962	10196	4,2	42	1,6	1	0,89	0,02	0,25	0,018	12,3	0,18	36,24
337 PE	951t=961tX	10176	7,7	29,5	2,2	2	1,4	0,03	1	0,086	29,2	0,36	26,67
337 PE	951b=961bX	10156	5,3	36,4	1,9	1,3	1,2	0,02	0,76	0,04	22,9	0,26	29,81
337 PE	950=960X	10152	5,2	37,3	1,7	1,3	1,2	0,03	0,72	0,099	18,9	0,23	32,84
337 PE	950X	10152	3,2	46	1,1	0,72	0,8	0,02	0,25	0,051	9,9	0,13	37,83
337 PE	949	10145	8,5	28,6	2	2	1,3	0,03	1,2	0,13	31,9	0,39	25,06
337 PE	948	10115	3,4	44,6	1,2	0,83	0,76	0,01	0,2	0,045	10	0,15	37,51
337 PE	946(2)	10101	2,1	48,3	0,97	0,57	0,68	0,01	0,16	0,033	6,4	0,1	39,77
337 PE	945	10086	5,8	34,2	1,9	1,5	1,3	0,04	1,5	0,06	20,2	0,25	33,08
337 PE	944	10034	3,2	44,8	1,5	0,81	0,7	0,02	0,17	0,045	8,8	0,14	38,25
337 PE	943	10019	7,6	31,6	2,4	1,9	1,3	0,03	1	0,074	27,6	0,32	27,45
337 PE	940	9981	3,5	45,2	1,3	0,83	0,83	0,01	0,25	0,038	10,6	0,14	37,28
337 PE	939	9977	8,1	29	2,5	2	1,4	0,03	0,93	0,077	29,5	0,38	26,18

Seção	Camada	Esp. total	Al2O3	CaO	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	P.F.
		metros	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
337 PE	930	9812	7,1	33,1	2,1	1,9	1,4	0,03	0,66	0,15	23,9	0,33	29,2
337 PE	925t	9733	6,7	30,7	2,6	1,6	1,2	0,03	0,98	0,074	28,8	0,32	26,48
337 PE	924	9703	2,4	46,3	0,98	0,51	0,57	0,02	0,24	0,03	8,3	0,11	39,13
337 PE	923b	9659	4,8	37,4	1,6	1,2	1,1	0,02	0,73	0,072	21,2	0,26	30,78
337 PE	921	9643	8,1	26,2	2,2	2	1,4	0,02	1,7	0,062	34,2	0,47	24,97
337 PE	920	9614	3,6	42,6	1,5	0,86	1	0,02	0,32	0,055	12,9	0,16	36,68
337 PE	917	9546	5,5	35,7	1,7	1,4	1,2	0,03	0,91	0,067	21,5	0,27	31,68
337 PE	916	9524	2,4	47,5	1,1	0,6	0,66	0,02	0,24	0,042	7,3	0,1	39,49
337 PE	914	9488	2,9	45,2	1,3	0,74	0,78	0,02	0,18	0,05	9,5	0,13	38,32
337 PE	913	9478	2,4	47,5	3,1	0,6	0,66	0,03	0,9	0,11	7,3	0,19	28,13
337 PE	912	9450	1,9	50,2	0,71	0,48	0,77	0,02	0,24	0,062	6	0,08	40,21
337 PE	908	9380	2,2	48,7	1	0,59	0,7	0,02	0,2	0,045	6,9	0,11	39,47
337 PE	907	9366	8,6	30	2,6	2,4	1,7	0,04	1	0,12	27,3	0,43	27,08
337 PE	906	9350	3,6	43,2	1,1	0,99	1,1	0,03	0,49	0,068	14,6	0,17	35,61
337 PE	905	9338	6,7	35,1	1,9	1,8	1,3	0,03	0,74	0,069	22,7	0,32	29,86
337 PE	904	9312	2,8	47,4	1	0,67	0,73	0,02	0,18	0,036	8,9	0,12	38,59
337 PE	903	9295	11,1	23,1	3,2	2,8	1,8	0,03	1	0,11	34,5	0,48	22,38
337 PE	902	9277	2	49,1	0,83	0,47	0,7	0,02	0,17	0,037	5,7	0,08	40,22
337 PE	900	9249	1,3	52,7	0,68	0,31	0,52	0,02	< 0,1	0,038	4,1	0,06	41,33
337 PE	898	9227	3	46,6	1,2	0,74	0,82	0,02	0,2	0,047	9,8	0,13	37,61
337 PE	892	9165	2,6	48	1,2	0,61	0,65	0,02	0,19	0,042	7,6	0,1	38,88
337 PE	654	8440	4,5	42	1,8	1,2	1	0,02	0,32	0,043	12,8	0,18	35,95
337 PE	646	8314	9,8	28	3,1	2,8	1,8	0,03	0,66	0,18	28,7	0,46	24,67
337 PE	635	8109	2,5	47,6	1	0,68	0,68	0,02	< 0,1	0,066	7,8	0,11	38,82
337 PE	633	8057	2	49	0,93	0,56	0,72	0,02	0,24	0,055	6,5	0,08	39,67
337 PE	631	7998	9,4	28,4	2,7	2,6	1,7	0,02	0,52	0,17	29,9	0,42	24,76
337 PE	625	7911	8,6	28,7	2,9	2,4	1,5	0,03	0,67	0,099	29,3	0,39	25,35
337 PE	622	7838	4	42,9	1,4	1	0,7	0,03	0,24	0,051	12,8	0,14	36,06
337 PE	618	7790	2,2	47,9	0,99	0,59	0,71	0,02	0,17	0,021	6,6	0,09	39,48
337 PE	617	7762	6,1	36,7	2,2	1,7	1,4	0,03	0,59	0,096	20	0,27	31,84
337 PE	614	7733	4	43,2	1,7	1,1	0,85	0,02	0,21	0,033	12	0,17	36,48
337 PE	606	7648	4,2	40,8	1,5	1,2	1,2	0,03	0,61	0,044	16,8	0,18	34,34
337 PE	605	7625	8,6	28,9	2,7	2,4	1,7	0,03	0,73	0,09	29,5	0,4	25,59
337 PE	603	7589	8,2	30,4	2,7	2,4	1,7	0,03	0,72	0,062	28,4	0,39	26,35
337 PE	600	7556	3,3	45,7	0,99	0,84	0,72	0,03	0,14	0,15	9,7	0,13	37,68
337 PE	599t	7538	9,3	28,5	3,5	2,7	1,6	0,03	0,62	0,037	29,5	0,4	23,61
337 PE	599e	7528	8,8	28	2,6	2,5	1,5	0,05	0,76	0,056	31,3	0,4	24,33
337 PE	599d	7518	12,2	20,6	3,8	3,4	2,3	0,04	0,96	0,072	36,2	0,55	20,27
337 PE	599c	7481	11,2	23	3,8	3,2	2,1	0,04	0,83	0,073	34,5	0,46	21,91
337 PE	599b	7455	11,2	22,5	3,4	3	2	0,04	0,75	0,092	35	0,5	20,65
337 PE	599a	7440	9,9	26,5	2,9	2,6	1,8	0,03	0,61	0,069	31	0,41	24,26
337 PE	589	7179	7,6	33,5	2,3	2	1,4	0,06	0,57	0,092	23,3	0,28	28,77
337 PE	588t	7149	11,6	21,6	4,1	3,1	1,8	0,04	0,9	0,068	33,7	0,41	23,29
337 PE	584	7022	11,9	20,5	4,3	3,3	2	0,05	1	0,11	33,1	0,47	23,81
337 PE	579t	6887	12,9	15,2	5,4	3,6	2,4	0,07	0,92	0,11	40,3	0,64	18,06
337 PE	570	6683	4,6	39,8	1,9	1,3	1,1	0,04	0,49	0,059	16,5	0,19	33,39
337 PE	559t	6560	8,2	24,4	4,5	2,1	1,4	0,1	1,1	0,18	27	0,34	30,72
337 PE	558	6541	6,5	36,2	2,5	1,8	1,4	0,04	0,63	0,085	21,2	0,27	29,99
337 PE	555	6496	11,2	20,3	3,7	2,9	2,3	0,04	0,78	0,079	38,5	0,5	19,63
337 PE	554	6421	5,3	39,6	1,9	1,4	1,6	0,05	0,35	0,24	15,3	0,19	33,24
337 PE	551	6244	13	17,5	3,9	3,4	2,1	0,04	1,1	0,11	40,1	0,58	19,38
337 PE	545	6153	11,3	21,6	3,5	3	1,9	0,04	0,89	0,1	35,2	0,49	21,45
337 PE	537	5930	11,1	22	3,9	3,1	2,6	0,05	0,85	0,15	33,9	0,45	22,17
337 PE	529	5784	8,9	29,6	2,9	2,4	2,3	< 0,01	0,86	0,061	27,9	0,36	25,89
337 PE	354/526	5712	6,3	35,3	2,3	1,7	1,7	< 0,01	0,51	0,071	21,9	0,26	30,28
337 PE	351	5624	13,6	14,2	4,4	3,6	3,2	< 0,01	0,82	0,066	42,5	0,58	16,62
337 PE	344	5526	14,2	13,1	4,9	3,9	3,1	< 0,01	1	0,12	43,6	0,65	15,12
337 PE	343	5516	6,5	33	2,9	1,8	2,6	0,01	0,49	0,095	20	0,24	31,51

Seção	Camada	Esp. total	Al2O3	CaO	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	P.F.
		metros	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
337 PE	340	5484	8,5	28,6	3,8	2,4	3,3	0,02	0,44	0,077	24,4	0,29	28,66
337 PE	333	5380	6,8	34	2,7	1,9	2,1	< 0,01	0,51	0,076	22,2	0,26	29,67
337 PE	328	5211	8,6	27,8	3,4	2,2	2,4	< 0,01	0,68	0,097	27,2	0,3	26,76
337 PE	324	5144	9,7	25,3	3,7	2,8	2,9	< 0,01	0,57	0,054	30,5	0,43	23,88
337 PE	323	5124	5,9	34,9	2,3	1,5	1,8	0,05	0,5	0,05	20,5	0,22	31,23
337 PE	319	5067	11	18,9	9,8	3,3	3,5	< 0,01	0,86	0,045	32,3	0,42	20,28
337 PE	318	5061	8,4	28,1	3,5	2,5	2,9	0,01	0,81	0,085	27,6	0,34	25,92
337 PE	314	5019	3,9	45,3	2	1,1	0,79	0,08	0,22	0,089	9,6	0,16	36,92
337 PE	308	4940	11,2	21,5	4,3	3,1	2,8	< 0,01	0,61	0,067	34,6	0,42	21,72
337 PE	306	4928	5,4	39,6	2,1	1,6	1,5	0,05	0,53	0,096	16,9	0,24	32,44
337 PE	302	4838	5,3	40,3	2,4	1,6	1,4	0,02	0,4	0,061	16,3	0,2	33,65
337 PE	301	4826	13,2	16,4	4,6	3,9	3,9	0,03	0,78	0,081	39,2	0,6	18,72
337 PE	298	4784	4,5	40,6	2,1	1,2	1,1	< 0,01	0,46	0,064	16,5	0,18	32,17
337 PE	297	4774	7,1	21,6	21,2	2	2	< 0,01	0,57	0,065	23,3	0,3	20,82
337 PE	296	4714	3,9	42,5	1,7	1,1	1,1	< 0,01	0,37	0,13	13,9	0,14	34,52
337 PE	295	4706	10,5	19,9	4,5	3,3	4,8	0,01	0,7	0,052	32,3	0,46	23,23
337 PE	287	4624	4,7	43,2	2,1	1,4	1,4	0,08	0,14	0,12	11,3	0,19	36,45
337 PE	285(2)	4607	14,3	13,5	4,7	4,3	3,3	0,02	1,4	0,11	42	0,66	17,11
337 PE	281	4576	11,7	23,6	3,4	3,5	1,9	< 0,01	0,91	0,066	34,2	0,48	21,63
337 PE	262	4186	5,8	41	2,1	1,6	0,88	0,06	0,15	0,061	13	0,22	35,55
337 PE	258	4081	5,3	39,4	2	1,5	1,2	< 0,01	0,5	0,084	15,9	0,22	33,97
337 PE	254	3981	5,5	41,3	2	1,5	0,83	0,05	0,2	0,078	13	0,2	35,41
337 PE	253	3971	7,8	33,9	2,3	2,3	1,3	< 0,01	0,47	0,11	22,8	0,28	29,21
337 PE	251	3941	8,7	30,9	2,4	2,5	1,5	< 0,01	0,98	0,1	24,8	0,36	28,97
337 PE	246	3852	3,1	47,7	1,7	0,82	0,68	0,09	0,16	0,056	6,9	0,13	39,16
337 PE	244	3647	4,7	41,4	2,4	1,3	0,94	0,05	0,18	0,058	11,4	0,19	36,27
337 PE	239	3617	10,6	25,6	3,7	3,1	1,7	< 0,01	0,76	0,093	31,4	0,47	23,9
337 PE	237	3489	11,3	21,9	3,7	3,3	3,7	0,03	0,71	0,052	31,9	0,45	23,67
337 PE	236	3404	5,3	42	2,2	1,5	0,96	0,06	0,21	0,06	12,4	0,21	35,87
337 PE	234	3369	4,6	43,2	1,9	1,2	0,8	0,06	0,18	0,059	10,7	0,17	36,6
337 PE	231	3301	11,2	24,8	3,2	3,2	1,7	< 0,01	0,79	0,096	32,6	0,47	23,03
337 PE	228	3213	3,7	44,2	2,5	0,98	0,77	0,08	0,19	0,063	8,6	0,14	37,85
337 PE	224	3097	6,3	38,2	2,9	2	1,8	0,03	0,48	0,1	18,8	0,27	30,46
337 PE	220	3038	5,1	41	1,9	1,5	1,3	0,03	0,6	0,062	15	0,22	34,6
337 PE	216	2888	5,3	39,4	1,9	1,6	1,2	0,02	0,48	0,084	15,3	0,21	34,31
337 PE	215	2873	7,7	34,9	2,3	2,3	1,4	< 0,01	0,43	0,086	21,3	0,3	29,98
337 PE	213	2728	8,9	29,1	3,3	2,6	1,6	< 0,01	0,9	0,074	25,2	0,36	27,08
337 PE	210	2672	4,5	44,1	1,6	1,2	0,75	0,06	0,16	0,054	10,8	0,17	36,63
337 PE	207	2639	8,7	33,1	2,4	2,5	1,5	0,01	0,67	0,13	23,3	0,36	28,68
337 PE	203	2583	11,2	22,9	3,1	3,1	1,7	< 0,01	0,97	0,12	33,4	0,48	21,97
337 PE	121/196	2527	3,1	47,5	2	0,83	0,62	0,06	0,22	0,063	6,9	0,13	39,32
337 PE	120	2511	9,6	30,3	2,9	2,8	1,6	< 0,01	0,45	0,13	26,7	0,42	26,24
337 PE	117	2489	4,3	44,9	1,6	1,1	0,76	0,04	0,21	0,09	9,1	0,16	37,9
337 PE	113	2385	0,95	52,8	0,72	0,25	0,51	0,05	0,11	0,043	2,2	0,04	42,65
337 PE	110	2328	8,1	32,8	2,2	2,3	1,4	0,01	0,38	0,082	23,4	0,3	28,64
337 PE	109	2278	4,8	43,3	2,3	1,2	0,85	0,04	0,27	0,059	10,4	0,18	36,95
337 PE	108	2261	9,5	30,2	2,5	2,7	1,5	< 0,01	0,58	0,076	27,1	0,4	26,6
337 PE	106t	2218	11,9	21	3,2	3,3	1,7	< 0,01	0,62	0,099	36,5	0,55	20,56
337 PE	105	2168	4	44,4	1,3	1	0,7	0,06	0,21	0,047	9,1	0,15	37,91
337 PE	98	2070	5,3	40,9	2,4	1,4	0,76	0,06	0,23	0,043	13	0,21	35,48
337 PE	94	2009	8	32,2	2,2	2,2	1,4	< 0,01	0,86	0,084	24,1	0,33	28,99
337 PE	92	1964	10,8	25	2,7	2,9	1,6	< 0,01	0,95	0,14	32,9	0,47	23,4
337 PE	87	1889	5,3	41,3	1,4	1,4	0,85	0,04	0,17	0,057	13,8	0,21	35,37
337 PE	84	1865	9,4	28,5	2,5	2,5	1,4	< 0,01	0,71	0,06	30,1	0,4	24,77
337 PE	83	1825	4,2	44,2	1,2	1,1	0,87	0,04	0,23	0,03	10,6	0,16	37,38
337 PE	82	1805	7,2	33,1	1,8	1,9	1,1	< 0,01	0,73	0,047	27,5	0,34	27,22
337 PE	80	1774	7,3	32,8	2,2	2	1,2	< 0,01	0,57	0,052	25,2	0,33	27,53
337 PE	79	1764	3,9	44,4	1,4	1	0,87	0,04	0,23	0,055	10,8	0,17	36,57

Seção	Camada	Esp. total	Al2O3	CaO	Fe2O3	K2O	MgO	MnO	Na2O	P2O5	SiO2	TiO2	P.F.
		metros	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%	%
337 PE	76m	1713	7	33,3	2,1	2	1,2	< 0,01	0,7	0,084	26	0,34	27,08
337 PE	75	1703	3,1	46,2	1	0,8	0,82	0,05	0,22	0,065	8,9	0,11	38,77
337 PE	73	1681	8,6	30,8	2,5	2,4	1,4	< 0,01	0,66	0,14	28	0,38	25,41
337 PE	70	1625	8,7	29,5	2,4	2,4	1,3	< 0,01	0,62	0,1	29	0,42	25,72
337 PE	69	1610	4,5	41,9	2,7	1,1	0,7	0,04	0,22	0,056	12	0,34	35,6
337 PE	68	1600	9,2	28,2	2,8	2,4	1,4	< 0,01	0,69	0,058	32,2	0,41	22,35
337 PE	63	1492	3,2	46,6	1,2	0,86	0,71	0,03	0,15	0,036	7,9	0,13	38,38
337 PE	60	1454	7,3	32,3	2,2	2	1,3	< 0,01	0,7	0,077	26,3	0,37	27,69
337 PE	59	1414	5,3	39,6	1,6	1,4	1,1	< 0,01	0,6	0,098	17,5	0,23	33,64
337 PE	55	1366	5,2	41,6	2	1,3	0,86	0,03	0,25	0,049	13,4	0,22	35,58
337 PE	54	1346	7,5	33,1	2,1	2,1	1,2	< 0,01	0,61	0,091	23,9	0,33	28,66
337 PE	52	1282	8,6	29,8	2,6	2,6	1,5	< 0,01	0,81	0,12	27,7	0,43	26,84
337 PE	51t	1249	2,6	49,4	1,3	0,63	0,7	0,03	0,18	0,072	5,1	0,09	40,47
337 PE	51b	1215	3,6	46,8	1,2	0,88	0,66	0,03	0,16	0,044	7,8	0,14	38,91
337 PE	46	1174	6,6	37,3	1,9	1,9	1,2	< 0,01	0,56	0,11	18,9	0,25	32,08
337 PE	45	1156	4,5	43,8	1,4	1,2	0,8	0,04	0,4	0,047	10,7	0,17	37,02
337 PE	41	1128	4,3	45,5	1,4	1,2	0,75	0,02	0,2	0,063	9,4	0,18	37,65
337 PE	40	1117	10,9	24,9	3	3,2	1,6	< 0,01	0,8	0,16	32	0,49	22,87
337 PE	39	1077	3,3	46,4	1,3	0,94	0,68	0,03	0,3	0,054	8,2	0,13	38,9
337 PE	38	1057	6,6	36,7	1,8	2	1,3	< 0,01	0,64	0,11	20,2	0,27	31,36
337 PE	37	1040	3,2	46,5	1	0,87	0,7	0,03	0,17	0,06	7,9	0,12	38,8
337 PE	35	1000	2,6	48,9	1,1	0,74	0,74	0,03	0,11	0,049	6	0,11	39,9
337 PE	34	986	5,8	38	1,8	1,7	1,2	< 0,01	0,46	0,092	19,5	0,26	31,95
337 PE	32t	916	10,1	25	3,1	2,9	1,5	< 0,01	0,8	0,17	32,8	0,49	23,28
337 PE	32b	892	9,8	27,2	2,8	2,7	1,4	< 0,01	0,64	0,1	31	0,43	23,29
337 PE	31	885	4,5	43,6	1,4	1,2	0,89	0,03	0,24	0,047	11,1	0,18	36,99
337 PE	27	810	6,2	36,8	1,9	1,7	1	< 0,01	0,49	0,077	18,9	0,25	32,1
337 PE	22t	718	9,4	29,5	2,7	2,6	1,6	< 0,01	0,86	0,16	27,1	0,42	26,18
337 PE	22b	667	5,7	39,2	1,7	1,7	1,2	< 0,01	0,35	0,086	17,3	0,24	33,1
337 PE	21	661	3,9	44,3	1,7	0,98	0,75	0,04	0,22	0,065	9,2	0,15	37,88
337 PE	18	606	7,3	33,5	2	2,1	1,3	< 0,01	0,51	0,12	24,3	0,36	28,59
337 SIN	500	311	1,8	50,6	0,96	0,49	0,53	0,03	0,17	0,05	4,5	0,08	41,3
337 SIN	499	277	7,6	33,4	2,2	2,2	1,4	< 0,01	0,69	0,15	23,6	0,35	29,38
337 SIN	496	232	5,3	42,1	1,8	1,4	0,99	0,02	0,22	0,053	13,6	0,23	35,23
337 SIN	495	192	8,7	30,4	2,6	2,5	1,5	< 0,01	0,75	0,17	27	0,45	26,53
337 SIN	491	112	6,9	36	2,2	2	1,3	< 0,01	0,34	0,13	21,3	0,18	30,45
337 SIN	490	80	2,3	48,2	1,1	0,53	0,8	0,04	0,12	0,04	6,5	0,09	40,12

ANEXO J

Distribuição dos elementos menores em rocha total

n=196	média	min	max
Al	4,45	0,1	13
Ba	216,6	3,2	681
Ca (1)	9,6	2,6	15
Cd (2)	3,75	3	14
Co (3)	23	8	40
Cr	51	3,5	152
Cu (2)	145	3,6	200
Fe	2,4	0,24	8,9
K	2,56	0,18	6,1
La (4)	24	20	33
Li (2)	32,2	3,5	116
Mg	0,76	0,18	2,7
Mn (5)	0,01	0,01	0,04
Mo (2)	13,55	3,4	41
Na	0,54	0,02	1,6
Ni (2)	40	3,2	85
P	0,055	0,02	0,18
Pb (3)	16	8,2	105
Sc (2)	13	3	24
Sr	0	107	2151
Ti	0,265	0,03	0,71
V	66	9,1	221
Y (2)	9,8	3,4	22
Zn	57,5	10	1484
Zr (2)	68	3,1	176

- (1) foram registrados apenas os valores até 15%.
- (2) foram registrados apenas os valores acima de 3ppm.
- (3) foram registrados apenas os valores acima de 8ppm.
- (4) foram registrados apenas os valores acima de 20ppm.
- (5) foram registrados apenas os valores acima de 0,01%.

Am.	Esp.	Al	Ba	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	K	La	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	Sc	Sr	Ti	V	Y	Zn	Zr
		metros	%	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	%	%	ppm	%	ppm	%	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm
P81b	12533	7.7	426	9.6	3.8	23	91	92	4.4	4.7	24	60	1.2	0.01	<3	1	40	0.04	16	13	514	0.43	119	9.8	93	132
P77	12488	4.5	153	>15	4	34	51	122	4.3	3.1	<20	57	1	0.03	<3	0.74	74	0.1	83	7.7	617	0.3	63	6.4	66	54
P67	12384	9.3	499	7.5	4.4	23	98	200	4.7	5.5	26	81	1.5	0.02	<3	1.1	32	0.04	10	15	404	0.52	135	12	107	156
P60	12269	13	681	3.7	4.3	33	112	79	5.3	6.1	25	116	2.1	0.02	<3	1.5	39	0.03	24	24	240	0.54	160	13	135	161
P58	12254	7	444	>15	4.1	25	76	89	4	4.1	26	67	0.75	0.02	<3	1	36	0.04	27	12	424	0.38	107	12	90	108
P45	11960	10	451	6.6	3.5	30	101	124	5	5.2	33	94	2.3	0.02	<3	0.97	48	0.04	13	18	382	0.48	131	15	117	143
P40b	11810	7.5	375	5.4	3.6	22	63	70	3.9	3.6	<20	61	1.5	0.02	<3	1.6	31	0.02	17	13	174	0.4	83	10	93	114
P36	11690	8.5	367	5.2	4.2	25	88	68	4.4	4.4	29	75	1.8	0.01	<3	0.75	43	0.04	11	16	315	0.46	116	14	91	131
P34	11655	9.3	419	5.1	4.1	33	93	78	4.2	4.4	29	78	1.8	0.01	<3	0.98	48	0.03	40	18	290	0.46	121	14	90	132
P31(1)	11625	10.6	448	4.1	3.2	27	104	105	5	5.3	32	84	2.3	0.01	<3	0.82	46	0.03	22	21	261	0.5	138	16	96	153
P31	11625	11.7	520	4.5	3.8	33	116	158	5.8	6	32	96	2.7	0.02	<3	1.2	55	0.03	27	23	320	0.58	155	17	109	176
P28m	11570	4.4	225	12.4	3.4	21	36	67	4.1	2.3	<20	32	0.62	0.02	3.4	1.4	27	0.02	105	6.7	243	0.28	49	8.7	94	69
P27	11489	7	276	3.7	3.4	23	82	121	3.7	3.2	<20	58	1.6	<0.01	<3	0.83	40	0.02	<8	13	203	0.41	108	9.8	75	121
P24t	11354	3.7	176	14.6	3.8	15	45	33	2.6	2	<20	36	0.55	0.01	<3	0.69	26	0.02	12	6.2	394	0.22	56	<3	52	50
P24	11305	4.4	224	>15	3.6	15	48	52	2.6	2.6	<20	50	0.68	0.02	<3	0.69	19	0.02	<8	7.5	479	0.26	71	4	68	50
P20t	11137	3.1	96	>15	3.5	9.5	36	58	1.8	2	<20	34	0.62	0.01	<3	0.5	13	0.04	<8	4	454	0.2	54	<3	43	27
P20m	11087	3.2	107	>15	4.1	10	44	62	2.2	2.2	<20	37	0.77	0.01	<3	0.5	23	0.04	<8	4.8	549	0.22	59	<3	47	34
P10	10537	3.9	177	>15	4	13	48	57	2.1	2.3	<20	33	0.42	<0.01	<3	0.86	15	0.03	<8	6.9	340	0.26	61	<3	44	54
P8	10517	2.1	36	>15	3.8	8.8	32	18	1.3	1.6	<20	22	0.6	<0.01	<3	0.42	9.7	0.04	<8	<3	405	0.18	40	<3	30	15
P2	10425	1.5	21	>15	3.6	12	27	32	1.2	1.3	<20	15	0.5	<0.01	<3	0.24	9.6	0.04	<8	<3	359	0.15	36	<3	24	11
P1	10415	3.8	85	13.2	3.4	15	58	66	2.2	2.6	<20	32	0.44	<0.01	<3	0.54	26	0.04	<8	6.1	333	0.3	70	<3	45	56
PE982	10380	2.7	82	>15	3.4	8.9	33	22	1.5	1.4	<20	20	0.5	<0.01	<3	1	15	0.02	<8	3.4	388	0.18	34	<3	30	39
PE980	10363	0.76	22	>15	3.7	<8	12	49	0.58	0.6	<20	8.2	0.41	<0.01	<3	0.56	<3	0.03	<8	<3	464	0.08	16	<3	42	6.1
PE978	10337	1.1	30	>15	3.1	<8	18	20	1.1	0.83	<20	10	0.52	<0.01	<3	0.52	5.5	0.02	<8	<3	466	0.1	20	<3	39	9.2
PE977	10325	3.4	106	>15	3.5	<8	46	70	1.6	2	<20	28	0.6	<0.01	<3	0.71	15	0.04	<8	6.1	334	0.22	49	<3	67	50
PE976	10305	1.6	46	>15	3.3	<8	21	35	0.88	0.97	<20	12	0.52	<0.01	<3	0.53	11	0.02	<8	<3	394	0.11	25	<3	52	14
PE975	10299	3.5	164	14.2	3.8	13	45	46	1.6	1.9	<20	25	0.46	<0.01	<3	0.76	16	0.02	<8	6.5	305	0.22	52	<3	68	52
PE974	10285	1.5	49	>15	3.4	<8	21	27	0.82	0.94	<20	12	0.52	<0.01	<3	0.47	6.2	0.02	<8	<3	370	0.11	24	<3	51	16
PE972	10268	0.57	15	>15	3.3	<8	13	44	0.62	0.67	<20	7.4	0.4	<0.01	<3	0.36	3.2	0.02	<8	<3	319	0.08	18	<3	48	4.4
PE970	10257	0.96	34	>15	3.3	<8	19	23	0.73	0.82	<20	8.7	0.44	<0.01	<3	0.44	4.8	0.02	<8	<3	319	0.1	22	<3	57	11
PE962	10196	0.72	15	14.5	3.3	<8	17	39	0.72	0.82	<20	8	0.42	<0.01	<3	0.29	6.4	0.02	<8	<3	320	0.1	21	<3	85	5.4
PE961t	10176	3.6	140	>15	3.5	8	41	47	1.5	2	<20	28	0.58	<0.01	<3	0.8	16	0.04	<8	5.7	411	0.2	46	<3	104	53
PE961b	10156	2.7	123	>15	4.2	<8	29	38	1.3	1.4	<20	23	0.82	<0.01	<3	0.6	20	0.02	<8	5.2	623	0.15	30	9.4	383	55
PE950	10152	2.2	65	>15	3.3	<8	28	49	1.1	1.3	<20	16	0.59	<0.01	<3	0.54	10	0.04	<8	<3	402	0.14	31	<3	100	24
PE950X	10152	0.67	19	>15	3.6	<8	13	27	0.53	0.7	<20	8.2	0.42	<0.01	<3	0.32	<3	0.03	<8	<3	440	0.07	17	<3	53	4.3
PE949	10145	3.7	178	>15	3.4	9.4	41	41	1.4	2	<20	25	0.52	<0.01	<3	1	14	0.06	<8	6.2	428	0.21	47	<3	90	49
PE948	10115	0.54	11	>15	3.3	<8	15	52	0.6	0.77	<20	8	0.42	<0.01	<3	0.26	6.3	0.02	<8	<3	317	0.08	19	<3	56	3.7
PE946	10101	0.18	6.2	>15	3.6	<8	9.1	48	0.4	0.56	<20	5.5	0.37	<0.01	<3	0.16	<3	0.02	<8	<3	304	0.06	14	<3	49	<3
PE945	10086	1.7	53	12	3.9	<8	30	44	1.3	1.3	<20	13	0.42	<0.01	<3	1.2	12	0.02	<8	<3	229	0.13	35	<3	87	16
PE944	10034	0.7	16	>15	3.5	<8	13	45	0.68	0.8	<20	7.3	0.37	<0.01	<3	0.18	5.7	0.03	<8	<3	340	0.08	19	<3	51	5.4
PE943	10019	2.6	75	13	3.7	<8	37	66	1.5	1.8	<20	20	0.44	<0.01	<3	0.68	19	0.03	<8	3.3	447	0.18	46	<3	118	23
PE940	9981	0.58	15	>15	3.1	<8	15	64	0.58	0.82	<20	7.8	0.4	<0.01	<3	0.3	8.2	0.03	<8	<3	358	0.08	20	<3	71	4.1
PE939	9977	3	80	13	3.2	9.2	44	53	1.6	2.2	<20	22	0.38	<0.01	<3	0.67	22	0.04	<8	4.1	378	0.22	47	<3	153	34
PE930	9812	2.3	45	13.9	3.6	10	38	50	1.3	1.9	<20	21	0.48	<0.01	<3	0.44	17	0.06	<8	<3	263	0.19	43	<3	77	23
PE925t	9733	2.2	53	12.3	4.3	10	37	41	1.7	1.7	<20	22	0.4	<0.01	<3	0.75	28	0.02	<8	3	266	0.2	41	<3	284	25
PE924	9703	0.22	13	>15	3.4	<8	7.8	33	0.4	0.49	<20	5	0.32	<0.01	<3	0.33	<3	0.02	<8	<3	371	0.06	12	<3	35	<3
PE923b	9659	1.5	23	13.4	<3	<8	27	38	0.93	1.2	<20	14	0.44	<0.01	<3	0.44	14	0.03	<8	<3	259	0.15	28	<3	64	9.8
PE921	9643	2.8	71	12.2	3.6	8.9	42	55	1.4	2	<20	20	0.34	<0.01	<3	1.3	17	0.03	<8	3.6	289	0.25	43	<3	104	32
PE920	9614	1.3	39	>15	4	<8	21	65	1.3	0.98	<20	11	0.57	<0.01	<3	0.63	11	0.04	<8	<3	621	0.1	20	<3	82	12
PE917	9546	2.5	81	>15	3.8	<8	33	44	1.1	1.6	<20	18	0.62	<0.01	<3	0.91	12	0.03	<8	3.5	555	0.16	32	<3	56	29
PE916	9524	0.4	9.5	>15	3.3	<8	11	50	0.53	0.62	<20	6.3	0.4	<0.01	<3	0.3	6	0.02	<8	<3	451	0.06	14	<3	37	3.1
PE914	9488	0.82	21	>15	3.2	<8	17	46	0.63	0.78	<20	8.6	0.48	<0.01	<3	0.32	10	0.03	<8	<3	566	0.08	16	<3	36	6.2
PE913	9478	3.5	149	>15	3.7	9.2	55	54	2.2	2.4	<20	33	0.74	<0.01	<3	1.1	26	0.05	<8	7.5	654	0.22	46	5.2	114	45
PE912	9450	0.56	23	>15	3.8	<8	9	53	0.34	0.55	<20	6.8	0.46	<0.01	<3	0.26</										

Am.	Esp.	Al	Ba	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	K	La	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	Sc	Sr	Ti	V	Y	Zn	Zr
PE599e	7528	4.6	207	>15	3.7	14	53	72	1.9	3.4	<20	45	0.63	<0.01	<3	0.84	25	0.02	<8	9.6	888	0.28	63	<3	41	60
PE599d	7518	5.4	160	>15	4.1	40	152	96	4.9	5.5	20	87	0.53	0.02	<3	1	71	0.08	21	12	2151	0.71	191	<3	115	111
PE599c	7481	4.5	276	>15	3.6	17	81	73	2.8	3.8	<20	56	0.75	<0.01	<3	0.72	41	0.04	12	9.5	1459	0.3	83	7.4	61	62
PE599b	7455	5.6	277	>15	4.2	17	70	80	2.4	4	23	56	0.84	<0.01	<3	0.76	34	0.04	<8	11	1204	0.32	78	11	69	85
PE599a	7440	5	247	>15	4.1	13	69	74	2.2	3.7	<20	52	0.68	<0.01	<3	0.59	24	0.04	16	11	1891	0.28	81	4.8	65	63
PE589	7179	3.4	160	>15	3.9	11	45	63	1.6	2.6	<20	40	0.56	<0.01	<3	0.54	25	0.04	8.8	5.3	2135	0.18	59	<3	59	35
PE588t	7149	6.5	401	>15	5.2	21	83	96	3.1	4.8	23	69	0.7	<0.01	4.6	1.1	75	0.04	35	12	1008	0.3	134	11	97	84
PE584	7022	5.3	301	13.7	14	20	74	88	2.8	3.7	21	49	0.57	<0.01	41	0.88	82	0.04	41	11	817	0.27	221	12	1484	81
PE579t	6887	5.8	249	9.1	3.8	24	79	98	3.4	4	26	59	1.1	<0.01	8.3	0.8	75	0.04	39	10	933	0.36	130	11	73	104
PE570	6683	2	68	>15	3.4	<8	25	28	1.2	1.6	<20	20	0.6	<0.01	<3	0.4	9.5	0.02	<8	<3	1442	0.12	32	<3	26	20
PE559t	6560	4.3	258	>15	4.3	17	54	65	3	2.6	<20	41	0.8	<0.01	13	1.2	61	0.09	27	9.7	8856	0.18	62	14	175	64
PE558	6541	2.1	53	14.2	3.6	9.7	36	44	1.5	2	<20	23	0.44	<0.01	<3	0.38	21	0.04	<8	<3	845	0.18	40	<3	53	16
PE555	6496	5.3	276	13.2	3.7	16	61	21	2.5	3.6	24	46	0.98	<0.01	<3	0.7	27	0.04	9.6	11	834	0.3	71	11	55	88
PE554	6421	2.3	67	>15	3.4	<8	28	35	1.2	1.8	<20	24	0.76	0.02	<3	0.28	15	0.1	<8	3.7	731	0.13	37	<3	33	20
PE551	6244	5.8	299	10.5	3.6	13	69	60	2.4	3.6	25	51	0.98	<0.01	<3	1.1	35	0.04	<8	12	889	0.32	79	11	77	92
PE545	6153	5.1	258	14	3.5	17	63	81	2.3	3.6	22	48	0.52	<0.01	<3	0.62	44	0.04	<8	11	1171	0.3	89	11	83	77
PE537	5930	4.6	241	13.7	3.8	15	56	94	2.3	3.5	22	41	0.64	0.01	<3	0.56	40	0.06	<8	9.6	1127	0.26	82	10	55	73
PE529	5784	1.5	67	6.9	<3	<8	20	11	0.9	0.66	<20	12	0.48	<0.01	<3	0.18	7.9	0.05	<8	3.2	357	0.13	23	<3	22	19
PE354	5712	1	35	7.2	<3	<8	13	24	0.64	0.42	<20	8.2	0.41	<0.01	<3	0.12	<3	0.05	<8	<3	249	0.08	15	<3	15	12
PE351	5624	2.1	91	3.1	<3	<8	30	49	1.3	0.9	<20	17	0.65	<0.01	<3	0.15	8.4	0.05	<8	3.5	248	0.18	35	<3	32	29
PE344	5526	2.3	72	2.6	<3	8.6	35	48	1.5	0.98	<20	17	0.62	<0.01	<3	0.2	17	0.05	<8	3.6	243	0.2	38	<3	47	33
PE343	5516	3.9	16	5.1	<3	<8	14	11	0.75	0.4	<20	7.1	0.34	<0.01	<3	0.07	11	0.05	<8	<3	171	0.07	16	<3	22	6.8
PE340	5484	1.2	40	5.7	<3	<8	17	14	1	0.58	<20	10	0.61	<0.01	<3	0.1	15	0.05	9.6	<3	300	0.1	29	<3	32	13
PE333	5380	1.1	42	6.7	<3	<8	17	<3	0.76	0.49	<20	9.9	0.46	<0.01	<3	0.11	4.9	0.05	<8	<3	328	0.1	20	<3	19	12
PE328	5211	1.2	50	5.4	<3	<8	24	6.2	0.96	0.54	<20	10	0.33	<0.01	<3	0.11	8.5	0.05	<8	<3	373	0.1	25	<3	40	15
PE324	5144	1.3	44	4.8	<3	<8	23	13	1	0.63	<20	9.5	0.35	<0.01	<3	0.08	6.5	0.05	<8	<3	237	0.13	27	<3	28	18
PE323	5124	2.1	31	6.7	<3	<8	13	17	0.77	0.42	<20	7.6	0.38	<0.01	<3	0.1	4	0.05	<8	<3	228	0.07	16	<3	33	11
PE319	5067	1.5	51	3.3	4.1	<8	25	76	3	0.65	<20	12	0.75	<0.01	11	0.13	35	0.05	19	<3	176	0.12	66	<3	412	20
PE318	5061	1	203	4.9	<3	<8	17	28	1	0.51	<20	8.1	0.34	<0.01	<3	0.1	5.3	0.05	<8	<3	276	0.1	20	<3	68	14
PE314	5019	1.9	7.7	6.3	<3	<8	6.8	5.2	0.45	0.23	<20	3.5	0.21	<0.01	<3	0.02	<3	0.07	<8	<3	143	0.05	10	<3	18	3.6
PE308	4940	1.2	45	3.7	<3	<8	21	6.7	1.1	0.56	<20	8.7	0.24	<0.01	<3	0.05	11	0.05	8.4	<3	180	0.12	24	<3	34	18
PE306	4928	2.7	7.7	5.8	<3	<8	11	12	0.61	0.36	<20	5.6	0.3	<0.01	<3	0.04	<3	0.05	<8	<3	194	0.07	14	<3	15	5.6
PE302	4838	2.9	5.2	6.8	<3	<8	12	3.6	0.68	0.35	<20	5.9	0.29	<0.01	<3	0.02	<3	0.05	<8	<3	116	0.07	16	<3	16	6.2
PE301	4826	2.3	56	3.4	<3	<8	31	31	1.4	0.82	<20	13	0.7	<0.01	<3	0.14	13	0.05	<8	3.4	160	0.2	35	<3	44	25
PE298	4784	3.1	17	8	<3	<8	10	14	0.76	0.34	<20	6.1	0.28	<0.01	<3	0.08	<3	0.05	<8	<3	186	0.07	13	<3	19	7.1
PE297	4774	2.1	77	7.7	3.3	13	22	122	8.9	0.82	<20	17	0.79	<0.01	<3	0.18	85	0.05	36	4.2	507	0.15	27	<3	44	25
PE296	4712	1.2	27	13.7	3.3	<8	13	22	0.8	0.6	<20	11	0.4	<0.01	<3	0.16	5.6	0.09	<8	<3	494	0.1	19	<3	17	8.4
PE295	4706	3.2	124	8	3.4	10	43	80	2.1	1.9	<20	28	1.2	0.01	<3	0.28	25	0.05	13	5.9	251	0.32	58	5.2	45	46
PE287	4624	1.2	25	>15	3	<8	17	31	0.94	0.85	<20	14	0.68	0.02	<3	0.14	14	0.14	8.2	<3	348	0.13	25	<3	20	12
PE285	4607	5	147	7.2	3.7	11	50	44	2.2	2.4	<20	42	1.3	<0.01	<3	0.81	27	0.09	11	8.7	260	0.4	67	6.1	48	60
PE281	4576	5	168	13.5	3.9	15	58	82	2.1	2.7	<20	42	0.72	0.01	<3	0.64	29	0.07	23	9.6	274	0.42	70	6.1	45	61
PE262	4186	1.8	35	>15	4	<8	29	52	1	1.1	<20	18	0.52	0.01	<3	0.22	12	0.09	14	<3	408	0.18	31	<3	47	14
PE258	4081	2	26	>15	5.8	<8	28	50	1.2	1.3	<20	19	0.56	<0.01	<3	0.31	18	0.09	14	<3	341	0.23	36	<3	259	15
PE254	3981	1.3	14	>15	3.5	<8	32	62	0.94	1	<20	13	0.48	0.02	<3	0.22	21	0.09	<8	<3	246	0.18	32	<3	77	7.9
PE253	3971	2.6	64	14.2	3.4	9.3	39	64	1.4	1.5	<20	26	0.43	0.02	<3	0.18	19	0.09	11	4.1	555	0.23	53	<3	44	25
PE251	3941	3.2	68	14.8	3.4	9.1	38	68	1.3	2.1	<20	29	0.47	0.01	<3	0.76	24	0.09	12	4.3	437	0.32	47	<3	76	32
PE246	3852	2.9	3.2	14.3	3.8	<8	11	54	0.68	0.48	<20	5.5	0.33	0.04	<3	0.1	11	0.09	<8	<3	151	0.1	17	<3	26	<3
PE244	3647	1.4	22	>15	4	<8	19	39	1.1	0.88	<20	13	0.52	0.02	<3	0.22	7.1	0.09	<8	<3	248	0.17	29	<3	24	9.4
PE239	3617	3.8	92	12.7	3.8	11	51	64	2.2	2.5	<20	33	0.36	0.01	<3	0.46	29	0.09	<8	6.6	501	0.42	70	<3	61	52
PE237	3489	3.6	173	11.7	3.7	12	52	55	2.1	2.4	<20	36	0.62	0.02	<3	0.32	37	0.05	17	7.1	332	0.38	78	6.6	56	59
PE236	3404	1.5	23	>15	3.4	<8	20	37	1	1.1	<20	16	0.56	0.02	<3	0.24	14	0.09	<8	<3	267	0.17	30	<3	25	10
PE234	3369	1.6	191	>15	4	<8	36	50	1.2	1	<20	16	0.55	0.03	<3	0.18	17	0.07	9.6	<3	330	0.2	29	<3	29	17
PE231	3301	4.3	133	13.5	3.6	18	55	57	2	2.7	<20	44	0.48	0.01	<3	0.48	41	0.09	12	7.3	421	0.43	73	3.4	56	54
PE228	3213	1.2	15	>15	3.9	<8	16	39	1.4	0.88	<20	13	0.58	0.03	<3	0										

Am.	Esp.		Al	Ba	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	K	La	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	Sc	Sr	Ti	V	Y	Zn	Zr
	metros	%																									
PE76m	1713	1.3	28	>15	3.4	<8	24	32	0.67	0.91	<20	16	0.53	<0.01	<3	0.28	8.7	0.07	<8	<3	362	0.15	28	<3	45	12	
PE75	1703	3.3	61	>15	4.2	10	43	52	1.3	1.8	<20	34	0.56	<0.01	<3	0.55	30	0.09	18	4	363	0.33	42	<3	67	37	
PE73	1681	1.1	21	>15	3.7	<8	16	20	0.45	0.74	<20	11	0.52	0.02	<3	0.16	5.4	0.09	<8	<3	388	0.13	22	<3	32	9.8	
PE70	1625	4.2	100	>15	3.6	11	55	28	1.4	1.9	<20	41	0.6	<0.01	<3	0.48	23	0.14	16	6.1	556	0.37	48	5.6	54	47	
PE69	1610	1.8	39	>15	3.9	<8	50	40	1.4	1.1	<20	20	0.58	<0.01	<3	0.28	34	0.09	10	<3	365	0.18	26	<3	31	19	
PE68	1600	1.8	35	6.4	3	<8	31	<3	1	0.92	<20	19	0.18	<0.01	<3	0.22	13	0.05	9.5	<3	127	0.2	29	<3	22	22	
PE63	1492	1.7	3.6	8.4	<3	<8	8.5	24	0.32	0.29	<20	4.8	0.2	<0.01	<3	0.02	<3	0.05	<8	<3	107	0.05	11	<3	16	4.2	
PE60	1454	1.4	21	7.2	3.1	<8	24	8.7	0.71	0.6	<20	9.7	0.2	<0.01	<3	0.18	3.6	0.05	<8	<3	124	0.17	19	<3	43	15	
PE59	1414	3.5	13	8.3	<3	<8	19	<3	0.6	0.46	<20	7.7	0.26	<0.01	<3	0.13	<3	0.05	<8	<3	143	0.1	17	<3	33	9.1	
PE55	1366	3.8	9.5	9.1	<3	<8	13	14	0.61	0.37	<20	5.5	0.26	<0.01	<3	0.12	<3	0.05	<8	<3	115	0.08	15	<3	15	7.2	
PE54	1346	1.4	25	8	3.2	8.6	25	48	0.82	0.7	<20	12	0.22	<0.01	<3	0.15	9.7	0.05	<8	<3	175	0.15	24	<3	29	17	
PE52	1282	1.6	28	7.4	<3	<8	29	31	1	0.8	<20	12	0.22	<0.01	<3	0.22	7.3	0.09	<8	<3	159	0.18	29	<3	31	20	
PE51t	1249	2.5	<3	9.9	<3	<8	8.8	<3	0.32	0.18	<20	<3	0.2	<0.01	<3	0.04	<3	0.07	<8	<3	114	0.03	9.2	<3	10	<3	
PE51b	1215	2.9	<3	10	<3	<8	9.8	12	0.32	0.28	<20	4.2	0.24	<0.01	<3	0.09	<3	0.05	<8	<3	120	0.07	12	<3	11	3.1	
PE46	1174	3.2	89	>15	3.3	<8	46	31	1.2	1.8	<20	38	0.75	<0.01	<3	0.55	16	0.11	23	5.6	879	0.27	40	<3	38	26	
PE45	1156	1.4	15	>15	3.4	<8	30	17	0.64	0.91	<20	15	0.48	<0.01	<3	0.41	7.3	0.09	<8	<3	412	0.13	24	<3	21	7	
PE41	1128	1	10	>15	3.2	<8	31	19	0.67	0.9	<20	13	0.48	<0.01	<3	0.2	3.2	0.09	12	<3	260	0.17	28	<3	16	6.4	
PE40	1117	4.5	107	14.4	4	11	75	35	1.9	2.8	<20	41	0.36	<0.01	<3	0.44	26	0.14	21	8.6	405	0.48	74	<3	41	6.4	
PE39	1077	2.1	9.2	>15	4	<8	30	27	0.56	0.73	<20	11	0.45	<0.01	<3	0.34	7.9	0.09	9.2	<3	287	0.13	22	<3	18	3.5	
PE38	1057	2.8	49	>15	3.6	<8	47	30	1	1.7	<20	30	0.55	<0.01	<3	0.54	17	0.11	16	3.4	583	0.25	42	<3	32	24	
PE37	1040	1.9	9.6	>15	3.4	<8	32	24	0.42	0.64	<20	10	0.4	<0.01	<3	0.17	10	0.09	<8	<3	307	0.1	19	<3	15	3.5	
PE35	1000	2.1	9	>15	3.9	<8	13	12	0.47	0.57	<20	8.9	0.48	<0.01	<3	0.14	<3	0.07	<8	<3	355	0.1	20	<3	16	4.1	
PE34	986	3.2	69	>15	3.7	<8	63	30	1.2	1.8	<20	31	0.63	<0.01	<3	0.42	15	0.11	22	4.4	515	0.28	41	<3	38	32	
PE32t	916	4.9	150	>15	3.7	18	69	53	2.1	2.9	<20	43	0.48	<0.01	<3	0.58	23	0.18	20	8.8	428	0.5	76	7.5	47	67	
PE32b	892	6.6	199	>15	3.9	13	76	62	1.9	2.8	33	62	1.4	<0.01	<3	0.66	36	0.09	19	12	616	0.4	67	22	40	80	
PE31	885	3.8	93	>15	3.5	12	67	38	1.5	2	<20	35	0.44	<0.01	<3	0.41	25	0.09	17	5.5	455	0.4	54	<3	31	36	
PE27	810	1.2	12	>15	3.2	10	55	28	0.66	0.98	<20	15	0.52	<0.01	<3	0.24	6.9	0.07	9.7	<3	491	0.15	27	<3	17	6.8	
PE22t	718	3.5	69	>15	3.5	13	69	40	1.5	2.3	<20	35	0.38	<0.01	<3	0.62	27	0.14	15	5	331	0.4	61	<3	27	40	
PE22b	667	2.2	27	>15	3.5	<8	52	24	1.1	1.6	<20	21	0.5	<0.01	<3	0.22	10	0.09	<8	<3	379	0.27	41	<3	32	15	
PE21	661	1.31	11	>15	3.4	<8	24	30	0.78	0.83	<20	11	0.46	<0.01	<3	0.19	17	0.09	9.7	<3	256	0.15	23	<3	28	4.1	
PE18	606	2.9	55	>15	4	9.3	43	24	1.3	1.9	<20	30	0.4	<0.01	<3	0.36	12	0.14	8.5	3.7	277	0.37	48	<3	30	34	
SIN500	311	1.23	<3	>15	3.3	<8	9.5	26	0.3	0.41	<20	5.9	0.36	<0.01	<3	0.11	3.4	0.07	10	<3	242	0.07	11	<3	22	<3	
SIN499	277	3.1	74	>15	3.6	8.5	45	38	1.4	2	<20	30	0.49	<0.01	<3	0.63	18	0.14	12	3.9	329	0.35	49	<3	47	30	
SIN496	232	1.7	35	>15	3.7	<8	26	38	0.94	1.2	<20	17	0.55	<0.01	<3	0.34	15	0.09	12	<3	279	0.22	31	<3	24	18	
SIN495	192	3.8	96	>15	3.6	9.6	56	48	1.6	2.3	<20	33	0.41	<0.01	<3	0.6	21	0.16	12	6.1	311	0.43	56	<3	35	49	
SIN491	112	2.7	45	>15	4	9.6	36	34	1.3	1.7	<20	25	0.49	<0.01	<3	0.34	17	0.11	14	3.8	268	0.3	40	<3	30	28	
SIN490	80	1.2	7.2	>15	3.7	<8	11	24	0.4	0.42	<20	4.4	0.32	<0.01	<3	0.08	<3	0.07	<8	<3	226	0.1	13	<3	22	4	

Anexo L

Resultado das análises de elementos em amostras de belemnites

Esp.	Amostra	Ag	Al	Ba	Be	Bi	Ca	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	K	La	Li	Mg	Mn	Mo	Na	Ni	P	Pb	Sb	Sc	Se	Sn	Sr	Th	Ti	Tl	U	V	W	Y	Zn	Zr		
		ppm	%	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	%	ppm	ppm	%	%	ppm	%	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm
11419	P25	< 3	< 0.01	3,7	< 3	< 20	30	< 3	< 8	< 3	< 3	0,02	< 0.01	< 20	< 3	0,13	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	788	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	< 3	< 3		
11305	P24	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
11037	P19	< 3	< 0.01	< 3	< 3	< 20	33,8	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1050	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	8,3	< 3		
10947	P18	< 3	< 0.01	< 3	< 3	< 20	32,5	< 3	< 8	< 3	< 3	0,01	< 0.01	< 20	< 3	0,12	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	878	< 20	< 0.01	< 20	22	< 8	< 20	< 3	13	< 3		
10770	P15	< 3	< 0.01	< 3	< 3	< 20	32,5	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,16	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	870	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	5,8	< 3		
10714	PE998	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
10650	AM. 997T	< 3	< 0.01	< 3	< 3	< 20	37,5	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1059	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	15	< 3		
10580	AM. 997B	< 3	< 0.01	3,3	< 3	< 20	33,8	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	880	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	13	< 3		
10537	AM. 994	< 3	< 0.01	3,2	< 3	< 20	31,2	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	824	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	< 3	< 3		
10517	AM. 992	< 3	< 0.01	6,2	< 3	< 20	26,2	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	58	817	< 20	< 0.01	< 20	23	< 8	< 20	< 3	5,7	< 3		
10455	AM. 988	< 3	< 0.01	15	< 3	< 20	33,8	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,11	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	819	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	10	< 3		
10450	AM. 987T	< 3	< 0.01	3,2	< 3	< 20	35	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,16	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	909	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	8,5	< 3		
10430	AM. 987B	< 3	< 0.01	5,2	< 3	< 20	33,8	< 3	< 8	< 3	< 3	0,02	< 0.01	< 20	< 3	0,2	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1183	< 20	< 0.01	< 20	22	< 8	< 20	< 3	13	< 3		
10425	AM. 986	< 3	< 0.01	4,1	< 3	< 20	32,5	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,12	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	816	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	< 3	< 3		
10415	PE985	< 3	< 0.01	4,8	< 3	< 20	35	< 3	< 8	< 3	3,6	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	833	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	6,1	< 3		
10411	AM. 984	< 3	< 0.01	6,1	< 3	< 20	30	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,16	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1093	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	15	< 3		
10380	AM. 982	< 3	< 0.01	17	< 3	< 20	33,8	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,17	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1002	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	12	< 3		
10363	AM. 980	< 3	< 0.01	5,1	< 3	< 20	32,5	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,18	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	917	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	4,4	< 3		
10325	AM. 977	< 3	< 0.01	4,1	< 3	< 20	32,5	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	13	< 5	< 20	< 20	932	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	6,4	< 3		
10299	AM. 975(2)	< 3	< 0.01	12	< 3	< 20	32,5	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,12	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1054	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	9,2	< 3		
10299	AM. 975(1)	< 3	< 0.01	< 3	< 3	< 20	31,2	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	681	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	5,2	< 3		
10264	AM. 971	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
10242	AM. 968	< 3	< 0.01	6,2	< 3	< 20	30	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,1	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	730	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	6,4	< 3		
10176	AM. 951/961X	< 3	< 0.01	6,4	< 3	< 20	33,8	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,16	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	0,01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	947	< 20	< 0.01	< 20	23	< 8	< 20	< 3	< 3	< 3		
10176	AM. 951/961	< 3	0,02	5,1	< 3	< 20	33,8	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	974	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	4,1	< 3		
10152	AM. 950/960X	< 3	< 0.01	10	< 3	< 20	33,8	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,18	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1055	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	7,3	< 3		
10145	AM. 949	< 3	< 0.01	< 3	< 3	< 20	35	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,18	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1097	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	10	< 3		
10115	AM. 948	< 3	< 0.01	3,4	< 3	< 20	32,5	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,21	< 0.01	< 3	< 0.01	5,1	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1147	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	15	< 3		
10101	AM. 946	< 3	< 0.01	5,6	< 3	< 20	32,5	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,16	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	1013	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	7,9	< 3		
9993	AM.BEL 942	< 3	< 0.01	< 3	< 3	< 20	36,2	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,13	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	947	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	3,3	< 3		
9932	AM.BEL 937	< 3	< 0.01	< 3	< 3	< 20	35	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,12	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	903	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	< 3	< 3		
9904	AM.BEL 936	< 3	< 0.01	4	< 3	< 20	31,2	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,12	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	854	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	< 3	< 3		
9812	AM.BEL 930	< 3	< 0.01	4,9	< 3	< 20	35	< 3	< 8	< 3	< 3	< 0.01	< 0.01	< 20	< 3	0,14	< 0.01	< 3	< 0.01	< 3	< 0.01	< 8	< 10	< 5	< 20	< 20	843	< 20	< 0.01	< 20	< 20	< 8	< 20	< 3	< 3	< 3		
9757	AM.BEL 927	< 3	< 0.01	5,1	< 3	< 20	36,2	< 3	< 8	< 3	< 3	<																										

ANEXO M

Resultados das análises de Carbono Orgânico Total (COT) e Resíduo Insolúvel (RI) na seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche

Ordem	Seção	Camada	Esp. Total (cm)	COT (%)	RI (%)
1	337 P	151	14351	0,37	63,00
2	337 P	150	14316	0,3	54,00
3	337 P	149	14146	0,4	55,00
4	337 P	145	14081	0,37	54,00
5	337 P	143	14053	0,52	56,00
6	337 P	138B	14000	0,42	58,00
7	337 P	136	13991	0,38	69,00
8	337 P	134M	13900	0,37	37,00
9	337 P	132T	13872	0,36	58,00
10	337 P	131	13780	0,4	62,00
11	337 P	127	13677	0,42	58,00
12	337 P	125	13602	0,54	69,00
13	337 P	123	13519	0,48	71,00
14	337 P	121	13499	0,54	64,00
15	337 P	119B	13380	0,56	75,00
16	337 P	117	13284	0,48	68,00
17	337 P	115	13241	0,54	53,00
18	337 P	111	13200	0,4	61,00
19	337 P	101T	13089	0,42	57,00
20	337 P	101B	13079	0,85	57,00
21	337 P	99	13062	0,68	65,00
22	337 P	98	12985	1,25	63,00
23	337 P	93B	12900	0,91	55,00
24	337 P	90	12752	0,49	63,00
25	337 P	88b	12693	0,56	68,00
26	337 P	85	12608	0,63	60,00
27	337 P	81B	12533	0,52	73,00
28	337 P	77	12488	2,6	38,00
29	337 P	73	12447	0,92	84,00
30	337 P	69	12416	0,87	55,00
31	337 P	67	12384	0,462	72,00
32	337 P	63	12328	0,45	72,00
33	337 P	61t	12301	1,18	72,00
34	337 P	60	12269	0,362	84,00
35	337 P	59	12259	0,19	72,00
36	337 P	58	12254	0,37	60,00
37	337 P	57t	12214	0,5	80,00
38	337 P	57b	12120	0,353	76,00
39	337 P	53t	12089	0,35	72,00
40	337 P	51t	12046	0,37	76,00
41	337 P	51b	12006	0,514	68,00
42	337 P	45	11960	0,51	77,00
43	337 P	42	11927	0,23	77,00
44	337 P	41	11912	0,48	72,00
45	337 P	40t	11848	0,552	65,00
46	337 P	40b	11810	0,66	77,00
47	337 P	36	11690	0,59	73,00
48	337 P	34	11655	0,362	80,00
49	337 P	31	11625	0,21	84,00
50	337 P	30t	11620	0,191	60,00
51	337 P	30	11610	0,4	72,00

Ordem	Seção	Camada	Esp. Total (cm)	COT (%)	RI (%)
52	337 P	29	11600	0,143	42,00
53	337 P	28T	11590	0,25	64,00
54	337 P	28E	11580	0,34	72,00
55	337 P	28m	11570	0,14	64,00
56	337 P	28C	11564	0,3	75,00
57	337 P	28B	11544	0,19	80,00
58	337 P	27	11489	0,263	80,00
59	337 P	26T	11494	0,49	46,00
60	337 P	25B	11400	0,82	50,00
61	337 P	24t	11354	0,79	48,00
62	337 P	24	11305	0,62	46,00
63	337 P	23	11274	0,5	58,00
64	337 P	22m	11182	0,52	58,00
65	337 P	20t	11137	0,284	32,00
66	337 P	20m	11087	0,73	38,00
67	337 P	20b	11045	0,47	42,00
68	337 P	19	11037	0,562	58,00
69	337 P	18	10947	0,502	48,00
70	337 P	17	10907	0,52	42,00
71	337 P	16 (337PE1000)	10849	0,36	28,00
72	337 P	15t(PE999t)	10839	0,54	48,00
73	337 P	15m(PE999m)	10770	0,392	48,00
74	337 P	15b	10750	0,64	52,00
75	337 P	998(P14)	10714	0,184	23,00
76	337 P	13t(997t)	10650	0,62	40,00
77	337 P	13m(PE997m)	10585	0,81	60,00
78	337 P	996(P12)	10575	0,151	23,00
79	337 P	994(P10)	10537	0,46	50,00
80	337 P	9(PE993)	10523	0,5	48,00
81	337 P	992(P8)	10517	0,29	28,00
82	337 P	7(PE991)	10508	0,51	48,00
83	337 P	5t(PE989t)	10472	0,53	44,00
84	337 P	988(P4)	10455	0,26	42,00
85	337 P	986(P2)	10425	0,134	23,00
86	337 P	985(P1)	10415	0,19	50,00
87	337 PE	984	10411	0,12	15,00
88	337 PE	983t	10395	0,17	42,00
89	337 PE	982	10380	0,124	42,00
90	337 PE	981	10370	0,123	32,00
91	337 PE	980	10363	0,079	15,00
92	337 PE	979	10352	0,261	46,00
93	337 PE	978	10337	0,12	20,00
94	337 PE	977	10325	0,241	44,00
95	337 PE	976	10305	0,18	24,00
96	337 PE	975	10299	0,19	44,00
97	337 PE	974	10285	0,13	19,00
98	337 PE	972	10268	0,065	16,00
99	337 PE	970	10257	0,171	28,00
100	337 PE	965	10221	0,19	36,00
101	337 PE	952=962	10196	0,122	15,00
102	337 PE	951t=961tX	10176	0,663	46,00
103	337 PE	951b=961bX	10156	0,234	54,00
104	337 PE	950=960X	10152	0,14	16,00
105	337 PE	949	10145	0,33	42,00
106	337 PE	948	10115	0,13	16,00

Ordem	Seção	Camada	Esp. Total (cm)	COT (%)	RI (%)
107	337 PE	947	10108	0,132	27,00
108	337 PE	946	10101	0,2	12,00
109	337 PE	945	10086	0,108	28,00
110	337 PE	943	10019	0,3	36,00
111	337 PE	939	9977	0,201	40,00
112	337 PE	930	9812	0,173	36,00
113	337 PE	925t	9733	1,11	42,00
114	337 PE	923b	9659	0,48	31,00
115	337 PE	921	9643	0,088	42,00
116	337 PE	917	9546	0,13	28,00
117	337 PE	913	9478	0,18	36,00
118	337 PE	907	9366	0,214	36,00
119	337 PE	905	9338	0,18	48,00
120	337 PE	903	9295	0,12	52,00
121	337 PE	895	9208	2,8	24,00
122	337 PE	893	9177	0,21	38,00
123	337 PE	646	8314	0,55	46,00
124	337 PE	642	8194	0,74	40,00
125	337 PE	636	8126	0,39	32,00
126	337 PE	634	8065	0,33	28,00
127	337 PE	631	7998	0,65	48,00
128	337 PE	625	7911	0,203	20,00
129	337 PE	617	7762	0,303	36,00
130	337 PE	611	7711	0,26	35,00
131	337 PE	605	7625	0,464	44,00
132	337 PE	603	7589	0,79	46,00
133	337 PE	599t	7538	0,65	44,00
134	337 PE	599e	7528	0,69	48,00
135	337 PE	599d	7518	1,09	62,00
136	337 PE	599c	7481	2,03	54,00
137	337 PE	599b	7455	1,26	54,00
138	337 PE	599a	7440	1,56	50,00
139	337 PE	595	7342	1,18	53,00
140	337 PE	591	7212	2,66	53,00
141	337 PE	590	7187	13,08	47,00
142	337 PE	589	7179	5,03	50,00
143	337 PE	588t	7149	2,96	60,00
144	337 PE	584	7022	5,71	62,00
145	337 PE	582	6974	5,24	47,00
146	337 PE	580	6904	2,96	61,00
147	337 PE	579t	6887	2,86	68,00
148	337 PE	561	6578	7,98	54,00
149	337 PE	559t	6560	9,69	48,00
150	337 PE	555	6496	0,72	58,00
151	337 PE	551	6244	0,39	28,00
152	337 PE	547	6194	1,16	51,00
153	337 PE	545	6153	0,79	61,00
154	337 PE	544	6134	3,19	52,00
155	337 PE	543	6124	14,95	50,00
156	337 PE	542	6111	9,6	48,00
157	337 PE	541t	6095	13,4	56,00
158	337 PE	537	5930	1,02	48,00
159	337 PE	529	5784	0,66	44,00
160	337 PE	351	5624	0,99	68,00
161	337 PE	344	5526	0,91	62,00

Ordem	Seção	Camada	Esp. Total (cm)	COT (%)	RI (%)
162	337 PE	340	5484	2,1	42,00
163	337 PE	335	5412	2,44	50,00
164	337 PE	329	5291	0,38	32,00
165	337 PE	324	5144	0,75	48,00
166	337 PE	320	5070	12,22	63,00
167	337 PE	319	5067	3,47	56,00
168	337 PE	318	5061	1,28	44,00
169	337 PE	317	5044	3,41	47,00
170	337 PE	308	4940	5,74	56,00
171	337 PE	301	4826	1,23	64,00
172	337 PE	297	4774	0,99	78,00
173	337 PE	295	4706	1,03	52,00
174	337 PE	287	4624	0,094	32,00
175	337 PE	285	4607	0,6	68,00
176	337 PE	281	4576	0,61	58,00
177	337 PE	279	4552	0,62	48,00
178	337 PE	275	4484	0,86	48,00
179	337 PE	274	4466	0,81	50,00
180	337 PE	267	4346	0,77	60,00
181	337 PE	263	4276	1,2	50,00
182	337 PE	261	4171	1,79	44,00
183	337 PE	257	4076	3,64	40,00
184	337 PE	255	4033	0,78	46,00
185	337 PE	253	3971	0,86	38,00
186	337 PE	251	3941	0,225	40,00
187	337 PE	249	3909	0,17	44,00
188	337 PE	245t	3827	0,74	50,00
189	337 PE	245b	3660	1,29	46,00
190	337 PE	241	3577	0,84	36,00
191	337 PE	239	3617	0,45	52,00
192	337 PE	237	3489	0,9	52,00
193	337 PE	235	3394	0,341	63,00
194	337 PE	231	3301	0,57	52,00
195	337 PE	229	3241	0,434	40,00
196	337 PE	227	3204	0,73	44,00
197	337 PE	225	3172	1,17	52,00
198	337 PE	221	3073	0,87	46,00
199	337 PE	219	3028	1,07	44,00
200	337 PE	215	2873	0,7	36,00
201	337 PE	213	2728	0,34	46,00
202	337 PE	209	2667	0,2	32,00
203	337 PE	207	2639	0,21	48,00
204	337 PE	203	2583	0,28	56,00
205	337 PE	120	2511	0,21	42,00
206	337 PE	110	2328	0,164	38,00
207	337 PE	108	2261	0,204	42,00
208	337 PE	106t	2218	0,222	60,00
209	337 PE	102	2130	0,14	44,00
210	337 PE	94	2009	0,143	36,00
211	337 PE	92	1964	0,143	50,00
212	337 PE	84	1865	0,92	52,00
213	337 PE	82	1805	0,79	40,00
214	337 PE	80	1774	1,04	40,00
215	337 PE	76m	1713	0,96	40,00
216	337 PE	73	1681	0,86	48,00

Ordem	Seção	Camada	Esp. Total (cm)	COT (%)	RI (%)
217	337 PE	70	1625	0,37	44,00
218	337 PE	68	1600	0,102	48,00
219	337 PE	60	1454	0,19	40,00
220	337 PE	54	1346	0,123	36,00
221	337 PE	52	1282	0,13	44,00
222	337 PE	46	1174	0,204	35,00
223	337 PE	40	1117	0,282	52,00
224	337 PE	38	1057	0,14	28,00
225	337 PE	34	986	0,16	28,00
226	337 PE	32t	916	0,12	54,00
227	337 PE	32b	892	0,64	52,00
228	337 PE	27	810	0,213	32,00
229	337 PE	22t	718	0,59	42,00
230	337 PE	22b	667	0,2	27,00
231	337 PE	18	606	0,144	32,00
232	337 SIN	499	277	0,163	36,00
233	337 SIN	491	112	0,102	38,00

ANEXO N

Resultados de COT (Carbono Orgânico Total) e pirólise "Rock-Eval" nas amostras com COT superior a 0,6% na seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.

Espessura (cm)	Camada	COT	IH	IO	S1	S2	S3	Tmax	RI	unidade
12608	P85	0,63	31,74603	138,0952	0,21	0,2	0,87	443	60	CC2
12488	P77	2,6	327,6924	35	0,35	8,52	0,91	427	38	CC2
12447	P73	0,97	77,31959	67,01031	0,24	0,75	0,65	430	84	CC2
12301	P61t	1,18	102,5424	72,03391	0,34	1,21	0,85	431	72	CC2
11810	P40b	0,66	37,87879	89,39393	0,15	0,25	0,59	435	77	CC2
11690	P36	0,6	30,50848	67,79662	0,12	0,18	0,4	433	73	CC2
11354	P24t	0,79	64,55695	50,63291	0,14	0,51	0,4	431	48	CC1
11305	P23m	0,62	54,83871	72,58064	0,08	0,34	0,45	434	46	CC1
11087	P19m	0,73	41,09589	134,2466	0,32	0,3	0,98	435	38	CC1
10750	P14m	0,64	101,5625	65,625	1,09	0,65	0,42	485	52	CC1
10650	P13m	0,62	100	80,64516	1,27	0,62	0,5	488	40	CC1
10585	P12m	0,81	46,91358	120,9877	0,3	0,38	0,98	433	60	CC1
10176	PE951b	0,663	55,80694	354,4495	0,01	0,37	2,35	433	46	Lemede
9733	PE925t	1,11	116,2162	134,2342	0,11	1,29	1,49	435	42	Lemede
9208	PE895	2,8	0,714286	51,42857	0,08	0,02	1,44	440	24	Lemede
8194	PE642	0,74	64,86486	174,3243	0,1	0,48	1,29	432	40	Lemede
7998	PE631	0,65	56,92308	153,8462	0,1	0,37	1	427	48	Lemede
7589	PE603	0,79	56,96202	188,6076	0,09	0,45	1,49	433	46	Lemede
7538	PE599t	0,65	36,92308	126,1539	0,1	0,24	0,82	432	44	MCNB
7528	PE599e	0,69	36,23188	233,3333	0,09	0,25	1,61	435	48	MCNB
7518	PE599d	1,09	74,31192	159,633	0,14	0,81	1,74	427	62	MCNB
7481	PE599c	2,03	197,537	63,05419	0,18	4,01	1,28	435	54	MCNB
7455	PE599b	1,26	117,4603	96,03175	0,15	1,48	1,21	430	54	MCNB
7440	PE599a	1,56	192,9487	64,10257	0,21	3,01	1	430	50	MCNB
7342	PE596	1,18	106,7797	54,23729	0,04	1,26	0,64	431	53	MCNB
7212	PE591	2,662	210,7438	29,67694	0,07	5,61	0,79	427	53	MCNB
7187	PE590	13,08	279,2813	59,02114	0,79	36,53	7,72	431	47	MCNB
7179	PE589	5,03	427,6342	22,46521	0,47	21,51	1,13	424	50	MCNB
7149	PE588t	2,96	290,8784	66,21622	0,29	8,61	1,96	427	60	MCNB
7022	PE584	5,71	465,8494	28,89667	0,55	26,6	1,65	423	62	MCNB
6974	PE582	5,24	250,7634	39,12214	0,19	13,14	2,05	432	47	MCNB
6904	PE580	2,96	158,4459	42,90541	0,14	4,69	1,27	432	61	MCNB
6887	PE579t	2,86	319,9301	55,94406	0,26	9,15	1,6	431	68	MCNB
6578	PE568m	7,98	555,2632	21,17795	0,73	44,31	1,69	424	54	MCNB
6560	PE559t	9,69	452,2188	22,91022	0,49	43,82	2,22	424	48	MCNB
6496	PE555	0,72	59,72222	251,3889	0,13	0,43	1,81	424	58	MCNB
6194	PE547	1,16	68,96552	109,4828	0,1	0,8	1,27	432	51	MCNB
6153	PE545	0,79	69,62025	243,038	0,13	0,55	1,92	427	61	MCNB
6134	PE544	3,19	401,5674	21,94357	0,37	12,81	0,7	417	52	MCNB
6124	PE543	14,95	300,3344	43,47826	0,8	44,9	6,5	429	50	MCNB
6111	PE542	9,6	185,9375	65,3125	0,26	17,85	6,27	435	48	MCNB
6095	PE541t	13,4	376,8657	30,59702	1,2	50,5	4,1	429	56	MCNB
5930	PE537	1,02	58,82353	133,3333	0,15	0,6	1,36	430	48	MCNB
5784	PE529	0,66	42,42424	146,9697	0,14	0,28	0,97	428	44	MCNB
5624	PE351	0,99	52,52525	90,90909	0,13	0,52	0,9	434	68	MCNB
5526	PE344	0,91	71,42857	138,4615	0,11	0,65	1,26	428	62	MCNB
5484	PE340	2,1	284,2857	58,09524	0,18	5,97	1,22	435	42	MCNB
5412	PE335	2,44	257,377	57,37704	0,23	6,28	1,4	429	50	MCNB
5144	PE324	0,75	52	164	0,11	0,39	1,23	429	48	MCNB
5070	PE320	12,22	353,7643	33,63339	0,78	43,23	4,11	432	63	MCNB
5067	PE319	3,47	284,1498	37,46397	0,32	9,86	1,3	435	56	MCNB
5061	PE318	1,28	117,9688	89,84375	0,13	1,51	1,15	435	44	MCNB
5044	PE317	3,41	331,3783	58,94428	0,08	11,3	2,01	426	47	MCNB
4940	PE308	5,74	479,4425	21,08014	0,39	27,52	1,21	432	56	MCNB
4826	PE301	1,23	80,48781	93,49593	0,14	0,99	1,15	432	64	MCNB
4774	PE297	0,99	70,70707	171,7172	0,1	0,7	1,7	433	78	MCNB
4706	PE295	1,03	23,30097	227,1845	0,09	0,24	2,34	433	52	MCNB
4607	PE285	0,6	21,66667	275	0,08	0,13	1,65	430	68	MCG
4576	PE281	0,61	16,39344	344,2623	0,08	0,1	2,1	429	58	MCG
4552	PE279	0,62	40,32258	280,6451	0,43	0,25	1,74	466	48	MCG
4484	PE275	0,86	51,16279	212,7907	0,18	0,44	1,83	429	48	MCG
4466	PE274	0,81	56,79013	256,7901	0,09	0,46	2,08	435	50	MCG
4446	PE273t	0,77	40,25974	254,5455	0,27	0,31	1,96	455	60	MCG
4276	PE263	1,2	85,83333	144,1667	0,52	1,03	1,73	432	50	MCG
4171	PE261	1,79	172,6257	49,16201	0,67	3,09	0,88	431	44	MCG
4076	PE257t	3,64	123,6264	103,2967	0,42	4,5	3,76	439	40	MCG
4033	PE255	0,78	42,3077	233,3333	0,33	0,33	1,82	443	46	MCG
3971	PE253	0,86	53,48837	94,18604	0,5	0,46	0,81	445	38	MCG
3827	PE245t	0,74	64,86486	228,3784	0,37	0,48	1,69	430	50	MCG
3660	PE242t	1,29	144,9612	151,938	0,76	1,87	1,96	431	46	MCG
3577	PE241	0,84	60,71429	113,0952	0,92	0,51	0,95	497	36	MCG
3489	PE237	0,9	60	164,4444	0,51	0,54	1,48	432	52	MCG
3204	PE227	0,73	43,83561	220,5479	0,4	0,32	1,61	453	44	MCG
3172	PE225	1,17	53,84616	129,0598	0,44	0,63	1,51	429	52	MCG
3073	PE221	0,87	52,87357	204,5977	0,34	0,46	1,78	429	46	MCG
3028	PE219	1,07	93,45794	127,1028	0,56	1	1,36	432	44	MCG
2873	PE215	0,7	64,28571	118,5714	0,47	0,45	0,83	442	36	MCG
1865	PE84	0,92	58,69566	133,6956	0,11	0,54	1,23	434	52	MCUP
1805	PE82	0,79	121,519	134,1772	0,14	0,96	1,06	430	40	MCUP
1774	PE80	1,04	93,26923	137,5	0,09	0,97	1,43	434	40	MCUP
1713	PE76m	0,96	103,125	127,0833	0,11	0,99	1,22	433	40	MCUP
1681	PE73	0,86	118,6046	141,8605	0,14	1,02	1,22	432	48	MCUP
892	PE31m	0,64	115,625	217,1875	0,1	0,74	1,39	430	52	MCUP
718	PE22t	0,59	100	284,7458	0,12	0,59	1,68	428	42	MCUP

ANEXO O

Resultados de biomarcadores em amostras selecionadas na seção Pliensbaquiano - Toarciano inferior de Peniche.

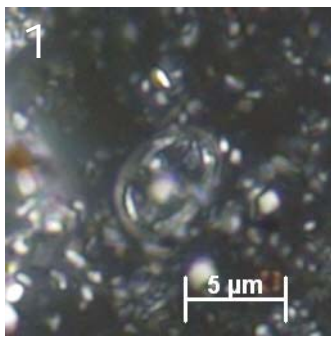
Camada	Esp (m)	Unidade	HOP/EST	P/F	P/nC17	nC17/nC25	TRI 23/21	TETRA/C30	Ts/Tm	Tm/C30	C27 17 β /C30	HOP C29/C30	HOP 29 $\beta\alpha$ /29 $\alpha\beta$	HOP 30 $\beta\alpha$ /30 $\alpha\beta$	HOP 31/30	27Dia/27Est	EST 27/29	EST 28/29	TRI/PENTA	G/C30	COT	RI	S2	IH
P77	124,88	CC2	4,33	3,23	3,64	1,75	0,58	0,06	0,02	1,01	0,18	0,84	0,46	0,58	0,6	0,14	2,76	0,5	0,12	0	2,6	38	8,52	328
PE591	72,12	MCNB	1,7	3,22	0,89	1,39	1,69	0,09	0,27	0,4	0,07	0,63	0,21	0,24	0,38	0,36	0,7	0,3	0,1	0,35	2,66	53	5,61	211
PE584	70,22	MCNB	1,69	1,93	2,22	1,3	1,2	0,09	0,17	0,59	0,15	0,52	0,39	0,42	0,5	0,89	1,03	0,45	0,12	0	5,71	62	26,6	466
PE568m	65,78	MCNB	2,85	2,54	3,02	1,4	1,06	0,06	0,09	0,66	0,2	0,6	0,43	0,48	0,53	0,57	1,22	0,45	0,08	0	7,98	54	44,31	555
PE599t	65,60	MCNB	2,71	3,56	4,83	1,77	0,75	0,05	0,06	0,74	0,23	0,65	0,46	0,56	0,57	0,58	1,53	0,43	0,07	0	9,69	48	43,82	452
PE340	54,84	MCNB	5,55	3,58	2,82	1,11	1,12	0,08	0,07	0,71	0,15	0,64	0,42	0,44	0,51	0,43	1,02	0,37	0,12	0	2,1	42	5,97	284
PE335	54,12	MCNB	2,9	3,22	2,76	2,63	0,66	0,08	0,04	0,87	0,19	0,64	0,43	0,52	0,52	0,35	0,92	0,3	0,13	0	2,44	50	6,28	257
PE308	49,4	MCNB	5,7	2,84	3,82	1,34	0,67	0,06	0,03	0,73	0,39	0,65	0,39	0,46	0,52	0,33	1,47	0,49	0,1	0	5,74	56	27,52	479
PE257t	40,76	MCG	2,08	1,2	3,46	0,16	2,25	0,09	0,16	0,55	0,36	0,86	0,4	0,47	0,47	0,7	1,31	0,42	0,17	0,18	3,64	40	4,5	124
PE80	17,74	MCUP	5,61	1,58	1,81	1,24	1,25	0,14	0,14	0,76	0,11	0,75	0,27	0,31	0,46	0,65	1	0,35	0,23	0,05	1,04	40	0,97	93

Hop/Est= razão C30 ($\alpha\beta$)hopano/C29 ($\alpha\alpha\alpha$ R) esterano
P/F= razão Pristano/Fitano
P/nC17= Pristano/alceno linear com 17 átomos de carbono
nC17/nC25= alceno linear com 17 átomos de carbono/alceno linear com 25 átomos de carbono.
TRI 23/21= terpanos tricíclicos C23/C21
TETRA/C30= terpano tetracíclico C24/C30($\alpha\beta$)hopano
Ts/Tm= C27 (trisorneohopano/trisorhopano)
Tm/C30= C27 trisorhopano/ C30($\alpha\beta$)hopano
C27(17 β)/C30= C27(17 β) trisorhopano/ C30($\alpha\beta$)hopano
HOP C29/C20= C29($\alpha\beta$) norhopano/ C30($\alpha\beta$)hopano
HOP 29 $\beta\alpha$ /29 $\alpha\beta$ = C29 moretano/ C29($\alpha\beta$)norhopano

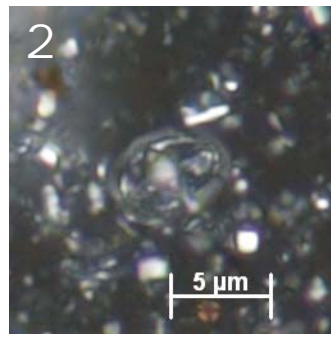
HOP 30 $\beta\alpha$ /30 $\alpha\beta$ = C30 moretano/ C30($\alpha\beta$) hopano
HOP 31/30= C31 homohopano/ C30($\alpha\beta$) hopano
27Dia/27Est= C27 diasterano/C27 ($\alpha\alpha\alpha$ R) esterano
EST 27/29= C27 ($\alpha\alpha\alpha$ R) esterano/ C29 ($\alpha\alpha\alpha$ R) esterano
EST 28/29= C28 ($\alpha\alpha\alpha$ R) esterano/ C29 ($\alpha\alpha\alpha$ R) esterano
TRI/PENTA= Terpano tricíclico C23/ C30($\alpha\beta$) hopano
G/C30= Gamacerano/ C30($\alpha\beta$) hopano
COT= carbono orgânico total
RI= resíduo insolúvel
S2= potencial gerador
IH= índice de hidrogênio

Anexo P - Estampas dos principais nanofósseis observados

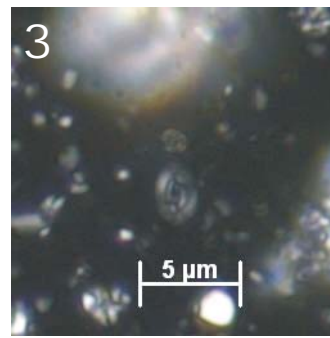
Todas as fotos foram obtidas com luz polarizada



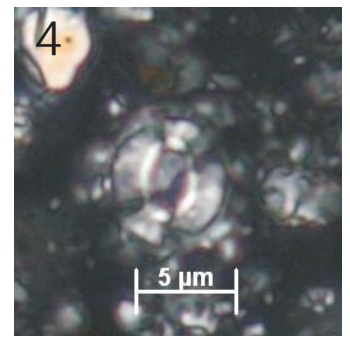
**Axopodorhabdus
atavus**



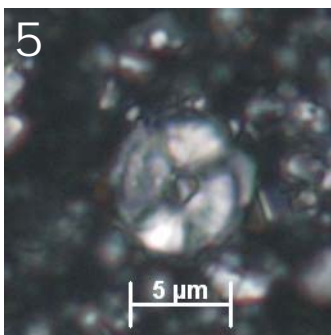
**Axopodorhabdus
atavus**



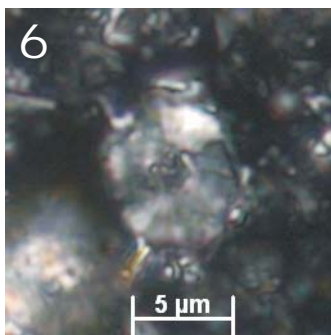
**Biscutum
dubium**



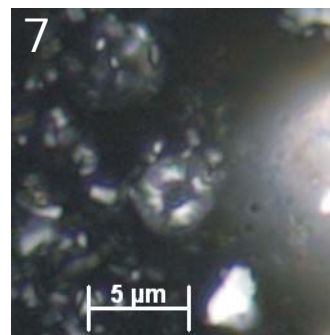
**Biscutum
grande**



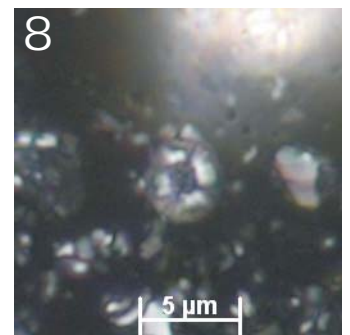
**Biscutum
finchii**



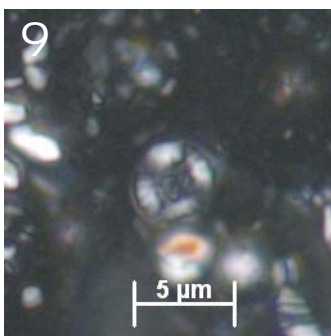
**Biscutum
finchii**



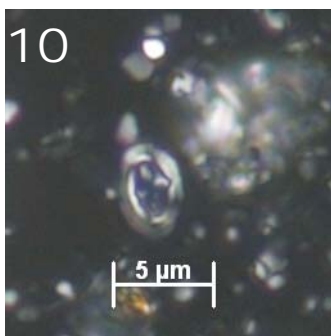
**Biscutum
novum**



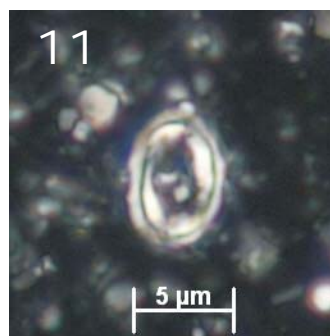
**Biscutum
novum**



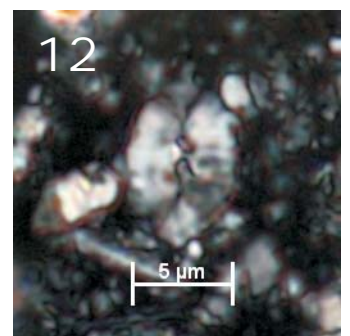
**Biscutum
novum**



**Bussonius
prinsii**



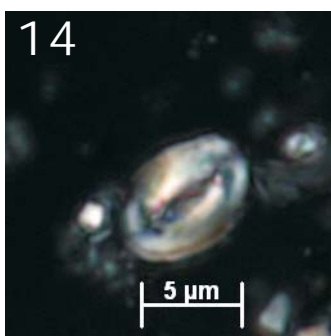
**Crepidolithus
cavus**



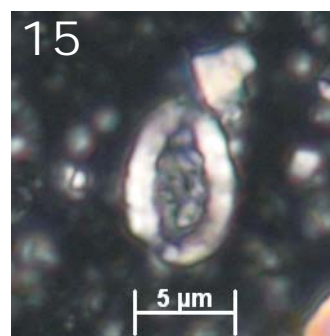
**Crepidolithus
crassus**



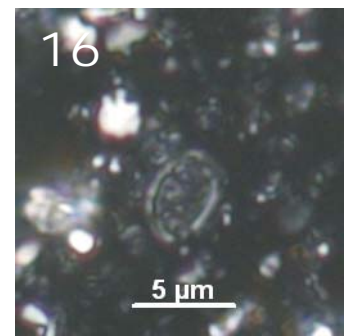
**Crepidolithus
crassus**



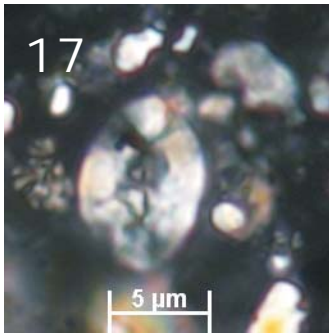
**Crepidolithus
crassus**



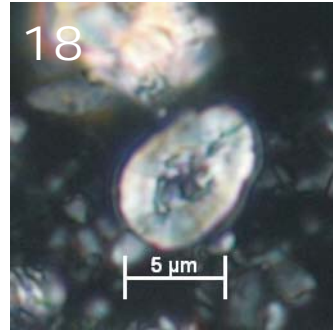
**Crepidolithus
granulatus**



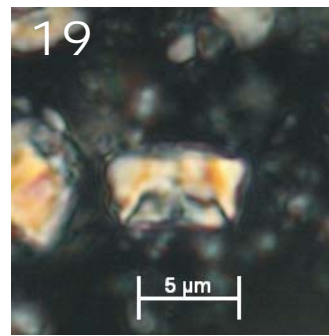
**Crepidolithus
granulatus**



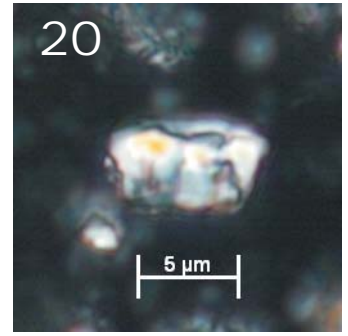
**Crepidolithus
pliensbachensis**



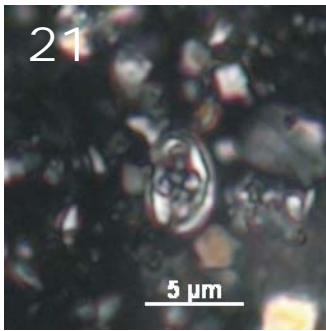
**Crepidolithus
pliensbachensis**



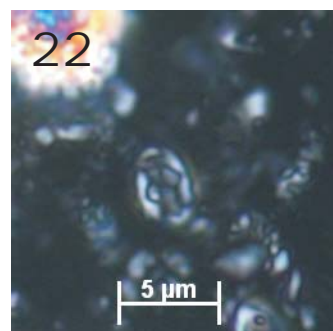
Crepidolithus sp.
(vista lateral)



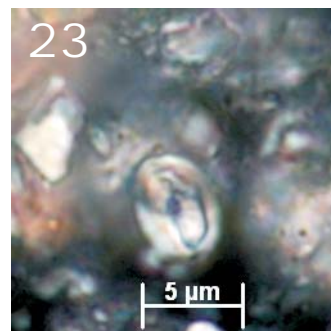
Crepidolithus sp.
(vista lateral)



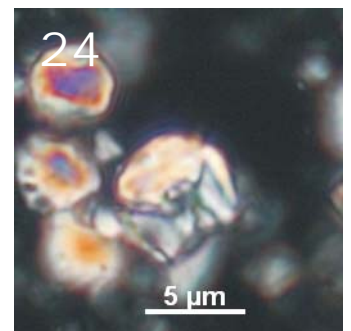
**Crucirhabdus
primulus**



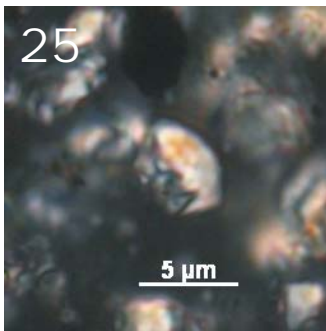
**Crucirhabdus
primulus**



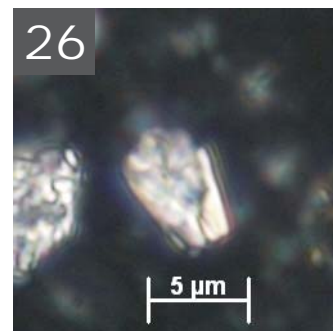
**Mitrolithus
elegans**



Mitrolithus elegans
(vista lateral)



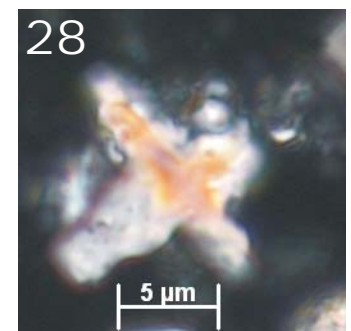
**Mitrolithus
lenticularis**
(vista lateral)



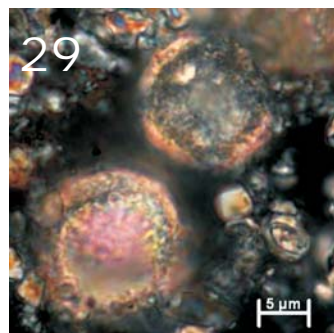
**Mitrolithus
jansae**



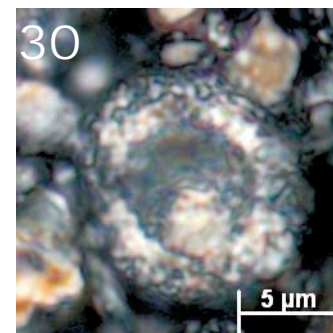
**Mitrolithus
jansae**



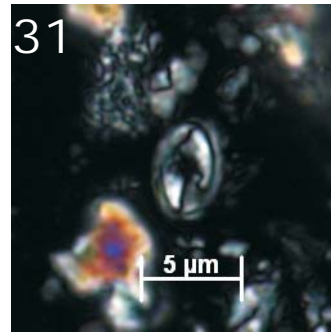
**Orthogonoides
hamiltoniae**



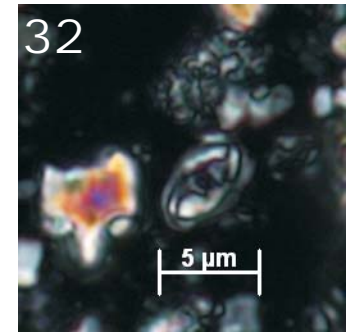
Schizosphaerella sp.



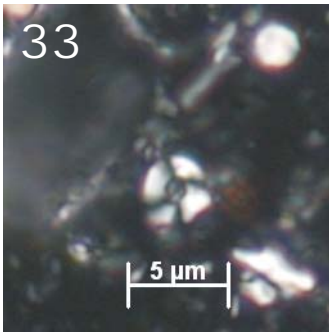
Schizosphaerella sp.



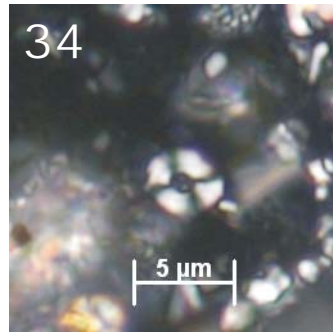
**Tubirhabdus
patulus**



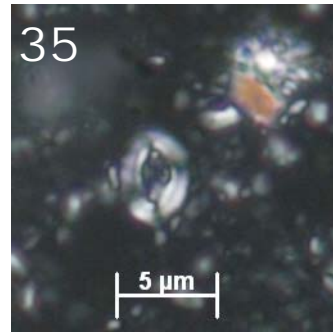
**Tubirhabdus
patulus**



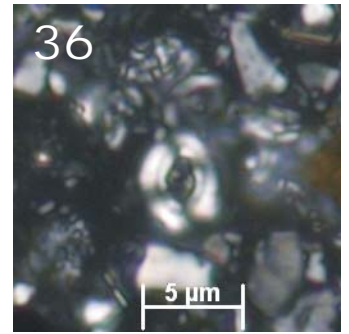
**Lotharingius
hauffii**



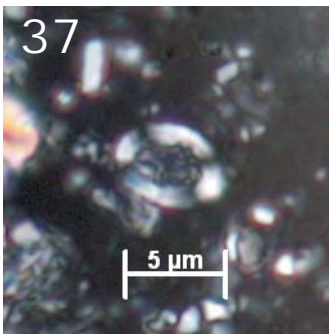
**Lotharingius
hauffii**



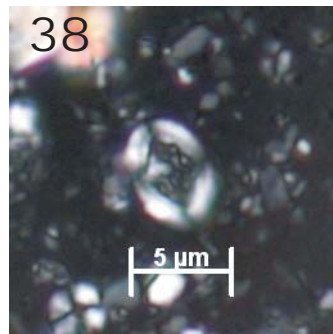
**Lotharingius
sigillatus**



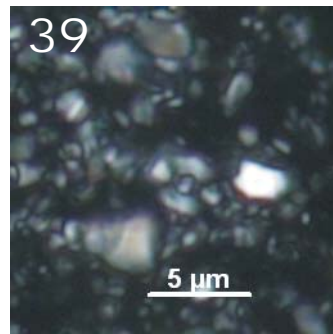
**Lotharingius
sigillatus**



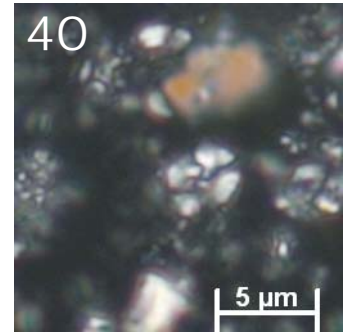
**Lotharingius
aff. *L. velatus***



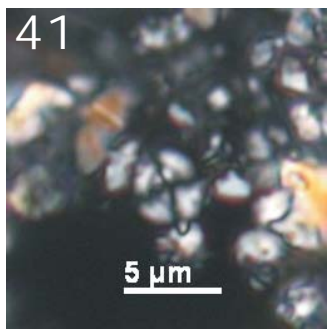
**Lotharingius
aff. *L. velatus***



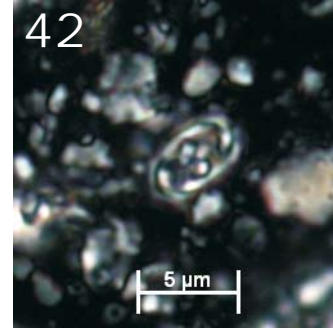
**Lotharingius
frodoi**



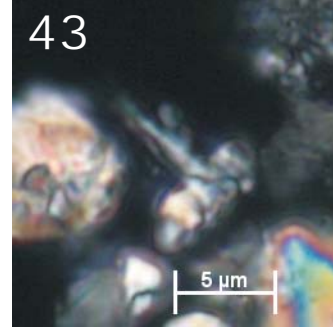
**Lotharingius
umbriensis**



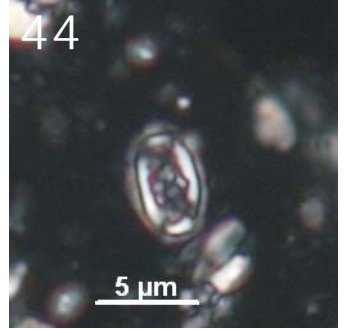
**Lotharingius
umbriensis**



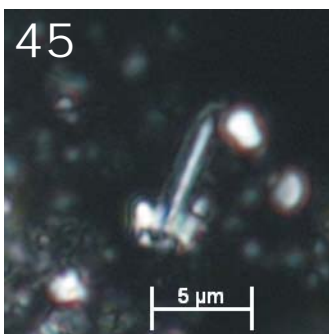
**Parhabdolithus
liasicus distinctus**



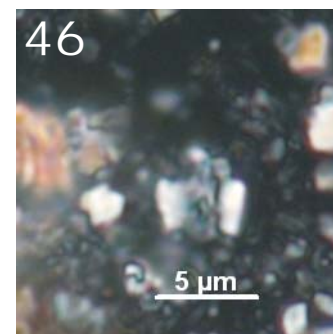
**Parhabdolithus
liasicus distinctus
(vista lateral)**



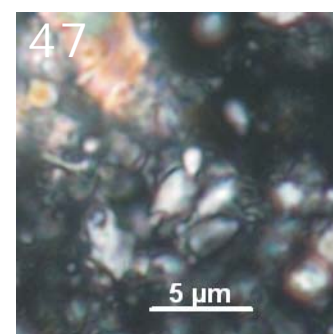
**Parhabdolithus
liasicus liasicus**



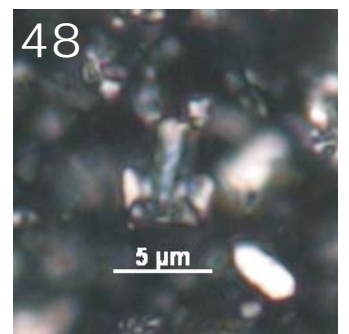
**Parhabdolithus
liasicus liasicus
(vista lateral)**



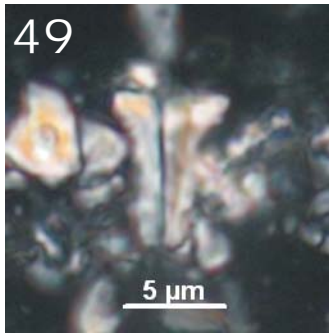
**Parhabdolithus
robustus**



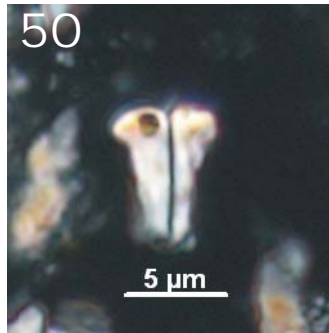
**Parhabdolithus
robustus**



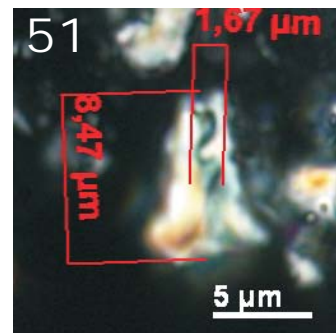
**Parhabdolithus
robustus**



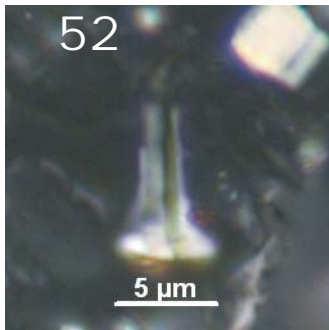
**Carinolithus
superbus**



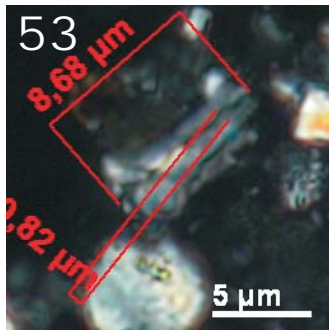
**Carinolithus
superbus**



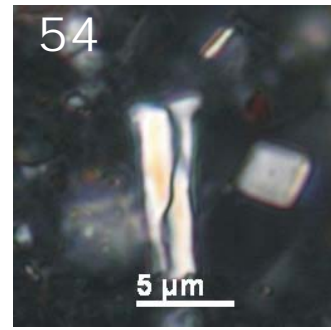
**Carinolithus
poulabronei**



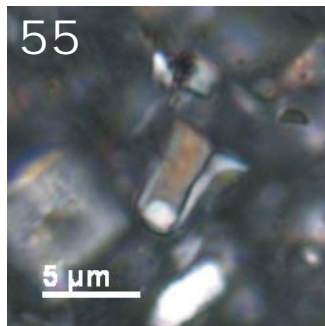
**Carinolithus
poulabronei**



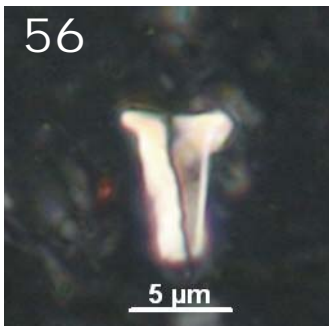
**Carinolithus
poulabronei**



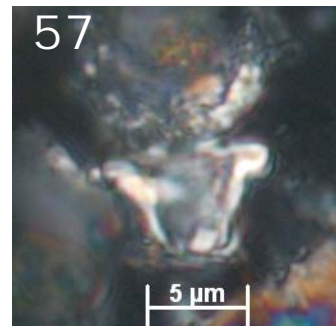
**Carinolithus
poulabronei**



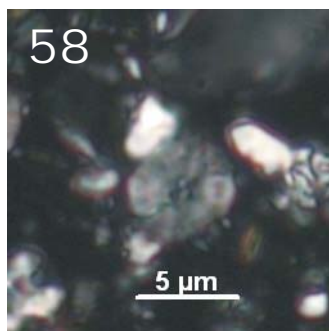
**Calyculus noeliae
recondita**



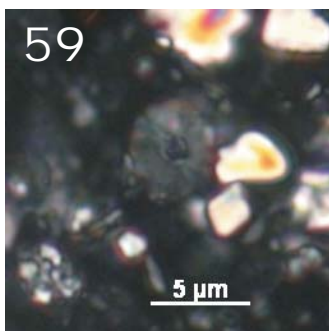
**Calyculus noeliae
recondita**



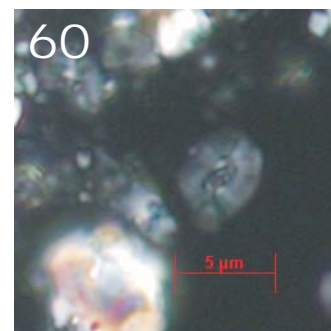
**Calyculus noeliae
depressa**



**Similiscutum
orbiculatus**



**Similiscutum
cruciulus**



**Similiscutum
avitum**

Anexo Q

Valores da relação de Fe₂O₃, Sr, MgO e MnO com TiO₂ na seção Pliensbaquiano -
Toarciano inferior de Peniche

Seção	Camada	Esp. total (cm)	Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	Sr/TiO ₂	MgO/TiO ₂	MnO/TiO ₂
337P	81b	12533	8,17	856,67	3,83	0,07
337P	77	12488	15,00	1814,71	4,71	0,18
337P	67	12384	8,57	641,27	3,81	0,06
337P	60	12269	8,33	333,33	3,61	0,07
337P	58	12254	9,17	883,33	3,96	0,10
337P	45	11960	8,81	570,15	4,33	0,07
337P	40b	11810	7,03	271,88	3,13	0,08
337P	36	11690	7,63	414,47	4,08	0,07
337P	34	11655	7,36	402,78	3,75	0,07
337P	31(1)	11625	7,44	318,29	3,78	0,06
337P	31	11625	7,97	405,06	3,80	0,08
337P	28m	11570	10,82	495,92	3,06	0,10
337P	27	11489	6,75	253,75	3,50	0,06
337P	24t	11354	8,81	938,10	3,81	0,12
337P	24	11305	8,68	1260,53	3,95	0,13
337P	20t	11137	8,57	1621,43	4,64	0,14
337P	20m	11087	8,57	1568,57	5,43	0,11
337P	994(P10)	10537	6,44	755,56	3,11	0,09
337P	992(P8)	10517	7,31	1557,69	4,23	0,12
337P	986(P2)	10425	7,92	1495,83	4,58	0,17
337P	985(P1)	10415	6,38	708,51	3,19	0,09
337PE	982	10380	7,00	1293,33	3,67	0,10
337PE	980	10363	8,00	3093,33	4,13	0,20
337PE	978	10337	11,11	2588,89	4,78	0,17
337PE	977	10325	5,71	795,24	3,81	0,07
337PE	976	10305	7,37	2073,68	5,79	0,16
337PE	975	10299	5,95	726,19	3,10	0,07
337PE	974	10285	6,36	1681,82	5,00	0,14
337PE	972	10268	9,33	2126,67	5,40	0,20
337PE	970	10257	7,06	1876,47	5,88	0,18
337PE	952=962	10196	8,89	1777,78	4,94	0,11
337PE	951t=961tX	10176	6,11	1141,67	3,89	0,08
337PE	951b=961bX	10156	7,31	2396,15	4,62	0,08
337PE	950=960X	10152	7,39	1747,83	5,22	0,13
337PE	950X	10152	8,46	3384,62	6,15	0,15
337PE	949	10145	5,13	1097,44	3,33	0,08
337PE	948	10115	8,00	2113,33	5,07	0,07
337PE	946(2)	10101	9,70	3040,00	6,80	0,10
337PE	945	10086	7,60	916,00	5,20	0,16
337PE	944	10034	10,71	2428,57	5,00	0,14
337PE	943	10019	7,50	1396,88	4,06	0,09
337PE	940	9981	9,29	2557,14	5,93	0,07
337PE	939	9977	6,58	994,74	3,68	0,08
337PE	930	9812	6,36	796,97	4,24	0,09
337PE	925t	9733	8,13	831,25	3,75	0,09
337PE	924	9703	8,91	3372,73	5,18	0,18
337PE	923b	9659	6,15	996,15	4,23	0,08
337PE	921	9643	4,68	614,89	2,98	0,04
337PE	920	9614	9,38	3881,25	6,25	0,13

Seção	Camada	Esp. total (cm)	Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	Sr/TiO ₂	MgO/TiO ₂	MnO/TiO ₂
337PE	917	9546	6,30	2055,56	4,44	0,11
337PE	916	9524	11,00	4510,00	6,60	0,20
337PE	914	9488	10,00	4353,85	6,00	0,15
337PE	913	9478	16,32	3442,11	3,47	0,16
337PE	912	9450	8,88	7362,50	9,63	0,25
337PE	908	9380	9,09	4790,91	6,36	0,18
337PE	907	9366	6,05	1346,51	3,95	0,09
337PE	906	9350	6,47	3229,41	6,47	0,18
337PE	905	9338	5,94	1506,25	4,06	0,09
337PE	904	9312	8,33	3483,33	6,08	0,17
337PE	903	9295	6,67	1052,08	3,75	0,06
337PE	902	9277	10,38	6887,50	8,75	0,25
337PE	900	9249	11,33	10216,67	8,67	0,33
337PE	898	9227	9,23	4323,08	6,31	0,15
337PE	892	9165	12,00	7660,00	6,50	0,20
337PE	654	8440	10,00	6844,44	5,56	0,11
337PE	646	8314	6,74	1956,52	3,91	0,07
337PE	635	8109	9,09	6854,55	6,18	0,18
337PE	633	8057	11,63	11612,50	9,00	0,25
337PE	631	7998	6,43	1980,95	4,05	0,05
337PE	625	7911	7,44	1471,79	3,85	0,08
337PE	622	7838	10,00	4492,86	5,00	0,21
337PE	618	7790	11,00	8066,67	7,89	0,22
337PE	617	7762	8,15	2818,52	5,19	0,11
337PE	614	7733	10,00	4488,24	5,00	0,12
337PE	606	7648	8,33	5294,44	6,67	0,17
337PE	605	7625	6,75	2232,50	4,25	0,08
337PE	603	7589	6,92	1769,23	4,36	0,08
337PE	600	7556	7,62	3969,23	5,54	0,23
337PE	599t	7538	8,75	1830,00	4,00	0,08
337PE	599e	7528	6,50	2220,00	3,75	0,13
337PE	599d	7518	6,91	3910,91	4,18	0,07
337PE	599c	7481	8,26	3171,74	4,57	0,09
337PE	599b	7455	6,80	2408,00	4,00	0,08
337PE	599a	7440	7,07	4612,20	4,39	0,07
337PE	589	7179	8,21	7625,00	5,00	0,21
337PE	588t	7149	10,00	2458,54	4,39	0,10
337PE	584	7022	9,15	1738,30	4,26	0,11
337PE	579t	6887	8,44	1457,81	3,75	0,11
337PE	570	6683	10,00	7589,47	5,79	0,21
337PE	559t	6560	13,24	5458,82	4,12	0,29
337PE	558	6541	9,26	3129,63	5,19	0,15
337PE	555	6496	7,40	1668,00	4,60	0,08
337PE	554	6421	10,00	3847,37	8,42	0,26
337PE	551	6244	6,72	1532,76	3,62	0,07
337PE	545	6153	7,14	2389,80	3,88	0,08
337PE	537	5930	8,67	2504,44	5,78	0,11
337PE	529	5784	8,06	991,67	6,39	
337PE	354/526	5712	8,85	957,69	6,54	
337PE	351	5624	7,59	427,59	5,52	
337PE	344	5526	7,54	373,85	4,77	
337PE	343	5516	12,08	712,50	10,83	0,04
337PE	340	5484	13,10	1034,48	11,38	0,07
337PE	333	5380	10,38	1261,54	8,08	

Seção	Camada	Esp. total (cm)	Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	Sr/TiO ₂	MgO/TiO ₂	MnO/TiO ₂
337PE	328	5211	11,33	1243,33	8,00	
337PE	324	5144	8,60	551,16	6,74	
337PE	323	5124	10,45	1036,36	8,18	0,23
337PE	319	5067	23,33	419,05	8,33	
337PE	318	5061	10,29	811,76	8,53	0,03
337PE	314	5019	12,50	893,75	4,94	0,50
337PE	308	4940	10,24	428,57	6,67	
337PE	306	4928	8,75	808,33	6,25	0,21
337PE	302	4838	12,00	580,00	7,00	0,10
337PE	301	4826	7,67	266,67	6,50	0,05
337PE	298	4784	11,67	1033,33	6,11	
337PE	297	4774	70,67	1690,00	6,67	
337PE	296	4714	12,14	3528,57	7,86	
337PE	295	4706	9,78	545,65	10,43	0,02
337PE	287	4624	11,05	1831,58	7,37	0,42
337PE	285(2)	4607	7,12	393,94	5,00	0,03
337PE	281	4576	7,08	570,83	3,96	
337PE	262	4186	9,55	1854,55	4,00	0,27
337PE	258	4081	9,09	1550,00	5,45	
337PE	254	3981	10,00	1230,00	4,15	0,25
337PE	253	3971	8,21	1982,14	4,64	
337PE	251	3941	6,67	1213,89	4,17	
337PE	246	3852	13,08	1161,54	5,23	0,69
337PE	244	3647	12,63	1305,26	4,95	0,26
337PE	239	3617	7,87	1065,96	3,62	
337PE	237	3489	8,22	737,78	8,22	0,07
337PE	236	3404	10,48	1271,43	4,57	0,29
337PE	234	3369	11,18	1941,18	4,71	0,35
337PE	231	3301	6,81	895,74	3,62	
337PE	228	3213	17,86	2128,57	5,50	0,57
337PE	224	3097	10,74	1225,93	6,67	0,11
337PE	220	3038	8,64	2336,36	5,91	0,14
337PE	216	2888	9,05	2176,19	5,71	0,10
337PE	215	2873	7,67	1340,00	4,67	
337PE	213	2728	9,17	2647,22	4,44	
337PE	210	2672	9,41	2911,76	4,41	0,35
337PE	207	2639	6,67	2627,78	4,17	0,03
337PE	203	2583	6,46	1337,50	3,54	
337PE	121/196	2527	15,38	2515,38	4,77	0,46
337PE	120	2511	6,90	1592,86	3,81	
337PE	117	2489	10,00	2575,00	4,75	0,25
337PE	113	2385	18,00	5150,00	12,75	1,25
337PE	110	2328	7,33	3333,33	4,67	0,03
337PE	109	2278	12,78	2894,44	4,72	0,22
337PE	108	2261	6,25	2477,50	3,75	
337PE	106t	2218	5,82	1601,82	3,09	
337PE	105	2168	8,67	3180,00	4,67	0,40
337PE	98	2070	11,43	2633,33	3,62	0,29
337PE	94	2009	6,67	1590,91	4,24	
337PE	92	1964	5,74	1344,68	3,40	
337PE	87	1889	6,67	2709,52	4,05	0,19
337PE	84	1865	6,25	1462,50	3,50	
337PE	83	1825	7,50	1900,00	5,44	0,25
337PE	82	1805	5,29	1182,35	3,24	

Seção	Camada	Esp. total (cm)	Fe ₂ O ₃ /TiO ₂	Sr/TiO ₂	MgO/TiO ₂	MnO/TiO ₂
337PE	80	1774	6,67	1157,58	3,64	
337PE	79	1764	8,24	2970,59	5,12	0,24
337PE	76m	1713	6,18	1064,71	3,53	
337PE	75	1703	9,09	3300,00	7,45	0,45
337PE	73	1681	6,58	1021,05	3,68	
337PE	70	1625	5,71	1323,81	3,10	
337PE	69	1610	7,94	1073,53	2,06	0,12
337PE	68	1600	6,83	309,76	3,41	
337PE	63	1492	9,23	823,08	5,46	0,23
337PE	60	1454	5,95	335,14	3,51	
337PE	59	1414	6,96	621,74	4,78	
337PE	55	1366	9,09	522,73	3,91	0,14
337PE	54	1346	6,36	530,30	3,64	
337PE	52	1282	6,05	369,77	3,49	
337PE	51t	1249	14,44	1266,67	7,78	0,33
337PE	51b	1215	8,57	857,14	4,71	0,21
337PE	46	1174	7,60	3516,00	4,80	
337PE	45	1156	8,24	2423,53	4,71	0,24
337PE	41	1128	7,78	1444,44	4,17	0,11
337PE	40	1117	6,12	826,53	3,27	
337PE	39	1077	10,00	2207,69	5,23	0,23
337PE	38	1057	6,67	2159,26	4,81	
337PE	37	1040	8,33	2558,33	5,83	0,25
337PE	35	1000	10,00	3227,27	6,73	0,27
337PE	34	986	6,92	1980,77	4,62	
337PE	32t	916	6,33	873,47	3,06	
337PE	32b	892	6,51	1432,56	3,26	
337PE	31	885	7,78	2527,78	4,94	0,17
337PE	27	810	7,60	1964,00	4,00	
337PE	22t	718	6,43	788,10	3,81	
337PE	22b	667	7,08	1579,17	5,00	
337PE	21	661	11,33	1706,67	5,00	0,27
337PE	18	606	5,56	769,44	3,61	
337SIN	500	311	12,00	3025,00	6,63	0,38
337SIN	499	277	6,29	940,00	4,00	
337SIN	496	232	7,83	1213,04	4,30	0,09
337SIN	495	192	5,78	691,11	3,33	
337SIN	491	112	12,22	1488,89	7,22	
337SIN	490	80	12,22	2511,11	8,89	0,44