



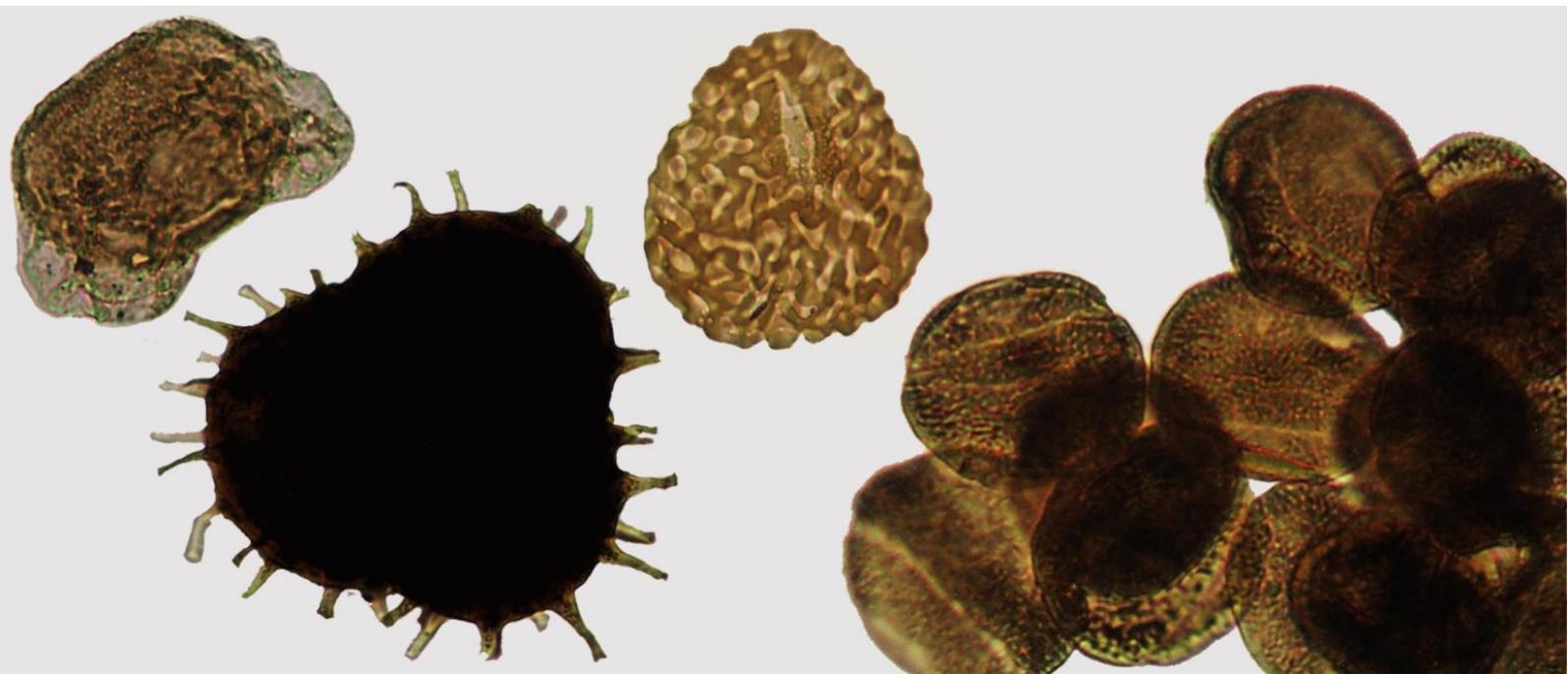
UNIVERSIDADE DE COIMBRA  
FACULDADE DE CIÊNCIAS E TECNOLOGIA  
Departamento de Ciências da Terra

## Palinostratigrafia do Triásico Superior - base do Jurássico no setor norte da Bacia Lusitânica (Portugal)

Ana Margarida da Silva Vilas Boas

Mestrado em Geociências – Área de Especialização em Geologia do Petróleo

Julho, 2018





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

**Palinostratigrafia do Triásico Superior – base do  
Jurássico no setor norte da Bacia Lusitânica (Portugal)**

Ana Margarida da Silva Vilas Boas

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

**Orientadores científicos:**

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

Doutora Zélia Maria Silva Pereira Moutinho, Laboratório Nacional de Energia e  
Geologia

**Julho, 2018**

*Dedico esta dissertação aos meus  
Pais, irmãos, Renato e a toda a minha  
Família.*

## Índice Geral

<b>Resumo</b> .....	<b>VI</b>
<b>Abstract</b> .....	<b>VII</b>
<b>Agradecimentos</b> .....	<b>VIII</b>
<b>Índice de Figuras</b> .....	<b>X</b>
<b>Índice de Tabelas</b> .....	<b>XIV</b>
<b>I. Introdução</b> .....	<b>1</b>
<b>II. Enquadramento Geológico e Estratigráfico</b> .....	<b>4</b>
II.1 Enquadramento geológico .....	5
II.1.1 A Bacia Lusitânica .....	5
II.1.2 Evolução Tectonoestratigráfica .....	6
II.2 Enquadramento Estratigráfico do Triásico – base do Jurássico .....	9
<b>III. Metodologias</b> .....	<b>13</b>
III.1 Trabalho de campo .....	14
III.1.1 Perfis estudados .....	14
III.1.1.1 Perfil do Parque de Campismo de Coimbra (PC) .....	14
III.1.1.2 Perfil de Sobral Cid (SC) .....	15
III.1.1.3 Perfil do Pingo Doce em Coimbra (PD) .....	15
III.1.1.4 Perfis de Castelo Viegas (CVI e CVII) .....	16
III.1.1.5 Perfil de Idealmed em Coimbra (IDEAL) .....	16
III.1.1.6 Perfil de Lordemão (LAG) .....	17
III.1.1.7 Perfil de Lamas (LAM) .....	17
III.1.1.8 Perfil de Carvalhais (CARVA) .....	17
III.1.2 Colheita de amostras no campo .....	20
III.2 Procedimentos laboratoriais .....	21
III.2.1 Preparação laboratorial de amostras para estudos palinológicos .....	21
<b>IV. Enquadramento Teórico à Palinologia</b> .....	<b>25</b>
IV.1 Introdução .....	26
IV.2 Estudo de plantas produtoras de esporos e pólenes .....	27
IV.2.1 Esporos .....	27
IV.2.1.1 Biologia dos esporos .....	27
IV.2.1.2 Dispersão, deposição e preservação dos esporos .....	30
IV.2.1.3 Morfologia dos esporos .....	30
IV.2.2 Pólenes .....	32
IV.2.2.1 Biologia dos pólenes e polinização .....	32
IV.2.2.2 Transporte e sedimentação dos pólenes .....	35
IV.2.2.3 Morfologia dos pólenes .....	35

IV.3	Sistemática e Taxonomia .....	38
IV.3.1	Esporos .....	39
IV.3.2	Pólenes .....	43
IV.4	Enquadramento biostratigráfico do Triásico Superior – base do Jurássico no contexto Europeu .....	48
IV.4.1	Triásico Superior (Carniano – Retiano) .....	48
IV.4.2	Transição Triásico – Jurássico e Hetangiano .....	49
IV.5	Estudos palinológicos anteriores no Grupo de Silves, Bacia Lusitânica ...	52
<b>V.</b>	<b>Análise Palinostratigráfica .....</b>	<b>54</b>
V.1	Associação Palinológica 1 (AP1) .....	56
V.2	Associação Palinológica 2 (AP2) .....	57
V.3	Associação Palinológica 3 (AP3) .....	59
V.4	Associação Palinológica 4 (AP4) .....	61
<b>VI.</b>	<b>Discussão .....</b>	<b>62</b>
VI.1	Interpretação Biostratigráfica .....	63
VI.1.1	Formação da Conraria .....	64
VI.1.2	Formações de Penela e Castelo Viegas .....	66
VI.1.3	Formação de Pereiros .....	67
VI.1.4	Base da Formação de Coimbra .....	69
VI.2	Palinostratigrafia na transição Triásico – Jurássico da BL: Implicações ambientais .....	70
VI.2.1	O paleoclima do Triásico – Jurássico .....	70
VI.2.2	Formação da Conraria (Carniano – Noriano) .....	71
VI.2.3	Formação de Pereiros (Hetangiano) .....	72
<b>VII.</b>	<b>Considerações finais .....</b>	<b>75</b>
	<b>Referências bibliográficas .....</b>	<b>80</b>
	<b>Anexo I .....</b>	<b>92</b>

## Resumo

O presente trabalho mostra o estudo palinostratigráfico da sucessão Grupo de Silves exposta entre o setor Coimbra-Penela, na Bacia Lusitânica, Oeste de Portugal, unidade datada do Triásico Superior – base do Jurássico Inferior. Esta unidade engloba, da base ao topo, as formações de Conraria, Penela, Castelo de Viegas e Pereiros, a maioria delas analisadas no presente trabalho. Já não pertencente ao Grupo de Silves, foi ainda analisada a base da Formação (Fm.) de Coimbra.

Da análise de 9 perfis parciais do Grupo de Silves aflorantes nesta região, devidamente identificadas em termos litostratigráficos, foram recolhidas 39 amostras para análise palinológica, com vista a um estudo de precisão biostratigráfica (e, conseqüentemente, cronostratigráfica). Ao longo deste estudo foram identificados 51 palinórfos exclusivamente de origem continental: 23 *taxa* de esporos e 28 *taxa* de pólenes. Foram definidas quatro associações palinológicas, que foram comparadas com associações descritas noutros setores da Europa. Com os dados obtidos ao longo deste estudo é proposta, pela primeira vez, uma palinozonação informal.

A Fm. da Conraria data do Carniano superior (Tuvaliano superior) a Noriano, onde é definida a zona *Granuloperculatipollis rudis*. Completam a associação os pólenes *Paracirculina quadruplicis*, *Classopollis meyeriana*, entre outros, que ocorrem de forma rara a comum ao longo de toda a associação. Por limitações litológicas e faciológicas, as formações de Penela e Castelo Viegas, não permitiram uma zonação palinostratigráfica. Na Fm. de Pereiros foram descritas duas zonas informais, concretamente as zonas *Ischyosporites variegatus* - *Kraeuselisporites reissingeri* (zona VR) e *Pinuspollenites minimus* (zona Pm) de idade hetangiana. A parte mais basal da zona VR não é descrita, devido à falta de informação. É de salientar o claro domínio do pólen *Classopollis meyeriana* ao longo de toda a associação. Este *taxa* domina também a zona Pm em conjunto com os pólenes *Classopollis torosus* e *Araucariacites* sp.. As limitações faciológicas do topo da Fm. de Castelo Viegas, relativamente à sua ausência em palinórfos, não permite uma discussão sobre o limite Triásico–Jurássico. Para a Fm. de Coimbra não foi proposta nenhuma zonação, tendo em conta que o material apresentado é semelhante ao da zona Pm, sugerindo que a idade da base desta unidade deverá datar da parte superior do Hetangiano.

A revisão biostratigráfica estabelecida neste trabalho permite detalhar a idade da sucessão litostratigráfica do Grupo de Silves na porção norte da Bacia Lusitânica, fornecendo novas evidências dos ecossistemas e mudanças climáticas durante a transição Triásico–Jurássico.

## Palavras-chave:

Palinostratigrafia, Grupo de Silves, Triásico, Jurássico, Bacia Lusitânica, Portugal

## Abstract

This work presents the palynostratigraphic study of the Silves Group, exposed between the Coimbra-Penela sector, in the Lusitanian Basin, West of Portugal, and dating from the Upper Triassic - Lower Jurassic. This unit includes, from the base to the top, the formations of Conraria, Penela, Castelo de Viegas and Pereiros, most of them analyzed in the present work. No longer belonging to the Silves Group, was also analyzed the basis of the Coimbra Formation.

From the analysis of 9 partial outcrops of the Silves Group in this region, 39 samples were collected for palynological analysis, aiming at a biostratigraphic (and, consequently, chronostratigraphic) deepening. Throughout this study 51 palynomorphs were identified: 23 spore taxa and 28 pollen taxa. Four palynological associations were defined, which were compared with associations described in other European sectors. With the data obtained during this study, an informal palinozonation is proposed, for the first time.

The Conraria Formation dates from the upper Carnian (upper Tuvanian) to Norian age where the *Granuloperculatipollis rudis* zone (Gr zone) is defined. Complete the association the pollens *Paracirculina quadruplicis*, *Classopollis meyeriana*, among others, occurring in a rare and common way throughout the association. Due to lithologic and faciological limitations, the Penela and Castelo Viegas formations did not allow a palynostratigraphic zonation. In the Pereiros Formation, two informal zones were described, namely *Ischyosporites variegatus* - *Kraeuselisporites reissingeri* (VR zone) and *Pinuspollenites minimus* (Pm zone) of Hettangian age. The basal part of the VR zone is not described due to lack of information. It is worth noting the clear dominance of *Classopollis meyeriana* pollen throughout the association. This *taxa* also dominates the Pm zone together with the pollen *Classopollis torosus* and *Araucariacites* sp.. The faciological limitations of the top of the Castelo Viegas Formation, regarding its absence in palynomorphs, do not allow a discussion about the Triassic - Jurassic boundary. For the Coimbra Formation, no zonation was proposed, considering that the presented material was similar to the Pm zone, suggesting that the age of the base of the Coimbra Formation should date from the upper part of Hettangian.

The biostratigraphic review established in this work allows us to detail the age of the lithostratigraphic succession of the Silves Group in the northern portion of the Lusitanian Basin, providing new evidence of ecosystems and climatic changes during the Triassic-Jurassic transition.

## Keywords:

Palynostratigraphy, Silves Group, Triassic, Jurassic, Lusitanian Basin, Portugal

## Agradecimentos

Quero agradecer a todas as pessoas que se cruzaram neste meu percurso e que de alguma forma contribuíram para a execução deste trabalho. Em particular aos meus orientadores Professor Doutor Luís Vítor Duarte e a Doutora Zélia Pereira, a quem dirijo as minhas primeiras palavras.

Expresso um profundo agradecimento ao meu orientador, Professor Doutor Luís Vítor Duarte, pelo tema proposto, que me entusiasmou desde o primeiro dia, como ainda por todo o acompanhamento do trabalho, e todo o conhecimento transmitido. Agradeço ainda, pela experiência que me proporcionou, apresentando-me novas realidades, enriquecendo-me profissional e pessoalmente e pela confiança que depositou no meu trabalho. Muito obrigada!

À Doutora Zélia Pereira, um enorme obrigada! Obrigada por me ter apresentado este imenso mundo de esporos e pólenes. Agradeço o acolhimento nas instalações do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), a sua simpatia e o entusiasmo contagiante que se transmitia a cada novo pólen ou esporo encontrado. Agradeço toda a bibliografia que prontamente disponibilizou e todo o tempo que as minhas dúvidas lhe tiraram. Agradeço ainda mais a pessoa inspiradora que é, e por ser um exemplo de profissional a seguir.

A estes meus orientadores agradeço tudo o que me ensinaram ao longo deste ano, e que a nossa amizade perdure.

Quero agradecer ao LNEG, em São Mamede Infesta, por me ter recebido nas suas instalações e me ter permitido efetuar todos os procedimentos laboratoriais.

À Irene, por me ter ajudado e ensinado a preparação laboratorial inicial das amostras.

À Vânia Correia, pela partilha de conhecimento referentes ao mundo da Palinologia.

Ao Sérgio Sêco, pela disponibilidade e ajuda para resolver todas as minhas dúvidas.

À Márcia Mendes, pela paciência, por me ter ensinado na manipulação do software *CorelDraw* e por ter partilhado comigo o seu largo conhecimento palinológico. Afinal, pensando em todos estes momentos, foste uma ótima *co-worker*. Espero que seja uma amizade de muitos anos.

Ao “Palácio Bigorna” que me acolheu nestes meus anos em Coimbra. Pela amizade que levo para a vida. Por serem a minha segunda casa, a todas vocês um gigante obrigada.

Ao Nuno e à Belinha, que apesar de serem poucas as vezes que conseguimos conciliar a nossa vida e nos conseguirmos encontrar, são pessoas que sei que nunca

irei perder na minha vida. Sempre me apoiaram e mesmo sendo uma área científica completamente diferente da deles, sempre se mostraram interessados. Amigos de sempre para sempre!

Ao Julian Oswald, que esteve sempre lá para ouvir e pelas suas palavras amigas que melhoraram os momentos de maior tensão. Mesmo longe, estava sempre presente para me dizer algo que me fazia sempre sorrir!

A toda a minha família que sempre estiveram lá para mim, sempre me apoiaram e sempre demonstraram orgulho de todo o meu percurso. Obrigada a todos vocês!

Aos meus pais e irmãos, pelo apoio e compreensão incondicional. Agradeço pelo carinho e amor. Sempre acreditaram em mim e na minha capacidade, mesmo quando eu não o fazia. Sei que posso contar convosco para sempre. A vocês dedico esta etapa da minha vida académica. Sem vocês, nada disto teria sido possível. Muito obrigada!

Ao Renato Godinho, futuro Mestre Geólogo. Obrigada pela paciência e carinho que demonstraste nos meus momentos mais complicados, assim como, nos mais felizes, por todas as sugestões e dúvidas que me tiraste. Sem ti teria sido tudo muito mais complicado. Obrigada por estares lá para me dar força e sempre com uma palavra certa. Um enorme obrigada!

Quero agradecer a todas as pessoas, quer a nível científico, quer ao nível pessoal, que passaram por esta etapa da minha vida ajudando a ultrapassar todos os momentos difíceis.

Por fim, a Coimbra.

A todos, muito obrigada!

*“Hoje Coimbra, amanhã saudade.”*

## Índice de Figuras

- Figura II.1** – Enquadramento geográfico e geológico da área estudada. **A-** Mapa geográfico de Portugal, com localização da Bacia Lusitânica; **B-** Mapa geológico simplificado da BL, com representação da distribuição das rochas do Jurássico (indiferenciado e Inferior) e do Soco Hercínico (modificado de Duarte *et al.*, 2012); **C** – Excerto da área estudada, representativa da secção tipo Coimbra - Penela onde é representado, com um retângulo vermelho, o sector estudado (modificado de Palain, 1979). ..... 5
- Figura II.2** - Enquadramento geográfico e tectónico da BL e de outras bacias da MOI. Definição de sectores (1 – Rocha & Soares, 1984; 2 – Ribeiro *et al.*, 1996. Sondagens: Ca - Carapau, Do – Dourada, Mo – Moreia, Vm – Vermoil, SM – S. Mamede, Ga – Gaiteiros, Cp – Campelos, Bf – Benfeito, Ar – Arruda, Ms – Monsanto, Br – Barreiro, Mj – Montijo, Go – Golfinho (adaptado de Kullberg *et al.*, 2000; in Kullberg *et al.*, 2013). ..... 7
- Figura II.3** - Organização litostratigráfica do Grupo de Silves (adaptado de Kullberg *et al.*, 2013). ..... 10
- Figura II.4** – Subdivisões alostratigráfica [**A** – unidades megassequenciais de Palain (1979) (sem escala)] e litostratigráfica [**B** – formações de Conraria, Penela, Castelo Viegas e Pereiros, segundo Soares *et al.* (2012)] do Triásico Superior – base do Jurássico do sector oriental da BL. D1 – D3c – Descontinuidades definidas em Soares *et al.* (2012). ..... 11
- Figura III.1** – Localização dos perfis estudados, sinalizados pelo marcador a amarelo (base cartográfica via *GoogleEarth*). ..... 15
- Figura III.2** - Perfil estratigráfico do Grupo de Silves no setor Coimbra – Penela com a localização dos nove perfis amostrados e evidenciando as principais descontinuidades (D1 a D3c) (modificado de Soares *et al.*, 2012). FC – Formação de Coimbra. .... 18
- Figura III.3** – Aspectos gerais de campo de sete dos nove perfis analisados: **A** – Perfil do Parque de Campismo de Coimbra – PC; **B** – Perfil de Sobral Cid – SC; **C** – Perfil do Pingo Doce em Coimbra– PD; **D** – Perfil de Castelo Viegas - CV, na fotografia em questão observamos o perfil Castelo Viegas I, local de recolha da amostra CVI-0; **E** – Perfil de Castelo Viegas – CV, a fotografia em questão representa o perfil CVII, onde foi

recolhida a amostra CVII-2, a transição entre os termos B1-B2 encontra-se assinalada com a linha preta tracejada; **F** – Perfil de Idealmed em Coimbra – IDEAL, transição entre os termos B1 e B2 assinalada com a linha preta a tracejado; **G** – Perfil de Lamas – LAM, zona inicial do perfil, lado esquerdo da estrada; **H** – Perfil de Lamas – LAM, zona final do perfil, lado direito da estrada. .... 19

**Figura III.4** – Procedimento laboratorial aplicado à preparação de amostras para estudos palinológicos (adaptado de Lopes, 2013). .... 21

**Figura III.5** – Frascos onde o resíduo em excesso é armazenado, já devidamente identificados e preparados para futuros estudos palinológicos. .... 23

**Figura III.6** – Lâminas devidamente identificadas e prontas para o estudo ao microscópio. .... 24

**Figura IV.1** – Ciclo de vida e morfologia das plantas briófitas (musgo) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996). .... 28

**Figura IV.2** – Ciclo de vida de plantas pteridófitas (fetos) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996). .... 29

**Figura IV.3** - Diagrama esquemático das ornamentações da exina dos esporos (**A**-Levigado; **B**-Rugoso; **C**-Pontuado; **D**-Fóveolado; **E**-Vermiculado; **F**-Granulado; **G**-Verrucado; **H**-Pilado; **I**-Columelado; **J**-Conado; **K**-Espinhado; **L**-Cristado; **M**-Enrugado; **N**-Reticulado; **O**-Cicatrizado; **P**-Canaliculado) (Playford & Dettmann, 1996). .... 31

**Figura IV.4 - A)** Ciclo de vida das gimnospérmicas; **1** - Grão de pólen; **2** - Tubo polínico; **3** - Oosfera; **4** - Cones masculinos; **5** - Óvulo (McAlester, 1977 in Jarzen & Nichols, 1996). **B)** Germinação de um pólen: desenvolvimento do gametófito masculino no grão de pólen e tubo polínico (**1-2**); **2** - extremidade do tubo polínico (x500 aproximadamente) (adaptado de Coulter & Chamberlain in Verlag, 1974). .... 33

**Figura IV.5** - Ciclo de vida de uma angiospérmica; **1** - Grão de pólen; **2** - Tubo polínico; **3** -Oosfera; **4** - Pétalas; **5** - Estame; **6** - Estigma; **7** - Óvulo (adaptado de McAlester, 1977 in Jarzen & Nichols, 1996). .... 34

**Figura IV.6** - Representação simplificada da escultura e da estrutura da exina dos pólenes das angiospérmicas (**A** - Liso; **B** - Rugoso; **C** - Verrucado; **D** - Espinhado; **E** - Enrugado; **F** - Fossado; **G** - Reticulado; **H** - Columelado; **I** - Claviforme; **J** - Fóveolado; **L** - Elementos suprategmiais) (adaptado de Jarzen & Nichols in Jansonius & Mcgregor, 1996). ..... 36

**Figura IV.7** – Características morfológicas dos pólenes: **A** – Pólenes bissacados; **B** – Pólenes bissacados estriados; **C** – Pólenes poliplicados; **D** – Pólenes circumpólenes; **E** – Pólenes monosulcados..... 38

**Figura IV.8** – Localidades chave para a transição Triásico – Jurássico, St. Audrie’s Bay no Reino Unido, e Kuhjoch na Áustria (GSSP Hetangiano) (1. Hesselbo *et al.*, 2004; Bonis *et al.*, 2010; 2. Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009; Hillebrandt *et al.*, 2013; Lindström, 2016; Lindström *et al.*, 2017a, b) e distribuição estratigráfica dos pólenes e esporos selecionados. .... 50

**Figura V.1** – Posicionamento litostratigráfico (ver referências anteriormente citadas) das amostras recolhidas ao longo dos 9 perfis analisados no setor compreendido entre a região norte de Coimbra e Penela. Associações palinológicas propostas e quadro cronostratigráfico tendo por base os dados obtidos no presente estudo (ver Cap. VI). A cinzento estão assinaladas as amostras estéreis do ponto de vista palinológico. .... 55

**Figura VI.1** – Comparação entre o esquema estratigráfico geral para o Triásico – Jurássico na Europa (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009, 2010; Kürschner & Herngreen, 2010) com o esquema litostratigráfico e biostratigráfico proposto para as secções estudadas na BL, com a distribuição dos esporos e pólenes marcadores. As fases palinológicas, idades absolutas e as informações de amonoides seguem Lindström *et al.* (2017a). ..... 64

**Figura VI.2** – Distribuição quantitativa das associações de pólenes e esporos propostas para o Grupo de Silves. A cinzento estão representadas as amostras estéreis do ponto de vista palinológico. .... 74

**Figura VI.3** – Distribuição quantitativa dos palinomorfos (esporos e pólenes) nas amostras estudadas da BL. Representação das AP propostas em comparação com as fases palinológicas Europeias (Lindström, 2016). A cinzento encontram-se

representadas as amostras estéreis. Com o círculo vermelho estão sinalizados os picos de esporos ao longo da sucessão; Carn. – Carniano. .... 75

## Índice de Tabelas

<b>Tabela III.1</b> – Número de amostras estudadas por perfil. ....	20
<b>Tabela V.1</b> – Distribuição dos esporos nas amostras correspondentes à AP 1; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%); as colunas a cinzento correspondem a amostras estéreis. ....	57
<b>Tabela V.2</b> – Distribuição dos pólenes nas amostras correspondentes à AP 1; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%), A – abundante (>50%); as colunas a cinzento correspondem a amostras estéreis. ....	57
<b>Tabela V.3</b> – Distribuição dos esporos nas amostras correspondentes à AP 2; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%). ....	58
<b>Tabela V.4</b> – Distribuição dos pólenes nas amostras correspondentes à AP 2; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%), A – abundante (>50%). ....	59
<b>Tabela V.5</b> – Distribuição dos esporos nas amostras correspondentes à AP 3; R– raro (<10%); as colunas a cinzento correspondem a amostras estéreis. ....	60
<b>Tabela V.6</b> – Distribuição dos pólenes nas amostras correspondentes à AP 3; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%), A – abundante (>50%); as colunas a cinzento correspondem a amostras estéreis. ....	60
<b>Tabela V.7</b> – Distribuição dos esporos nas amostras correspondentes à AP 4; R– raro (<10%). ....	61
<b>Tabela V.8</b> – Distribuição dos pólenes nas amostras correspondentes à AP 4; R– raro (<10%); A – abundante (>50%). ....	61

# I. Introdução

Em Portugal, o Triásico Superior – base do Jurássico Inferior (Hetangiano) está representado nas bacias Lusitânica, Algarvia e de Santiago do Cacém (sub-bacia), sendo materializado por sedimentos maioritariamente siliciclásticos, observando-se no topo da sucessão sedimentação levemente carbonatada. Contrariamente a outras porções temporais da Bacia Lusitânica, talvez pela sua complexidade (baixo grau de fossilização), esta sucessão tem sido muito pouco estudada do ponto de vista biostratigráfico.

É aqui que nasce este trabalho. Esta dissertação apresenta os resultados de estudos palinológicos efetuados nas formações pertencentes ao Grupo de Silves, aflorante no setor tipo Coimbra - Penela, na parte norte da Bacia Lusitânica, Oeste de Portugal, e datado grosseiramente do Triásico Superior - base do Jurássico (Hetangiano). Subdividido desde Soares *et al.* (2012) nas formações da Conraria, Penela, Castelo Viegas e Pereiros, estas unidades foram anteriormente descritas por Choffat (1894, 1903), Palain (1976, 1979) e datadas através dos primeiros estudos palinostratigráficos efetuados por Doubinger *et al.* (1970) e Adloff *et al.* (1974). O estudo, na época, não permitia detalhar a estratigrafia deste intervalo temporal na Bacia Lusitânica, mas possibilitou, pela primeira vez, a comprovação da existência de unidades, no Grupo de Silves, com esporos e pólenes atribuídos ao Carniano-Noriano. Segundo Palain (1976) a base do Grupo de Silves tem sido considerada de idade carniana. Mais recentemente, Díez (2000) realizou um estudo sobre as mesmas sequências, tendo avançado com idades que serão objeto de discussão na presente dissertação.

O principal objetivo do presente trabalho é investigar a biostratigrafia destas palinofloras, com base no estudo dos conteúdos de esporos e pólenes e detalhar a sequência estratigráfica do Grupo de Silves. Em complemento, pretende-se documentar as mudanças palinológicas que ocorreram na transição Triásico - Jurássico e compará-las com as associações palinológicas reconhecidas no domínio europeu, estabelecendo algumas inferências sobre as alterações ecológicas e climáticas da época.

Neste trabalho vão ser apresentados dados palinológicos quantitativos e de alta resolução para a área estudada na Bacia Lusitânica, com o objetivo de demonstrar a dinâmica da variação da flora na transição Triásico-Jurássico e conseqüente datação. Os esporos e pólenes são excelentes fontes de informação acerca de condições paleoecológicas e paleoclimáticas terrestres.

Tendo em conta os objetivos pretendidos com a realização deste tema, esta dissertação encontra-se estruturada, para além da presente Introdução, em seis outros capítulos:

- No Cap. II são apresentados os enquadramentos geográfico, geológico, tectónico e estratigráfico da Bacia Lusitânica;

- No Cap. III são apresentadas as metodologias utilizadas na presente investigação, desde o trabalho de campo às técnicas laboratoriais com vista ao estudo palinológico;

- No Cap. IV é efetuada uma introdução teórica à palinologia. Descrevem-se as características dos pólenes e esporos e é apresentada a sistemática e taxonomia dos palinomorfos encontrados ao longo das amostras estudadas. Apresenta-se, também, a biozonação palinológica utilizada no domínio europeu para posterior correlação e, por último são apresentados os estudos palinológicos efetuados anteriormente nas secções estudadas;

- No Cap. V são apresentados, de forma qualitativa e quantitativa, os resultados obtidos em cada uma das associações palinológicas propostas neste trabalho e o seu conteúdo em termos de palinomorfos;

- O Cap. VI é dedicado à discussão, particularmente polarizada na biostratigrafia, onde é descrita a correlação efetuada entre as zonas propostas, pela primeira vez, para o Grupo de Silves e as Zonas da Europa Central e Ocidental. Para além das interpretações biostratigráficas, são também apresentadas inferências ambientais para cada uma das formações estudadas;

- No Cap. VII, último capítulo, são apresentadas as considerações finais, tendo em conta os resultados obtidos nesta dissertação, sendo efetuada uma reflexão construtiva do trabalho e sugestão de investigações futuras.

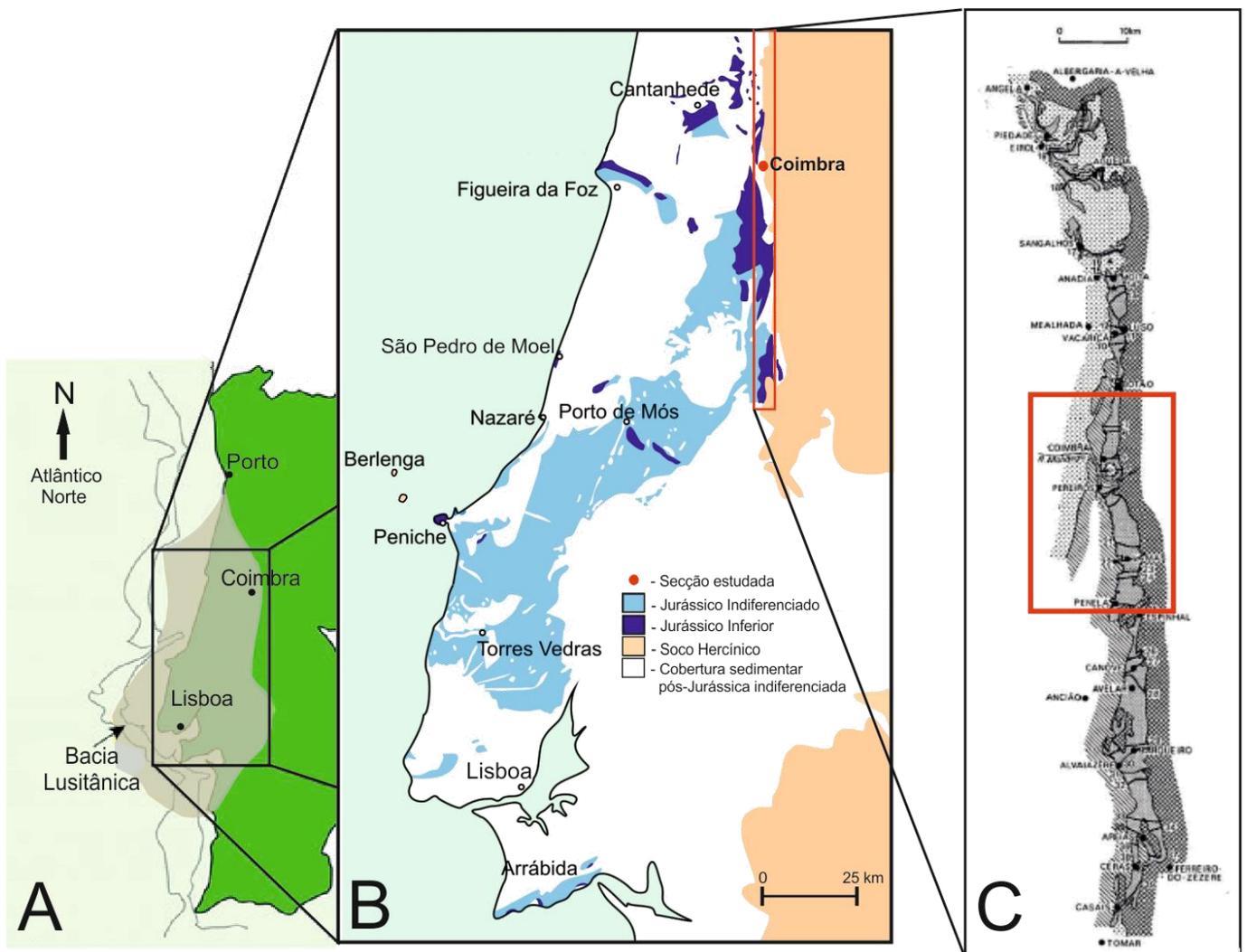
Como objetivo final, pretende-se que este trabalho possa contribuir para um conhecimento estratigráfico mais aprofundado do Grupo de Silves e, conseqüentemente, do Triásico Superior – base do Jurássico em Portugal, complementando desta forma a informação estratigráfica da bacia.

## **II. Enquadramento Geológico e Estratigráfico**

## II.1. Enquadramento geológico

### II.1.1 A Bacia Lusitânica

A Bacia Lusitânica (BL) (Fig. II.1) faz parte de um conjunto de bacias marginais atlânticas que se desenvolveu na Margem Ocidental Ibérica (MOI), durante grande parte do Mesozoico. A sua dinâmica enquadra-se no contexto da fragmentação da Pangeia, mais especificamente na abertura do Atlântico Norte (ver, por exemplo, Wilson, 1975, 1988; Hiscott *et al.*, 1990; Kullberg *et al.*, 2013). Para além das múltiplas características sedimentares e especificidades estratigráficas à escala global (como são os casos dos estratotipos (GSSPs) do Toarciano e do Bajociano; Pavia & Enay, 1997; Rocha *et al.*, 2016), esta bacia mostra uma localização muito particular, entre o Tétis e os mares epicontinentais que deram, mais tarde, origem ao Atlântico.



**Figura II.1** – Enquadramento geográfico e geológico da área estudada. **A**- Mapa geográfico de Portugal, com localização da Bacia Lusitânica; **B**- Mapa geológico simplificado da BL, com representação da distribuição das rochas do Jurássico (indiferenciado e Inferior) e do Soco Hercínico (modificado de Duarte *et al.*, 2012); **C** – Excerto da área estudada, representativa da secção tipo Coimbra - Penela onde é representado, com um retângulo vermelho, o sector estudado (modificado de Palain, 1979).

A BL encontra-se delimitada a Este pelo Maciço Hespérico, com o qual contacta por falha, e a Oeste pelo *horst* hercínico das Berlengas, materializado pelos ilhéus das Berlengas e Farilhões, que a separa da Bacia de Peniche (Azerêdo *et al.*, 2003; Alves *et al.*, 2006; Kullberg *et al.*, 2013). A Sul está limitada pela elevação do soco na Serra da Arrábida, e a Norte, apesar de não estar tão bem definida, a transição poderá fazer-se em *échelon* para a Bacia do Porto (Kullberg *et al.*, 2013). Ocupa mais de 20 000 km<sup>2</sup> na margem central da MOI, alongando-se cerca de 200 km na direção NNW-SSE e por mais de 100 km na direção perpendicular; cerca de 2/3 da bacia afloram na área continental emersa e a restante área, encontra-se imersa, na plataforma continental. Trata-se da única bacia das margens do Atlântico Norte com extensa exposição superficial (Kullberg *et al.*, 2013; ver também Hiscott *et al.*, 1990).

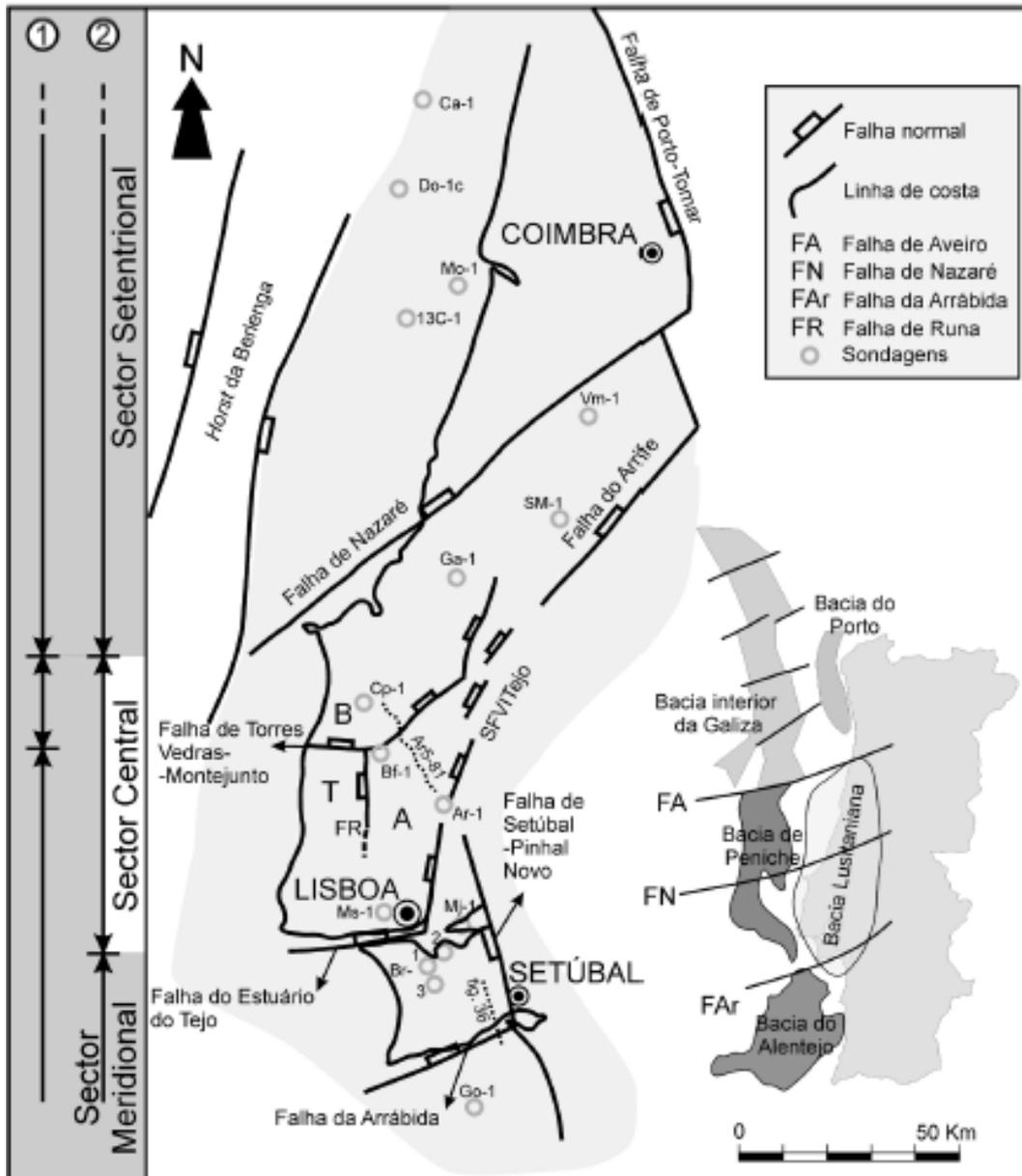
Segundo Ribeiro *et al.* (1979) a evolução tectónica da BL foi condicionada por falhas que se formaram durante o episódio de fracturação tardi-varisca aproximadamente entre os 300 e os 280 Ma. Este episódio tardi-orogénico resulta de imposição de regime de cisalhamento direito à micro-placa ibérica nos seus paleolimites ocidental, oriental, setentrional e meridional, dos quais resultariam as falhas de desligamento esquerdo de direção aproximada NNE-SSW e NE-SW (Ribeiro, 2002). Outras falhas orogénicas variscas de orientação N-S (falha de Porto-Tomar) e NW-SE foram também importantes na estruturação da BL.

O seu preenchimento, que poderá atingir os 5 km de espessura, desenvolveu-se praticamente a partir do Triásico Médio. Contudo, grande parte dos seus sedimentos, são de idade jurássica (Fig. II.1; ver, por exemplo, Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson, 1988; Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2013).

### **II.1.2. Evolução Tectonoestratigráfica**

A tectónica da BL e a sua evolução estão condicionadas pela distensão mesozoica (Fig. II.2). A sua evolução tectónica está relacionada com a abertura do Atlântico Norte, perto do Atlântico Central, onde dois domínios distintos são separados pela Zona de Falha Açores-Gibraltar (ZFAG) (Kullberg *et al.*, 2013).

Durante o Mesozoico a Ibéria encontrava-se numa posição de charneira. Essa atividade está relacionada com a evolução dos limites de placas, a Sul, entre a África e a Eurásia, e com o limite transcorrente ao longo da ZFAG. A Oeste, entre a Ibéria e a Terra Nova existe o limite divergente e este está associado à evolução do Atlântico. Desde o Triásico, momento em que se inicia o desenvolvimento do proto-Atlântico Norte, a Ibéria encontra-se ligada ao continente Norte-Americano, mas, devido a estiramento litosférico progressivo, ocorre rotura crostral e consequente oceanização do Cretácico Inferior (Kullberg *et al.*, 2013).



**Figura II.2** - Enquadramento geográfico e tectónico da BL e de outras bacias da MOI. Definição de sectores (1 – Rocha & Soares, 1984; 2 – Ribeiro *et al.*, 1996. Sondagens: Ca - Carapau, Do – Dourada, Mo – Moreia, Vm – Vermoil, SM – S. Mamede, Ga – Gateiros, Cp – Campelos, Bf – Benfeito, Ar – Arruda, Ms – Monsanto, Br – Barreiro, Mj – Montijo, Go – Golfinho (adaptado de Kullberg *et al.*, 2000; *in* Kullberg *et al.*, 2013).

A evolução da BL desenvolve-se, genericamente, em regime distensivo que, segundo Wilson *et al.* (1996), terá decorrido ao longo de 135 Ma. No entanto, tal afirmação não pode ser corroborada com grande exatidão, uma vez que a idade dos primeiros depósitos da bacia ainda está por determinar (Kullberg *et al.*, 2013). No seu processo evolutivo, e de acordo com diversos autores têm sido considerados vários episódios de *rifting*, cujos limites nem sempre são concordantes entre eles (ver, por exemplo, Ribeiro *et al.*, 1979; Montenat *et al.*, 1988; Wilson, 1988, 1989; Pinheiro *et al.*, 1996; Rasmussen *et al.*, 1998; Alves *et al.*, 2002, 2006; Kullberg *et al.*, 2013). Sendo

assim, serão aqui assumidos os intervalos temporais marcados por uma coerência do ponto de vista tectono-sedimentar, e que se resumem aos quatro ciclos sedimentares (ou sequências) de 1ª ordem apresentados inicialmente por Wilson (1988): Triásico – Caloviano superior, Oxfordiano médio – Berriasiano, Valanginiano – Aptiano inferior e Aptiano superior – Turoniano.

A primeira destas sequências tectono-sedimentar, onde se insere a temática deste trabalho, data do Triásico Médio (?) - Superior ao Caloviano superior, e é dividida em várias etapas fundamentais (ver, por exemplo, Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003, 2014). Este primeiro ciclo materializa a fase inicial de preenchimento da bacia e está diretamente relacionado com a primeira fase de *rifting* associada à formação do Atlântico (Azerêdo *et al.*, 2003). Como o processo de *rifting* abortou, não existiu geração de crosta oceânica, originando uma topografia irregular de blocos limitados por falhas (ver, por exemplo, Ribeiro *et al.*, 1979; Wilson *et al.*, 1989). Os depósitos relacionados com estas condições tectónicas são essencialmente compostos por conglomerados, arenitos e lutitos vermelhos e acinzentados. Estes depósitos são os principais constituintes do Grupo de Silves (Soares *et al.*, 2012) de idade Triásico Superior a Jurássico Inferior (Hetangiano) (Palain, 1976).

No Hetangiano, ainda que de modo incipiente, ocorre na bacia o início da fase de influência marinha. Nesta fase ocorre sobreposição da sedimentação maioritariamente clástica (areno-lutíticas finas) com fácies dolomíticas (Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2003). No entanto, os primeiros sedimentos com um carácter verdadeiramente carbonatado surgiram mais tarde, no Sinemuriano (formações de Coimbra, S. Miguel e de Água de Madeiros; ver, por exemplo, Azerêdo *et al.*, 2010; Duarte *et al.*, 2010, 2014a, b; Dimuccio *et al.*, 2016) com a evolução gradual da bacia para ambientes cada vez mais marinhos, favorecidos por uma rampa carbonatada com inclinação para noroeste e de baixo pendor (Azerêdo *et al.*, 2003, 2010; Duarte, 2007; Duarte *et al.*, 2014b). Com esta evolução evidenciou-se novamente a variação lateral das formações nas diferentes zonas da bacia. Em alguns setores ocidentais observam-se características sedimentares de influência marinha com maior profundidade, como é o caso das alternâncias margo-calcárias com fósseis de organismos nectónicos observadas no Pliensbaquiano e Toarciano (formações de Vale das Fontes, Lemedede e de São Gião), mais marcantes na faixa compreendida entre Figueira da Foz e Peniche (ver, por exemplo, Duarte, 1997, 2007; Duarte & Soares, 2002; Duarte *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2015).

Depois desta fase transgressiva de 1ª ordem (Azerêdo *et al.*, 2014; e referências acima citadas), o sistema deposicional, sobretudo no Bajociano e na restante porção do Bajociano médio, acusa uma tendência regressiva (progradação), materializando-se

uma fácies de pequena a média profundidade a E/SE e retração das fácies mais externas a O/NO (Azerêdo *et al.*, 2003). Devido às condições tectónicas, o sistema deposicional de rampa carbonatada que se iniciou no Jurássico Inferior, não se mantém apenas no Jurássico Médio, e evolui assim para uma rampa de alta energia e adquire a máxima expressão (Azerêdo, 1993, 1998).

No Caloviano superior é reconhecida em vários pontos da bacia uma fase regressiva que termina com uma descontinuidade de valor bacinal (Azerêdo *et al.*, 2002, 2003), que culmina este primeiro grande ciclo sedimentar de enchimento da BL (Soares *et al.*, 1993; Azerêdo *et al.*, 2014).

## **II.2. Enquadramento Estratigráfico do Triásico – base do Jurássico**

Tal como referido anteriormente, as formações do Triásico e Jurássico Inferior, analisadas neste trabalho, estão incluídas na primeira fase de evolução tectono-sedimentar da BL. Na sua base, as unidades contrastam com a restante porção carbonatada que caracteriza quase todo o Jurássico Inferior e Médio (ver, por exemplo, Azerêdo, 1998; Azerêdo *et al.*, 2003; Duarte, 2007; Duarte *et al.*, 2010).

A base da sucessão sedimentar da BL, de idade triásica, objeto do presente estudo, é composta por sedimentos siliciclásticos (Grupo de Silves; ver, por exemplo, Choffat, 1903; Carvalho, 1950; Palain, 1976, 1979; Azerêdo *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2007, 2012; Kullberg *et al.*, 2013). Estes sedimentos estão organizados na dependência direta de relevos rejuvenescidos a oriente (Palain, 1976) e com arquiteturas complexas por evolução de sistemas de cone aluvial e fluviais meandrizados a costeiros e evaporíticos de plataforma de maré (Soares *et al.*, 2012). De acordo com a Fig. II.3, que mostra a evolução terminológica da litostratigrafia do Triásico – extrema base do Jurássico da BL, os sedimentos da base são particularmente materializados por depósitos conglomeráticos (termo A1 de Palain, 1976) e o seu topo por uma unidade complexa de sedimentos siliciclásticos finos, evaporíticos e dolomíticos (termo C2 de Palain, 1976) (Fig. II.4A). O contacto inferior do Grupo de Silves é feito através de discordância angular sobre o soco hercínico (essencialmente sobre a Série Negra; no entanto, a norte de Coimbra, assenta, localmente, sobre o Pérmico) (Palain, 1976; Soares *et al.*, 2005), sendo aquele constituído pelas formações da Conraria, Penela, Castelo Viegas e Pereiros, onde predominam sedimentos associados a ambientes fluviais e lagunares (Fig. II.4B; Soares *et al.*, 2012). Superiormente, o Grupo de Silves é limitado pela Formação de Coimbra, unidade recentemente formalizada no setor mais oriental da bacia (ver Dimuccio *et al.*, 2016).

A secção-tipo desta sucessão conhecida de forma informal como “Grés de Silves”, foi inicialmente descrita por Paul Choffat na região de Coimbra, junto à margem Sul do Rio Mondego, de Conraria à capela de Santo Amaro (Choffat, 1903), tendo sido posteriormente redefinida ao longo das encostas da E.N. 110, de Vendas de Ceira a Pereiros (Palain, 1976; *in* Soares *et al.*, 2012).

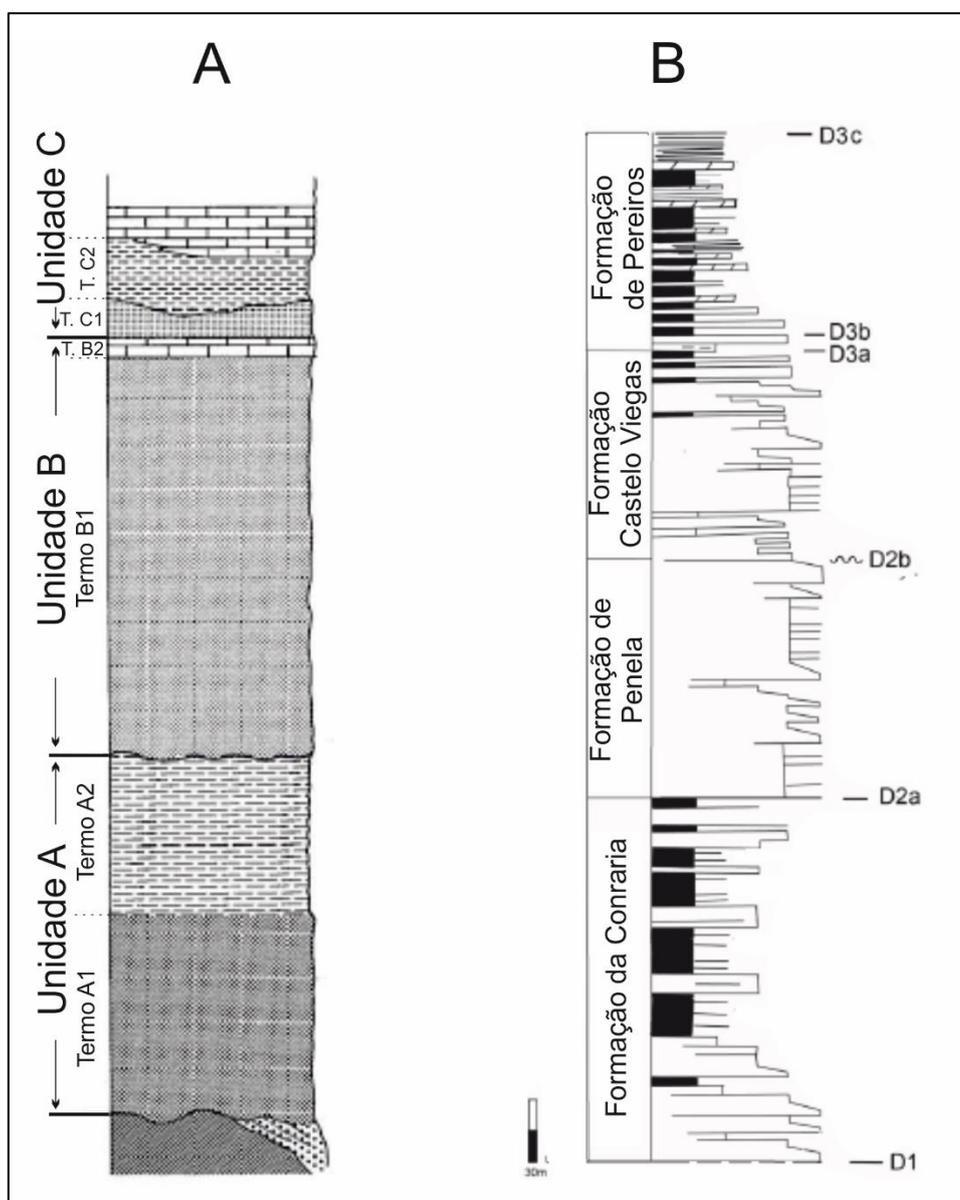
Choffat (1880 - 1903)	Carvalho (1950)	Soares et al., (1985)	Palain (1976)	Rocha et al., (1987)	Soares et al., (2012)	
Formação de Coimbra						
<b>Camadas de Pereiros</b>  (108-129 m)		(50-60 m)		C2	Argilitos e areias dolomíticas	Formação de Pereiros
				C1 (10 m)	Arenitos com <i>Clathropteris meniscoides</i>	
				B2 (6 m)	Areias dolomíticas com <i>Isocyprina</i> e <i>Promathildia sp.</i>	
“Grés à nuance claire” (115-129 m)	Cam. de Castelo Viegas (200 m)	Cam. de Castelo Viegas (170-190 m)	B1 (210 m)	Cam. de Castelo Viegas	Form. de Castelo Viegas Form. de Penela	
“Grés à rouge brique” (213-269 m)	Cam. de Conraria (420 m)	Cam. de Conraria (< 50 m)	A2 (80 m)	Arenitos com <i>Voltzia ribeiroi</i>	Formação de Conraria	
			A1 (100-140 m)	Arenitos de Conraria		

**Figura II.3** - Organização litostratigráfica do Grupo de Silves (adaptado de Kullberg *et al.*, 2013).

A organização litostratigráfica mais recente (Soares *et al.*, 2012; Figs. II.3 e II.4B) subdivide o Grupo de Silves em quatro formações: Formação de Conraria, Formação de Penela, Formação de Castelo Viegas e Formação de Pereiros.

A **Formação de Conraria** (Soares *et al.*, 2012) inclui os termos A1 de Palain (1976, 1979), composto por conglomerados e arenitos de cor avermelhada, denominados também de “Arenitos de Conraria” (Rocha *et al.*, 1987) e, superiormente, o termo A2 de Palain (1976, 1979), composto por arenitos e lutitos de cor vermelha e/ou cinzenta com presença de *Voltzia ribeiroi* (Figs. II.3 e II.4). Esta formação em Coimbra, em termos de espessura, ronda os 50 metros. Do ponto de vista paleoambiental, esta unidade está associada a uma planície aluvial que sustentou áreas de encharcamento salino, com subsidência preferencial; eram típicos os curtos períodos de fortes precipitações e um clima árido (Palain, 1976; Soares *et al.*, 2012).

Reconhecida anteriormente em Soares *et al.* (2007) como **Formação de Castelo Viegas**, correspondente ao termo B1 de Palain (1976, 1979), foi recentemente subdividida em duas formações (Soares *et al.*, 2012) (Figs. II.3 e II.4B): na base, a **Formação de Penela** que corresponde à parte inferior do termo B1 de Palain (1976, 1979) e, na parte superior, a **Formação de Castelo Viegas**. A **Formação de Penela** é predominantemente areno-conglomerática avermelhada, com uma espessura variável, cerca de 90 metros em Coimbra. As fácies dominantes na **Formação de Castelo Viegas** (cujas espessuras rondam os 110 metros) são arcossarenitos grosseiros, por vezes em camadas com 4 a 5 metros, intervaladas por níveis lutíticos centimétricos (Palain, 1976).



**Figura II.4** – Subdivisões alostratigráfica [A – unidades megassequenciais de Palain (1979) (sem escala)] e litostratigráfica [B – formações de Conraria, Penela, Castelo Viegas e Pereiros, segundo Soares *et al.* (2012)] do Triásico Superior – base do Jurássico do sector oriental da BL. D1 – D3c – Descontinuidades definidas em Soares *et al.* (2012).

Em descontinuidade sobre a Formação de Castelo Viegas (D3a *in* Soares *et al.*, 2012) segue-se a **Formação de Pereiros** (Figs. II.3 e II.4B) (Soares *et al.*, 2012) que corresponde, na base, ao termo B2 de Palain (1976, 1979) (Azerêdo *et al.*, 2003) (Fig. II.4A), composto por dolomias finas, cristalinas e siliciclásticas, intercaladas com lutitos, em camadas centimétricas, contando também com a ocorrência peculiar de fósseis de bivalves (*Isocyprina*) e gastrópodes (*Promathildia*). A esta unidade, que mostra uma espessura muito regular em toda a bacia (cerca de 6 m), sucede o termo C1 de Palain (1976, 1979), correspondente a camadas de arenitos grosseiros a muito grosseiros, esbranquiçados ou acastanhados, com raros fósseis de *Clathropteris meniscoides* (Kullberg *et al.*, 2013). A **Formação de Pereiros** termina através da sua subunidade mais espessa e mais complexa do ponto de vista litológico, o termo C2 de Palain (1976, 1979) (Azerêdo *et al.*, 2003) (Figs. II.3 e II.4A), materializada por corpos lutíticos e finamente arenosos de cor vermelha e cinzenta, dolomias finas, margas dolomíticas e, muito localmente, níveis gipsíferos (ver, também, Sêco *et al.*, 2015). A parte superior desta unidade ganha um carácter mais dolomítico, característica que domina a unidade suprajacente, a **Formação de Coimbra** (cujas espessuras rondam os 60 metros), e que constitui a primeira unidade verdadeiramente carbonatada no processo de evolução da BL (ver, por exemplo, Azerêdo *et al.*, 2003, 2014; Dimuccio *et al.*, 2014, 2016; Duarte *et al.*, 2014b).

As unidades siliciclásticas do Grupo de Silves emergem na fronteira oriental da BL, muitas vezes com excelentes exposições (Soares *et al.*, 2012), como é o caso da área estudada, pois está incluída no grande sector entre Coimbra, Penela e Alvaiázere, desenhando uma área de cerca de 3 a 4 km de largura e 35 km de comprimento e circunda uma parte da Falha Porto-Tomar-Ferreira do Alentejo (FPTFA).

### **III. Metodologias**

Neste capítulo são descritos todos os processos metodológicos que conduziram à realização da presente dissertação. O processo utilizado teve por base as campanhas de campo onde foram selecionadas as amostras de interesse para posteriormente serem preparadas lâminas delgadas utilizando as técnicas próprias para os estudos palinológicos.

### **III.1 – Trabalho de campo**

#### **III.1.1 – Perfis estudados**

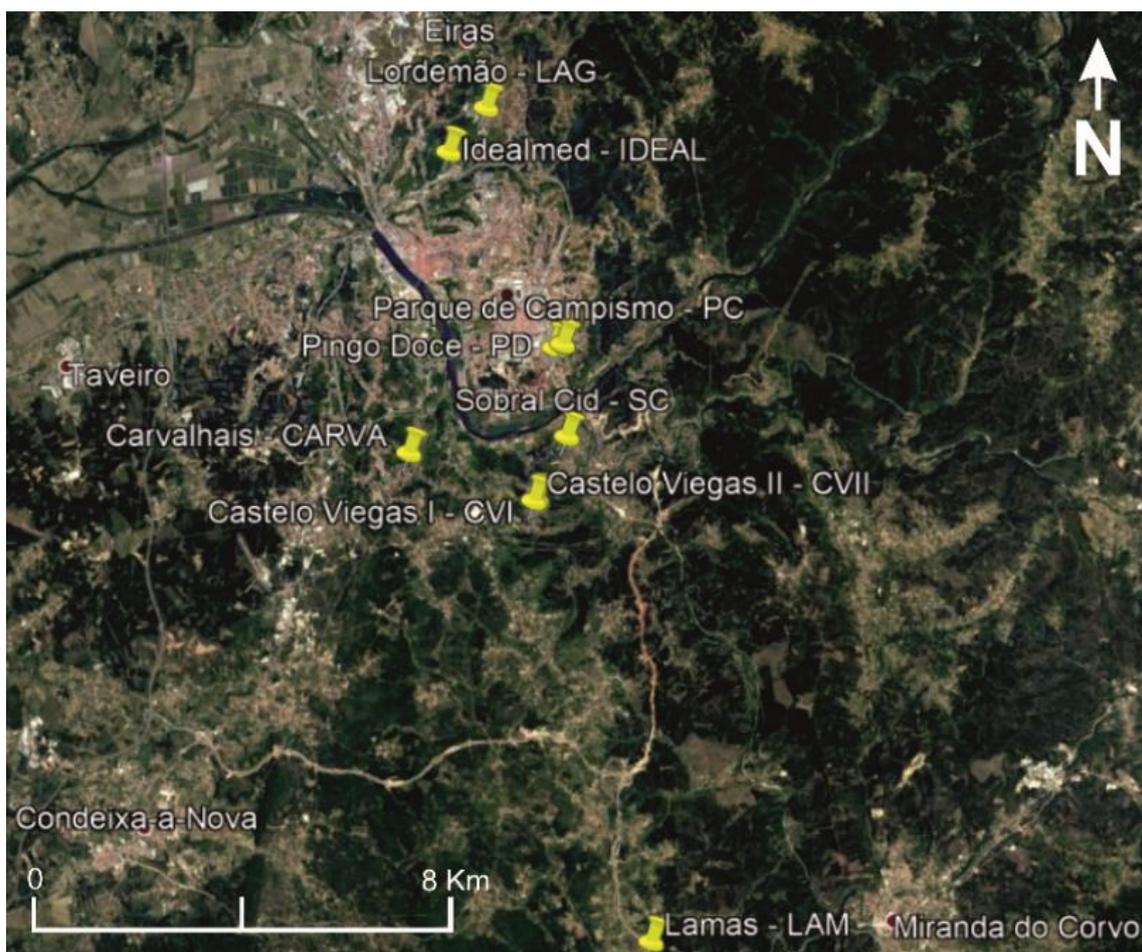
A escolha dos perfis para a recolha de amostras iniciou-se com uma pesquisa bibliográfica exaustiva acerca do Grupo de Silves e os principais locais de afloramento na BL. Devido à representatividade sedimentar e ao estado do seu conhecimento sedimentológico e estratigráfico (ver Cap. II), o setor a estudar recaiu na região de Coimbra e nos seus múltiplos pontos de observação daquela unidade. Deste modo, foram identificados nove perfis estratigráficos, e que compreendem a maioria das unidades do Triásico – extrema base do Jurássico apresentadas na Fig. II.3 (ver, também Fig. II.4), assim como uma litologia favorável para posteriores estudos palinológicos.

Para além do suporte bibliográfico, concretamente em termos do posicionamento estratigráfico das amostras recolhidas [essencialmente com base no perfil esquemático apresentado em Soares *et al.* (2012) para o Grupo de Silves (ver Fig. II.4)], a amostragem teve por base outros *logs* previamente existentes e não publicados. A localização geográfica dos nove perfis (Parque de Campismo de Coimbra, Sobral Cid, Pingo Doce, Castelo Viegas I e II, Idealmed, Lordemão, Lamas e Carvalhais) está patente na Fig. III.1, sendo a seguir sumariamente descritos por ordem estratigráfica. A integração litostratigráfica destes nove perfis foi enquadrada no *log* estratigráfico sintético de Soares *et al.* (2012) na Fig. III.2.

##### **III.1.1.1 – Perfil do Parque de Campismo de Coimbra (PC)**

Este afloramento, de fácil acesso (Fig. III.3A), localiza-se perto do Parque de Campismo de Coimbra, ao longo da estrada N17 (coordenadas geográficas: N40°10'25.65"; W8°23'59.33").

A sucessão aqui aflorante engloba a Formação da Conraria (Soares *et al.*, 2012), concretamente o termo A2 de Palain (1976), composta neste local por uma alternância de arenitos e lutitos de cor vermelha e/ou cinzenta (ver Miranda *et al.*, 2010). Neste perfil foram recolhidas três amostras.



**Figura III.1** – Localização dos perfis estudados, sinalizados pelo marcador a amarelo (base cartográfica via *GoogleEarth*).

### **III.1.1.2 – Perfil de Sobral Cid (SC)**

Este perfil faz parte da secção-tipo do Triásico estudado por Palain (1976), englobando neste caso, e paralelamente (equivalente) ao perfil anterior (PC), o termo A2 de Palain (1976), ou seja, o topo da Formação de Conraria (Soares *et al.*, 2012). A porção estudada (Fig. III.3B), localizada na estrada N110 com as coordenadas geográficas N40°10'27.20"; W8°23'59.91", é caracterizada por alternância de arenitos e lutitos de tons essencialmente avermelhados, onde foram recolhidas cinco amostras.

### **III.1.1.3 – Perfil do Pingo Doce em Coimbra (PD)**

O afloramento em questão está localizado próximo do Pingo Doce situado na Portela do Mondego (Coimbra), na Rua Quinta da Portela (Fig III.3C; coordenadas geográficas: N40°11'23.43"; W8°24'6.50"), onde foram recolhidas três amostras.

A porção aqui estudada corresponde ao topo da Formação da Conraria, ou seja, ao topo do termo A2 de Palain (1976) e a sua sucessão litológica é algo semelhante à descrita no Parque de Campismo de Coimbra, onde dominam lutitos de cor vermelha (alguns níveis mais acinzentados), que alternam com arenitos maioritariamente de cor vermelha.

#### **III.1.1.4 – Perfis de Castelo Viegas (CVI e CVII)**

Na localidade de Castelo Viegas foram analisados dois perfis, que à semelhança do perfil de Sobral Cid fazem parte da secção-tipo triásica estudada por Palain (1976). Nesta localidade observa-se uma parte significativa da porção superior da Formação de Castelo Viegas, composta essencialmente por arenitos muito grosseiros a microconglomerados, e a parte inferior da Formação de Pereiros, composta pelos termos B2, C1 e extrema base de C2 de Palain (1976). Tendo em conta as dificuldades de amostragem, dada a raridade de litologias mais finas nesta porção da sucessão sedimentar, foram analisadas duas porções estratigráficas diferenciadas.

##### **Perfil Castelo Viegas I (CVI)**

Neste perfil (de coordenadas geográficas N40°9'48.58"; W8°24'26.61"), correspondente à Formação de Castelo Viegas, foram colhidas três amostras. A amostragem foi realizada em níveis lutíticos, centimétricos, que alternam com bancadas métricas de arenito grosseiro (Fig. III.3D).

##### **Perfil Castelo Viegas II (CVII)**

Tal como na sucessão anterior, neste perfil (Fig. III.3E; coordenadas geográficas: N40°9'47.63"; W8°24'28.99") foram recolhidas três amostras, duas delas pertencentes à porção lutítica acinzentada que domina a porção terminal do termo B1 (Palain, 1976), Formação de Castelo Viegas, enquanto a última amostra correspondente à base do termo C2 de Palain (1976), ou seja, à Formação de Pereiros (Soares *et al.*, 2012) onde é reconhecida uma litologia lutítica laminada (levemente micácea) e de cor cinzenta.

#### **III.1.1.5 – Perfil de Idealmed em Coimbra (IDEAL)**

Este perfil localiza-se em Coimbra, na Circular Externa de Coimbra (nas imediações do Hospital Idealmed) e tem as coordenadas geográficas N40°13'30.55"; W8°25'24.97". Engloba a extremidade superior do termo B1 de Palain (1976), ou seja, topo da Formação de Castelo Viegas (Soares *et al.*, 2012) (Fig. III.3F). Tal como o descrito anteriormente, a sucessão desta unidade corresponde a arcossarenitos grosseiros e

espessos (bancadas métricas), que alternam com níveis lutíticos centimétricos a decimétricos mais marcantes no seu topo. Neste perfil foram recolhidas duas amostras.

#### **III.1.1.6 – Perfil de Lordemão (LAG e LORD)**

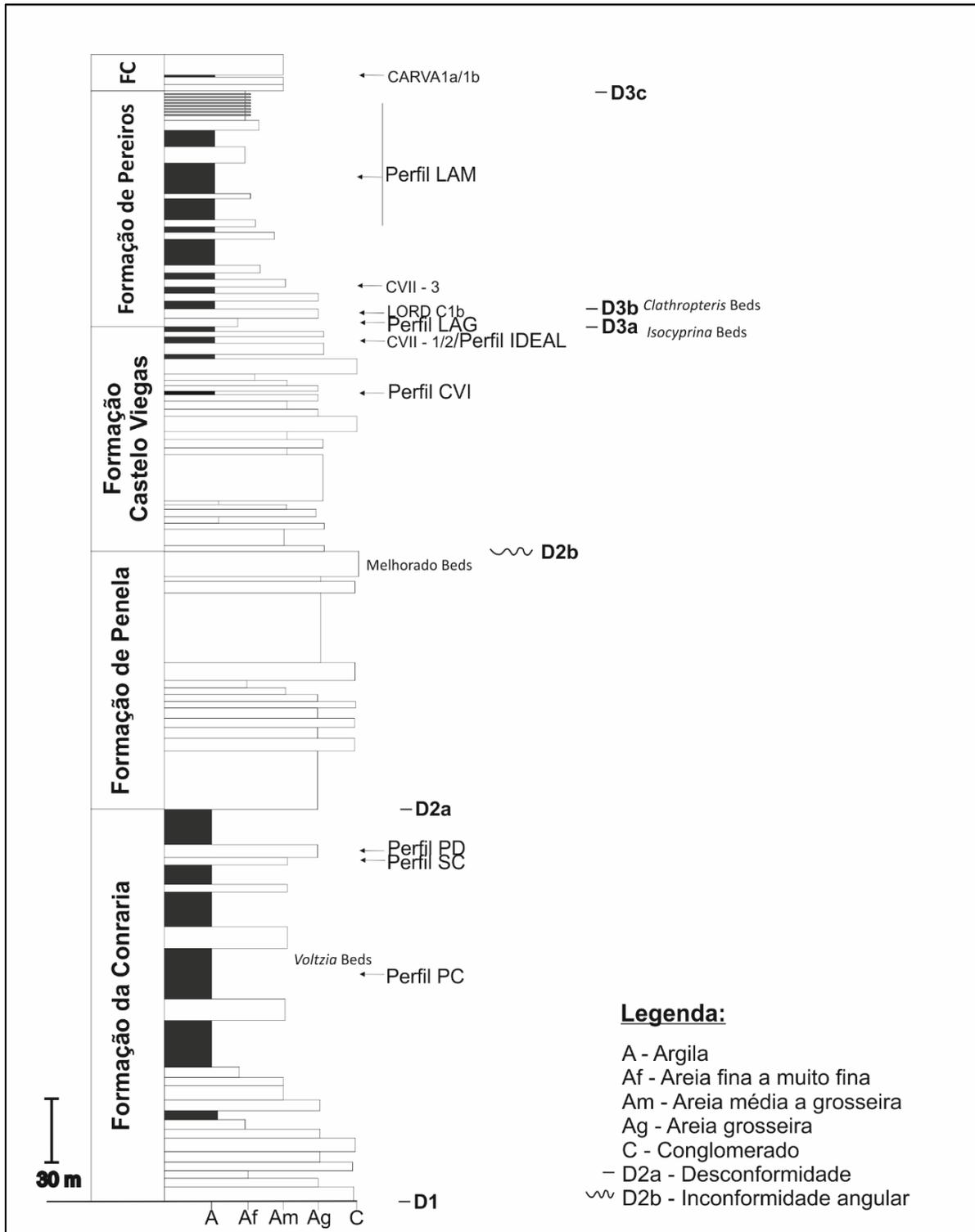
Neste perfil, com as coordenadas geográficas N40°13'57.05"; W8°23'10.30", estão representados os termos B2 e C1 de Palain (1976), ou seja, a parte inferior da Formação de Pereiros, onde foram colhidas seis amostras. O termo B2 é o melhor representado neste perfil, onde foram colhidas quatro amostras numa sucessão de intercalações de dolomias finas e siliciclásticas com lutitos. Por último, temos a base do termo C1, caracterizado por camadas arenosas grosseiras a muito grosseiras, esbranquiçadas ou acastanhadas, onde se recolheram duas amostras.

#### **III.1.1.7 – Perfil de Lamas (LAM)**

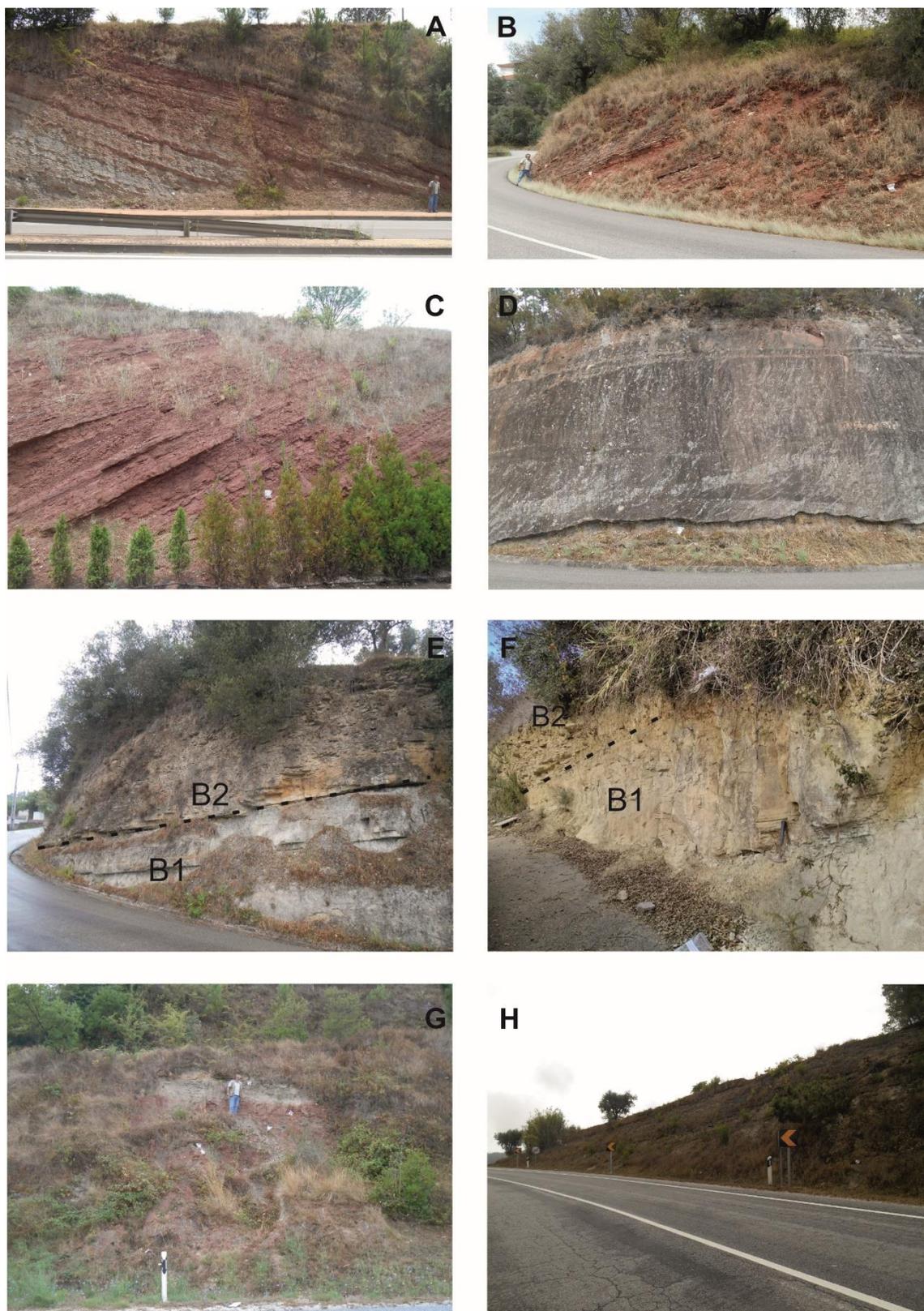
Este perfil localiza-se na freguesia de Lamas, em Miranda do Corvo, com as coordenadas geográficas N40°5'6.42"; W8°23'10.30". Posicionado na parte mais meridional do setor estudado, constitui na BL o perfil de referência relativamente ao termo C2 de Palain (1976) (ver também Sêco *et al.*, 2015). Esta sucessão é caracterizada por uma alternância de corpos lutíticos de cor vermelha e cinzenta, dolomias e margas dolomíticas, constituindo o perfil mais completo de todo o presente trabalho (Figs. III.3G e 3H) e onde se colheram mais amostras (doze). É de salientar a parte superior da unidade, que ganha um aspeto mais dolomítico, característica que domina o perfil seguinte, o perfil de Carvalhais, este já pertencente à Formação de Coimbra.

#### **III.1.1.8 – Perfil de Carvalhais (CARVA)**

Este perfil está localizado em Carvalhais (coordenadas geográficas: N40°10'21.59"; W8°26'8.67"), junto a Coimbra, pertencendo à extrema base da Formação de Coimbra. Neste perfil esta unidade apresenta um claro domínio carbonatado e caracteriza-se, na sua base, pela alternância entre lutitos/margas de cor cinzenta escura, em bancos centimétricos a decimétricos, com dolomitos cristalinos relativamente mais espessos decimétricos) (ver, por exemplo, Dimuccio *et al.*, 2016). As duas amostras colhidas neste perfil tiveram o propósito de balizar a Formação de Pereiros.



**Figura III.2** - Perfil estratigráfico do Grupo de Silves no setor Coimbra – Penela com a localização dos nove perfis amostrados e evidenciando as principais descontinuidades (D1 a D3c) (modificado de Soares *et al.*, 2012). FC – Formação de Coimbra.



**Figura III.3** – Aspetos gerais de campo de sete dos nove perfis analisados: **A** – Perfil do Parque de Campismo de Coimbra – PC; **B** – Perfil de Sobral Cid – SC; **C** – Perfil do Pingo Doce em Coimbra – PD; **D** – Perfil de Castelo Viegas - CV, na fotografia em questão observamos o perfil Castelo Viegas I, local de recolha da amostra CVI-0; **E** – Perfil de Castelo Viegas – CV, a fotografia em questão representa o perfil CVII, onde foi recolhida a amostra CVII-2, a transição entre os termos B1-B2 encontra-se assinalada com a linha preta tracejada; **F** – Perfil de Idealmed em Coimbra – IDEAL, transição entre os termos B1 e B2 assinalada com a linha preta a tracejado; **G** – Perfil de Lamas – LAM, zona inicial do perfil, lado esquerdo da estrada; **H** – Perfil de Lamas – LAM, zona final do perfil, lado direito da estrada.

### III.1.2 – Colheita de amostras no campo

A amostragem realizada teve como objetivo a recolha de amostras para a execução de estudos palinológicos. A colheita incidiu sobre rochas sedimentares de granulometria fina, essencialmente lutíticas, tendo sido recolhidas todas as amostras que poderiam vir a revelar-se produtivas. Não foram recolhidas amostras em níveis que, por sua vez, demonstrassem evidências de intensa meteorização, ou, rochas em que a litologia, mais grosseira ou carbonatada, não era favorável ao estudo em causa.

Após selecionar o nível a amostrar, procedeu-se à remoção da superfície exposta da litologia e recolheram-se cerca de 250-300 gramas de amostra para sacos individuais e devidamente identificados. No total foram colhidas trinta e nove amostras dos nove perfis analisados e acima sumariamente descritos (tabela III.1).

**Tabela III.1** – Número de amostras estudadas por perfil.

<b>Perfis</b>	<b>Número de amostras</b>
Sobral Cid	5
Parque de Campismo de Coimbra	3
Pingo Doce em Coimbra	3
Castelo Viegas I	3
Idealmed em Coimbra	2
Castelo Viegas II	3
Lordemão	6
Lamas	12
Carvalhais	2
<b>Total</b>	<b>39</b>

### III.2 - Procedimentos laboratoriais

A componente laboratorial inicia-se com um procedimento adequado para os estudos palinológicos a realizar. Desta forma, as amostras recolhidas nas saídas de campo sofreram um tratamento químico complexo, com o objetivo de concentrar o resíduo orgânico presente na amostra.

Os trabalhos laboratoriais foram todos efetuados no Laboratório de Palinologia do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), em São Mamede Infesta (SMI).

#### III.2.1 - Preparação laboratorial de amostras para estudos palinológicos

A preparação de amostras para estudos palinológicos depende de vários fatores, tais como o tipo de litologia e o estado de alteração da rocha. No Laboratório de Palinologia do LNEG foram tratadas todas as trinta e nove amostras recolhidas no campo. Sempre que possível, após a preparação inicial da amostra, eram mantidos dois frascos com resíduo palinológico para cada amostra. As réplicas encontram-se armazenadas na coleção de Palinologia na Litoteca do LNEG em SMI.

Na Figura III.4 é apresentado o procedimento laboratorial utilizado.

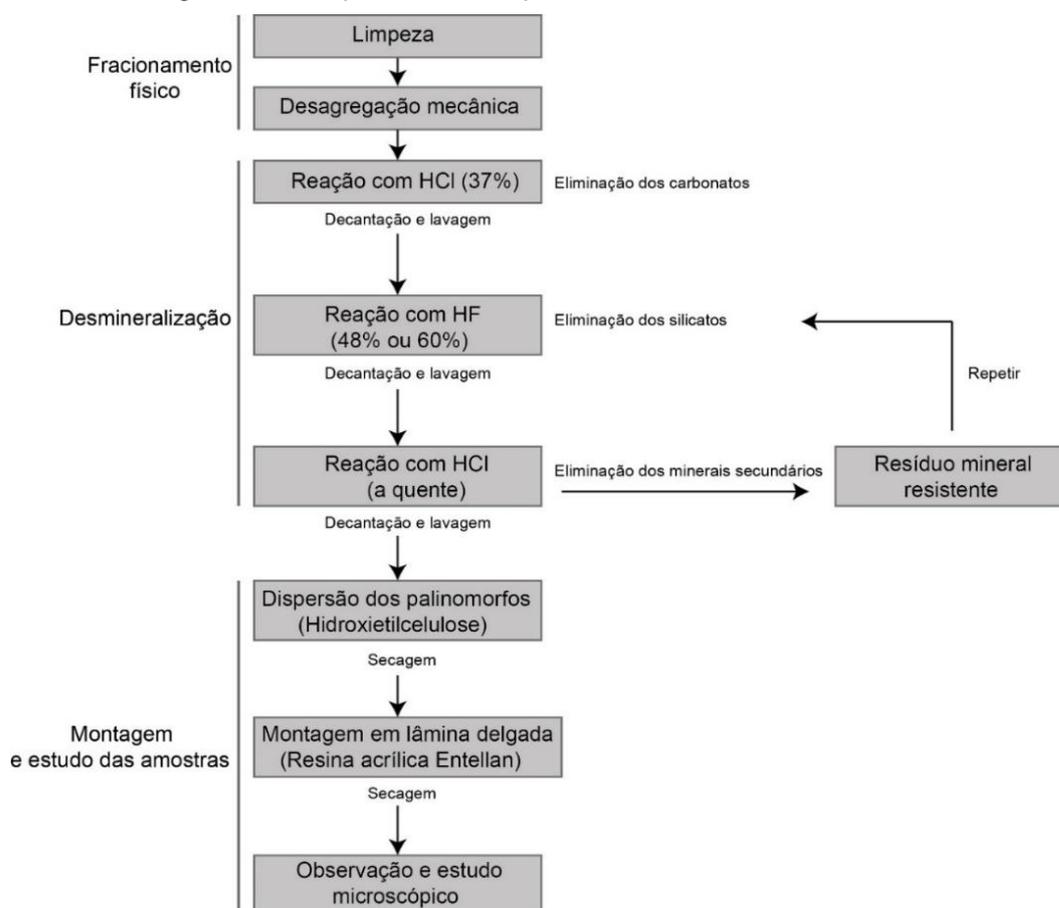


Figura III.4 – Procedimento laboratorial aplicado à preparação de amostras para estudos palinológicos (adaptado de Lopes, 2013)

No procedimento laboratorial aplicado são reconhecidas quatro fases distintas (Wood *et al.*, 1996; Riding & Warny, 2008): fracionamento físico, desmineralização, concentração do resíduo orgânico e montagem e estudo das amostras, que em seguida se passarão a descrever.

### **(1) Fracionamento físico**

O procedimento inicia-se com a remoção dos locais da rocha que apresentem sinais de oxidação ou de alteração. Após a limpeza inicial, com o auxílio de um martelo procedeu-se à desagregação de 150 g de amostra, as quais foram introduzidas em frascos de Teflon® de boca larga, devidamente identificados.

### **(2) Desmineralização**

Esta segunda fase do tratamento da amostra corresponde à fase mais complexa, que inclui a aplicação de diversos ácidos fortes, em diferentes concentrações, para conseguir eliminar, por completo, toda a fração mineral existente na amostra.

As amostras foram sujeitas a tratamento com ácido clorídrico (HCl), concentrado a 37%, por cerca de 48 horas. Este passo tem como objetivo eliminar todos os carbonatos que a amostra pudesse conter. Após este processo inicial o resíduo resultante era diluído e decantado até neutralização.

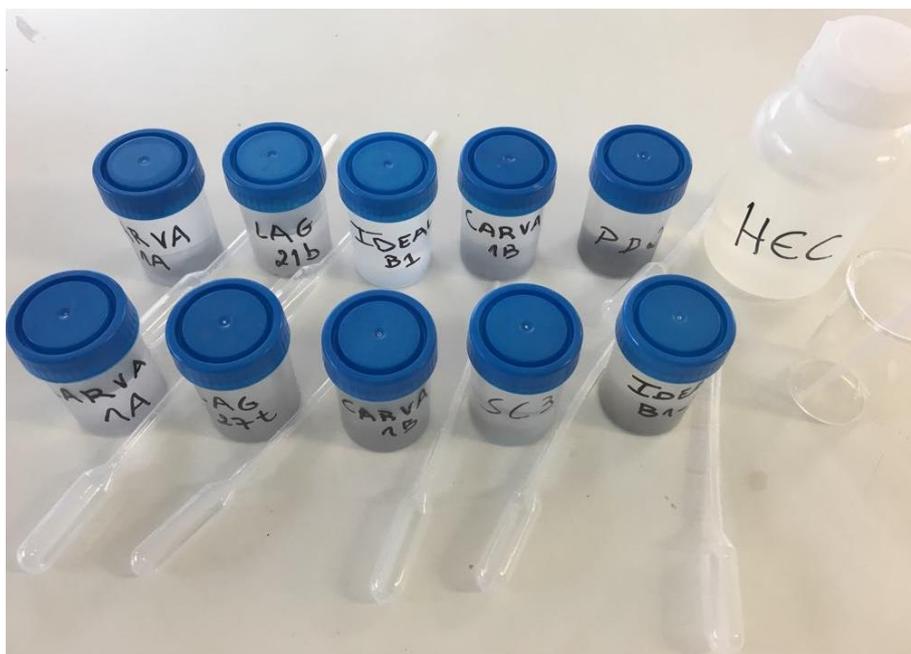
No passo seguinte coloca-se o resíduo em contacto com o ácido fluorídrico (HF) (concentração de 48%) durante um período de seis a dez dias, em banho-maria (60 °C). De forma a aumentar a eficiência deste ataque e, de forma a conseguir a eliminação de todos os silicatos, o resíduo passa por várias decantações e renovações de ácido, sendo agitado periodicamente (2 vezes por dia). Quando se observa uma desagregação completa da amostra presente no frasco, esta é neutralizada por diversas decantações com água e, filtrada com recurso a um filtro de 20 µm.

Após esta primeira componente de ataque com HCl e HF, o resíduo pode ainda conter minerais secundários (fluoretos insolúveis e sulfuretos) derivados do primeiro tratamento. Para resolver esta situação, o resíduo teria de voltar a ser sujeito a um ataque de HCl a quente, mantendo a fervura durante cerca de 5 minutos, para eliminar a fração mineral.

Tal como nos processos anteriores, a amostra resultante é diluída, lavada e filtrada (filtro de 20 µm) sendo, posteriormente, observada ao microscópio. Se mesmo após a repetição do processo, ainda se verificasse na amostra a existência de fração mineral considerável, esta era novamente sujeita a tratamento químico desde a primeira etapa, sendo suficiente estar sob ação do HF cerca de 12 a 24 horas.

### (3) Concentração do resíduo orgânico

Em algumas amostras, o resíduo orgânico resultante do processo de desmineralização era em pouca quantidade e a fração mineral era considerável, resistindo mesmo após a repetição do tratamento químico. Tendo em conta a situação, foi usado um outro método para a concentração do resíduo. Este método de concentrar o resíduo palinológico é utilizado no caso de a amostra possuir apenas uma pequena fração mineral. Neste caso, o processo de concentração do resíduo orgânico aplicado consistia no bateamento, com recurso a um vidro de relógio com água. O sobrenadante era retirado com uma pipeta e o processo repetia-se diversas vezes, de forma a retirar o máximo de matéria orgânica presente. Outro método utilizado, poderia ser o recurso a líquidos densos, para separar a fração mineral e concentrar a matéria orgânica. Dada a perigosidade destes reagentes, optou-se pelo primeiro método. O resíduo recuperado era guardado em pequenos frascos com água, devidamente identificados (Fig. III.5).



**Figura III.5** – Frascos onde o resíduo em excesso é armazenado, já devidamente identificados e preparados para futuros estudos palinológicos.

### (4) Montagem e estudo das amostras

Ao resíduo resultante das fases anteriores e após este ser armazenado nos frascos de plástico, são adicionadas algumas gotas de dispersante (hidroxietilcelulose), para facilitar a dispersão das partículas aquando da sua montagem em lamelas.

Nesta fase procede-se à homogeneização da solução por agitação manual e, com o auxílio de uma pipeta, distribui-se a amostra palinológica por lamelas de vidro. Para agilizar o procedimento, e evitar a contaminação de material atual, a secagem das lamelas foi realizada na estufa, a uma temperatura constante de 30 °C.

Após o período de secagem, as lamelas foram montadas em lâminas delgadas, devidamente identificadas, com recurso a um meio de montagem (resina acrílica – Entelan®). O tempo de secagem da resina foi cerca de vinte e quatro horas, após o qual as lâminas se encontravam prontas para observação (Fig. III.6).



**Figura III.6** – Lâminas devidamente identificadas e prontas para o estudo ao microscópio.

Para cada amostra foram observadas entre duas e três lâminas, tendo-se procedido à identificação e registo de cada palinomorfo em cada lâmina, e contabilizados pelo menos 250 palinomorfos por amostra. No entanto, quando as amostras são relativamente pobres contou-se o máximo de espécimes possíveis no universo de lâminas estudadas. Cada espécime foi referenciado segundo as coordenadas da platina de movimentos cruzados do microscópio onde se procedeu à sua observação e identificação. O estudo microscópico realizou-se no microscópio ótico de luz transmitida Olympus BX40, equipado com uma câmara fotográfica digital (Olympus C5050).

Todo o material, tais como as réplicas dos frascos do resíduo recuperado e as lâminas, encontram-se armazenados na coleção de Palinologia na Litoteca do LNEG em SMI.

## **IV. Enquadramento Teórico à Palinologia**

## IV.1 – Introdução

O termo Palinologia foi criado por Hyde & Williams [1940 *in* (Castro 2006)] e designa o estudo dos pólenes e esporos fósseis e atuais, derivando do grego *palunein* (παλυνειν) (Traverse, 2007) e do latim *pollen*, que significa pulverizar e pó fino. Esta área científica vai para além dos pólenes e esporos e engloba também o interesse por acritarcas, dinoflagelados, algas, quitinozoários, escolecodontes (peças bocais de vermes tipo anelídeos), forros de microforaminíferos, tal como fungos (Jansonius & McGregor, 1996). Estes microrganismos e estruturas de parede orgânica são designados coletivamente de palinomorfos, termo criado por Scott e introduzido por Tschudy em 1961 (Castro, 2006). Os palinomorfos possuem dimensões que variam, em média, entre 5 e 500 µm.

Este domínio científico desenvolveu-se, em muito, associado aos avanços nos estudos morfológicos, anatómicos e filogenéticos das plantas. O desenvolvimento do microscópio, instrumento que permitiu a primeira visualização dos pólenes em 1640, pelo britânico Nehemiah Grew, também facilitou o avanço da Palinologia. Em 1838, Goeppert, descreveu pela primeira vez, esporos e pólenes, e dois anos depois foram descritos, por Ehrenberg, os dinoflagelados e acritarcas fósseis (Vieira, 2008).

Outro incremento nesta ciência surge associado ao estudos dos carvões do Carbonífero, Pérmico e Triásico que permitiam a observação de restos orgânicos de plantas, bem preservados, e conseqüente comparação com os equivalentes modernos (Jansonius & McGregor, 1996).

Só nos estudos relativos à vegetação do Holocénico, efetuados em meados de 1900, é que foram aplicados os conhecimentos adquiridos quanto a esporos e pólenes fósseis. Potonié, no final de 1930, aplicou a Paleopalinologia à indústria do petróleo e carvão na realização de correlações biostratigráficas (Vieira, 2008).

Os palinomorfos possuem características muito variadas, como por exemplo as suas paredes orgânicas que podem ser compostas por esporopolenina, quitina ou pseudoquitina, sendo a esporopolenina um dos compostos orgânicos mais inertes quimicamente que se conhece na natureza. É este facto que permite, a sua extração por métodos químicos. Devido às características das suas paredes, a preparação laboratorial para a observação palinológica tem como recurso a utilização de ácidos, nomeadamente o HCl, HF e, por vezes, o nítrico (HNO<sub>3</sub>) (Wood *et al.*, 1996).

A Palinologia tem vindo a ser aplicada em variadas áreas científicas nomeadamente, a Arqueologia, como guia das reconstituições das dietas pré-históricas, Melissopalinologia (estudo do pólen no mel), Entomopalinologia (estudo de pólenes associado a insetos), Palinologia médica (Alergologia) e Palinologia Forense como aplicação civil ou criminal (Jansonius & McGregor, 1996).

Este tipo de investigação, que incide no estudo de microrganismos fósseis, também permite a análise do contexto ambiental das bacias de sedimentação, onde foram depositados os palinomorfos e todos os restantes sedimentos. Uma das aplicações economicamente mais relevante está associado ao estudo do potencial petrolífero (análise de palinofácies) e como ferramenta importante na prospeção e pesquisa de hidrocarbonetos (carvão, petróleo, gás natural) (Robbins, 1996) ou mesmo nas jazidas minerais (como, por exemplo, a Faixa Piritosa Ibérica; ver Pereira *et al.*, 2008)

Outra aplicação pode proporcionar a compreensão da evolução dos seres vivos através da realização de estudos evolutivos e taxonómicos (Filogenia).

Do ponto de vista estratigráfico, fornece dados acerca dos ambientes deposicionais, permitindo inferências relativas ao paleoclima, paleotemperatura, paleogeografia, e em parâmetros ambientais como a humidade, profundidade e salinidade. Também é possível obter informações estratigráficas pela determinação da idade relativa dos sedimentos (biostratigrafia), permitindo efetuar datações das rochas sedimentares com recurso a biozonas de referência estabelecidas à escala mundial (Playford & Dettmann, 1996).

## **IV.2 – Estudo de plantas produtoras de esporos e pólenes**

Neste ponto é apresentado o ciclo de vida das plantas produtoras de esporos e pólenes para melhor compreensão da sua biologia e como introdução ao estudo fóssil.

### **IV.2.1 – Esporos**

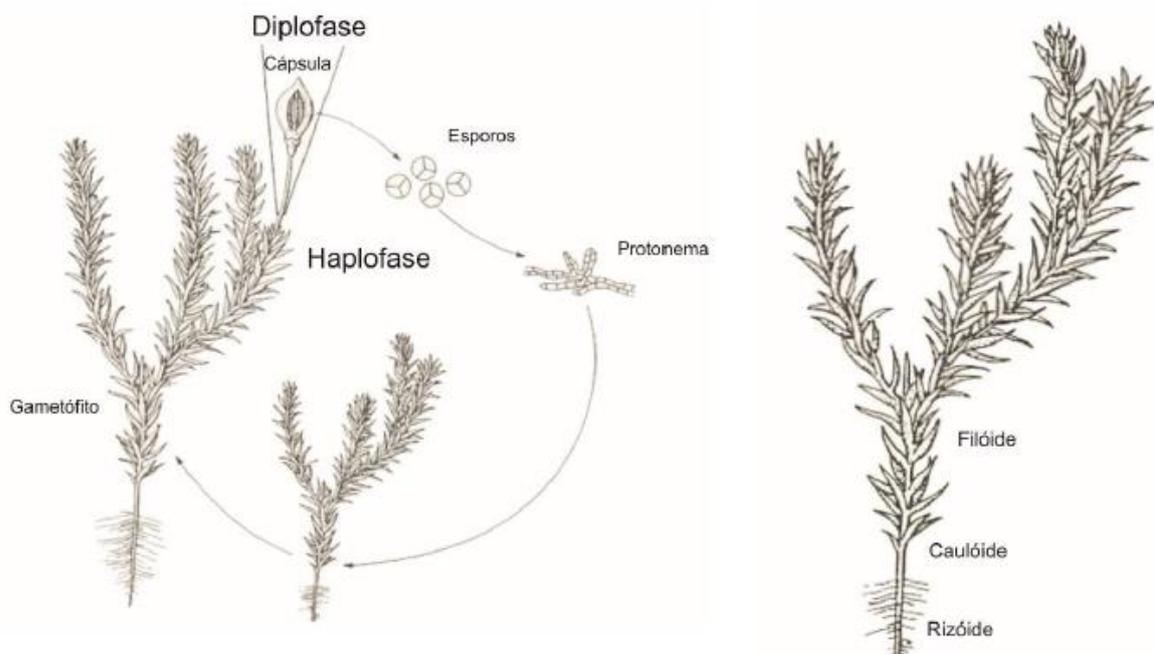
Os esporos são produzidos nos ciclos de vidas das plantas inferiores, denominadas por criptogâmicas (plantas sem aparelho reprodutor macroscópico), que compreendem as algas, fungos e algumas bactérias, e ainda briófitas e pteridófitas. A principal função dos esporos é assegurar a proteção dos conteúdos protoplasmáticos durante o processo de dispersão e de germinação de uma nova planta.

#### **IV.2.1.1 – Biologia dos Esporos**

Os ciclos de vida do grupo de plantas produtoras de esporos, tendo como exemplo briófitas e pteridófitas, são seguidamente descritos. Em todas estas plantas produtoras de esporos, estes possuem função essencial na reprodução e ciclo de vida

da planta. Acresce, ainda, a mobilidade dos esporos pelos agentes dispersantes, vento, água e insetos, associada à resistência da parede dos esporos o que permite facilitar a dispersão geográfica das espécies de plantas.

As Briófitas (Fig. IV.1) estão organizadas num grupo intermediário entre as algas verdes e as plantas vasculares. Esta classe de plantas compreende as hepáticas (Hepaticae) e os musgos (Musci), sendo que a diferença entre estas duas classes está relacionada com o desenvolvimento do esporófito (mais desenvolvido nos musgos) (Playford & Dettmann, 1996). São plantas criptogâmicas de pequenas dimensões, sem vasos condutores e com um corpo denominado de talo. Este subdivide-se em rizóide, caulóide, filóide e cápsula (Fig. IV.1) A cápsula é formada por esporócitos cuja função é a produção de esporos. O seu ciclo de vida é marcado pelo predomínio da geração haploide, gametófito, sobre a geração diploide, esporófito.



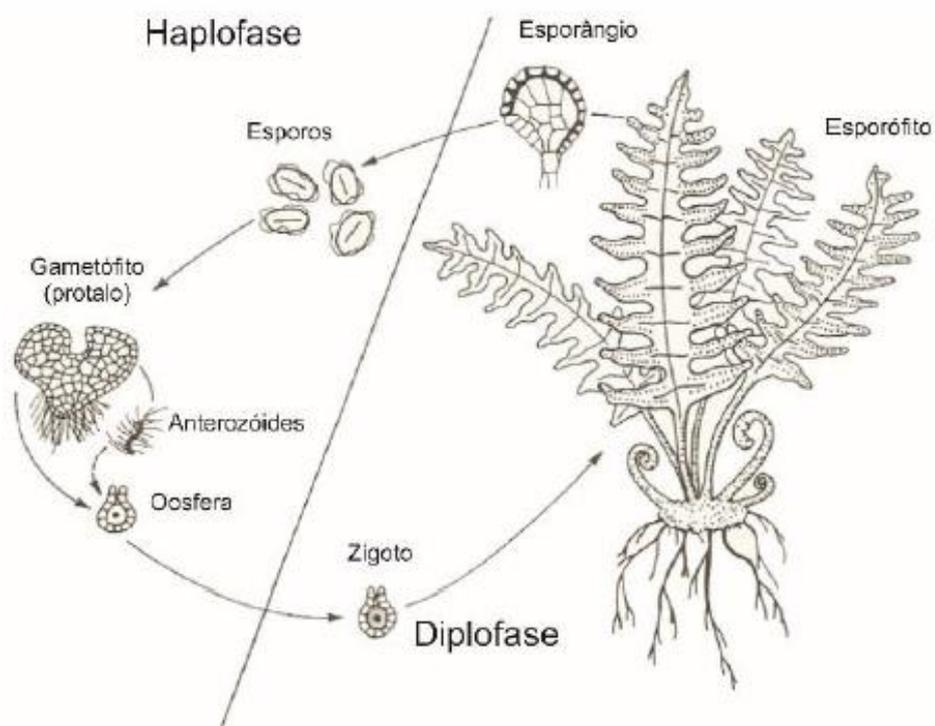
**Figura IV.1** – Ciclo de vida e morfologia das plantas briófitas (musgo) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996).

A transferência dos gametas masculinos (anterozoides), que se encontram no anterídio, para o arquegónio, onde se encontram os gametas femininos (oosferas), faz-se por meio de água, durante a fase haploide ( $n$ ) do ciclo de vida. Quando estas duas células se juntam ocorre a fecundação, originando o ovo ou zigoto ( $2n$ ), correspondente à fase diploide ( $2n$ ) (geração esporófito). A partir do esporófito, desenvolve-se o esporângio no interior da cápsula, que contém as células-mãe que vão originar os esporos. Estes, por sua vez, através do processo de meiose, originam esporos (haploides) em forma de tétradas. Os esporos são ejetados explosivamente e, ao caírem na terra germinam, dando origem ao protonema ( $n$ ) que se desenvolverá dando origem

ao gametófito, o qual possui vida livre, completando o ciclo de vida destas plantas (Playford & Dettmann, 1996).

A classe das Pteridófitas (Fig. IV.2) compreende todas as plantas vasculares sem semente, tais como fetos (*Pterophyta*) e os grupos *Psilophyta*, *Lycopodophyta* e *Sphenophyta*. Esta classe de plantas possui vasos condutores, sendo morfologicamente compostos por raiz, caule, folhas e esporângios. No ciclo de vidas das Pteridófitas evidencia-se a presença de duas gerações, sendo a fase diploide ( $2n$ ) (esporófito) predominante sobre a fase haploide ( $n$ ) (gametófito) (Fig. IV.2). Nas folhas destas plantas existem esporângios ( $2n$ ), designados de esporócitos. Durante o processo de meiose, estas células dividem-se, dando origem a tétradas de esporos em fase haploide ( $n$ ).

Os esporos ao serem libertados da planta vão germinar, dando origem a um jovem gametófito (ou protalo), que possui vida livre. Nesta estrutura diferenciam-se gâmetas masculinos (anterídio), que originam os anterozoides flagelados e diferenciam-se gâmetas femininos (arquegónio), onde estão contidas as oosferas. Este grupo de plantas é mais independente da água do que as Briófitas, no entanto a água é fundamental na fecundação, onde se gera o ovo ou zigoto ( $2n$ ) e se inicia o desenvolvimento de uma nova planta (Playford & Dettmann, 1996).



**Figura IV.2** – Ciclo de vida de plantas pteridófitas (fetos) (adaptado de Playford & Dettmann, 1996)

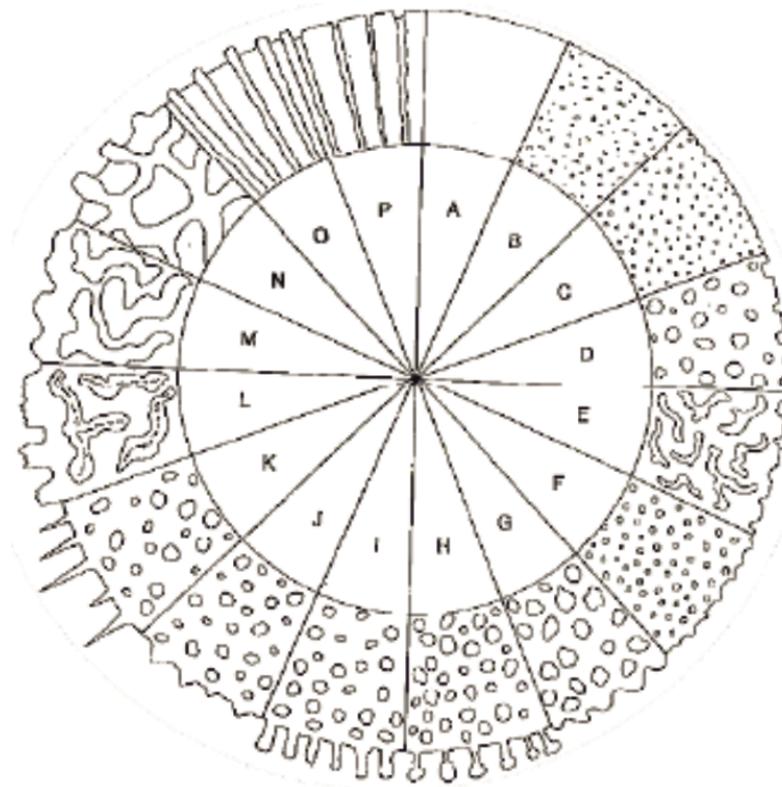
#### **IV.2.1.2 – Dispersão, deposição e preservação dos esporos**

As plantas produtoras de esporos produzem-nos em diferentes quantidades, morfologias e resistência. Esta última característica está diretamente relacionada com a espessura e composição da parede do esporo. Fundamental para a capacidade de dispersão, é o seu tamanho. Conhecem-se os megasporos (dimensões superiores a 200 µm) e os microsporos (dimensões inferiores a 200 µm). Os megasporos são produzidos em menor quantidade e ocorrem na proximidade da planta-mãe.

Quando inicialmente libertados os esporos são esféricos ou elipsoides (corpos vazios, pois perderam o seu conteúdo protoplasmático), mas vão sendo progressivamente achatados aquando da deposição com os sedimentos e devido a fatores associados com a pós-sedimentação. A preservação dos esporos encontra-se diretamente relacionada com a composição química do ambiente de deposição, ambientes ácidos, redutores e de baixa energia são mais favoráveis à preservação do que, respetivamente, ambientes alcalinos, oxidantes e de alta energia. Podem ocorrer, embora, não muito abundantemente, em ambientes carbonatados e evaporíticos (Playford & Dettmann, 1996).

#### **IV.2.1.3 – Morfologia dos esporos**

A estrutura dos esporos é muito variada, sendo estes constituídos por diversas camadas, sendo que somente a exina (camada exterior) possui capacidades de fossilização, devido à sua composição química, a esporopolenina (Playford & Dettmann, 1996; Pereira, 1997). Para identificação dos esporos, são indispensáveis características como a forma, simetria, polaridade, estrutura e ornamentação da exina (Fig. IV.3) (Playford & Dettmann, 1996; Pereira, 1997; Armstrong & Brasier, 2005). Estes palinomorfos são estruturas muito resistentes, logo, essa característica faz com que estes fiquem preservados no registo fóssil (Playford & Dettmann, 1996; Armstrong & Brasier, 2005; Loboziak *et al.*, 2005).



**Figura IV. 3** - Diagrama esquemático das ornamentações da exina dos esporos (A-Levigado; B-Rugoso; C-Pontuado; D-Fóveolado; E-Vermiculado; F-Granulado; G-Verrucado; H-Pilado; I-Columelado; J-Conado; K-Espinhado; L-Cristado; M-Enrugado; N-Reticulado; O-Cicatrizado; P-Canaliculado) (Playford & Dettmann, 1996).

Os esporos trilete possuem dimensões inferiores a 150  $\mu\text{m}$  (Playford & Dettmann, 1996; Armstrong & Brasier, 2005). O seu modo de associação em tetrada é uma das características estruturais mais distintas deste grupo. Este vínculo fica gravado por uma cicatriz (a fenda trilete), o que indica que se formaram três superfícies resultantes do contacto desta célula com mais três células, devido ao processo de meiose durante a divisão celular, promovendo este arranjo celular, uma simetria radial (Playford & Dettmann, 1996; Pereira, 1997; Wellman & Gray, 2000; Armstrong & Brasier, 2005).

A variação para os esporos monoletes está associada ao processo da meiose, que os faz possuir um arranjo espacial diferente, pois a fenda formada é monolete, resultado de cada unidade ter apenas estado ligada a mais duas células (fenda monolete). Os esporos monoletes possuem, deste modo, simetria bilateral.

Nos esporos fósseis é por vezes complicado conseguir estabelecer uma afinidade biológica com as plantas que os produzem devido à sua natureza dispersa. Consequentemente, a sua classificação sistemática tem por base a análise da morfologia, como, por exemplo, o contorno equatorial em vista proximal, a estrutura e ornamentação da exina, entre outros (Playford & Dettmann, 1996).

## **IV.2.2 – Pólenes**

Os grãos de pólen são produzidos no ciclo de vida das plantas com semente, associados a plantas angiospérmicas e gimnospérmicas. Estes são cada vez mais comuns nas associações palinológicas a partir do Pérmico (Paleozoico Superior) em depósitos continentais.

A morfologia e a fina estrutura da parede dos pólenes são características morfológicas usadas na sua descrição permitindo, por vezes, efetuar uma comparação com os pólenes atuais.

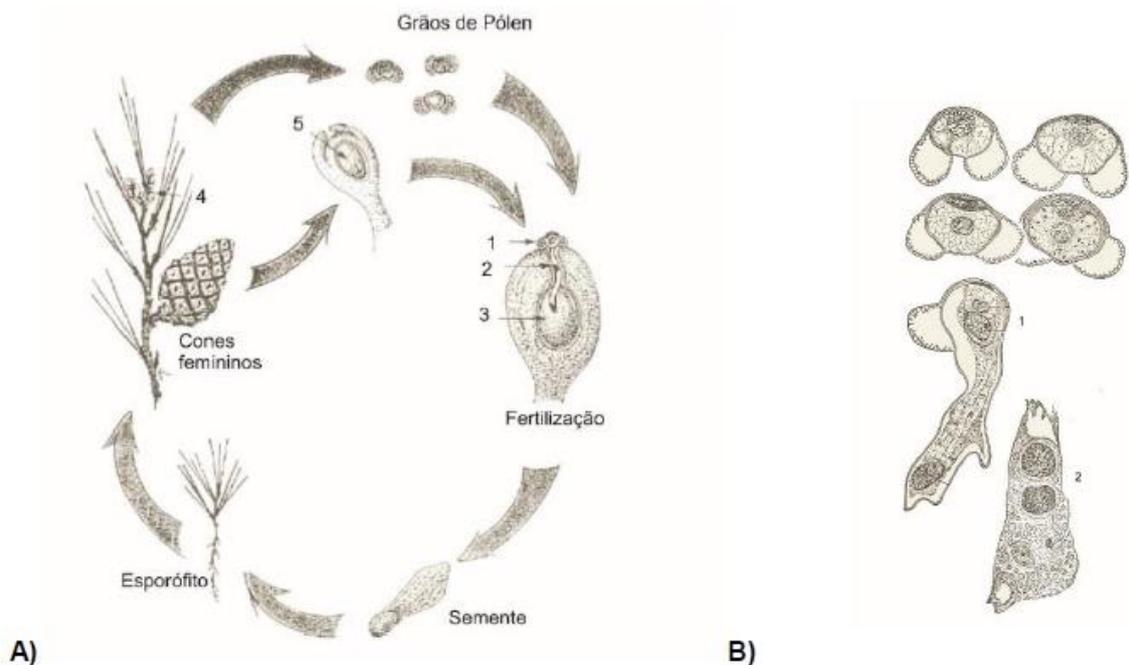
### **IV.2.2.1 - Biologia dos pólenes e polinização**

O grão de pólen faz parte do ciclo de vida de todas as plantas produtoras de sementes. A principal função dos pólenes consiste no transporte do gâmeta masculino até à estrutura reprodutora feminina, permitindo a fertilização e consequente produção das sementes responsáveis pela continuação da espécie. A este transporte dá-se o nome de polinização, sendo variável, em termos de distância, entre espécies.

No ciclo de vida das plantas gimnospérmicas e angiospérmicas a geração de gametófitos é representada pelo óvulo e pelo grão de pólen. O desenvolvimento do grão de pólen (um gametófito masculino que transporta metade do genoma da planta-mãe) é um processo complexo que se difere detalhadamente entre as gimnospérmicas e as angiospérmicas, descritos seguidamente.

Stanley & Linskens (1974), e mais recentemente Shivanna & Johri (1985), descrevem o desenvolvimento e a diferenciação do pólen, incluindo temas como por exemplo a bioquímica, aspetos citológicos e fisiológicos.

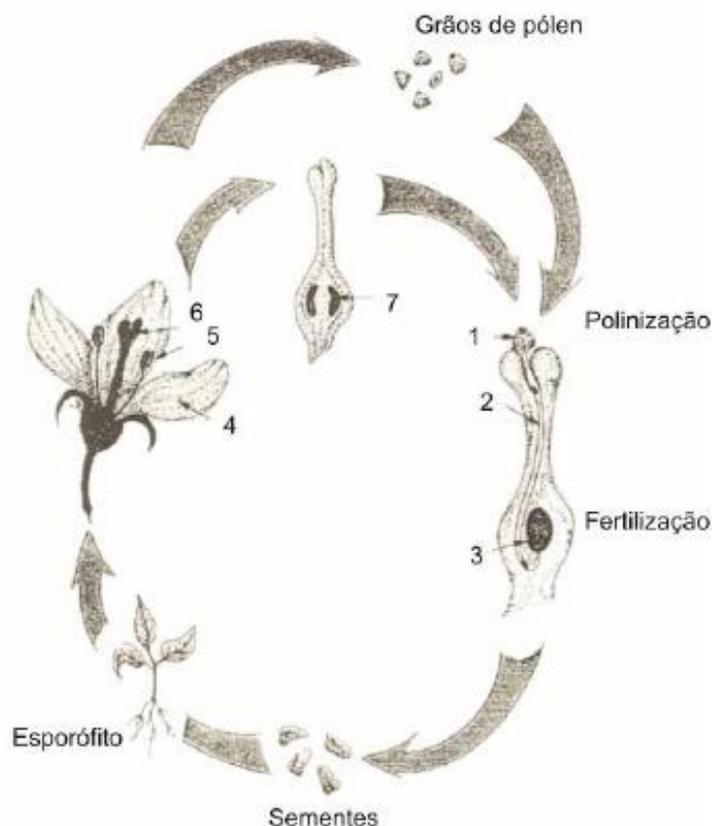
As Gimnospérmicas (Fig. IV.4) são plantas terrestres com estrutura reprodutora visível e sem fruto a envolver as sementes. O ciclo reprodutivo, em fase haploide ( $n$ ), inicia-se no estróbilo masculino (cone masculino) com a formação de microsporos, formados a partir dos microsporângios por meiose. Os micrósporos ( $n$ ) amadurecem como grão de pólen. Os pólenes gerados no estróbilo masculino, são transportados até ao feminino, onde se encontra o óvulo ( $2n$ ), produzido pelo megaesporângio.



**Figura IV.4 - A)** Ciclo de vida das gimnospermas; **1** - Grão de pólen; **2** - Tubo polínico; **3** - Oosfera; **4** - Cones masculinos; **5** - Óvulo (McAlester, 1977 in Jarzen & Nichols, 1996). **B)** Germinação de um pólen: desenvolvimento do gametófito masculino no grão de pólen e tubo polínico (**1-2**); **2** - extremidade do tubo polínico (x500 aproximadamente) (adaptado de Coulter & Chamberlain in Verlag, 1974).

A fertilização ocorre quando o óvulo é fertilizado diretamente por um espermatozóide (pólen) ou é transportado através do tubo polínico, que se desenvolve a partir do grão de pólen e que permite o transporte do espermatozóide. Com este processo produz-se o ovo ou zigoto ( $2n$ ) que se transforma no embrião (semente).

Nas plantas da classe Angiospermas (Fig. IV.5), a semente encontra-se envolvida pelo fruto. O desenvolvimento do pólen é iniciado nos sacos dos pólenes dentro do microsporângio (antras) que normalmente nascem em caules (filamentos), presumivelmente para expor o pólen libertado para o mecanismo de polinização (seja o vento, água ou algum fator animal). A produção dos pólenes, ocorre com a transferência do genoma masculino ( $n$ ) para o genoma feminino ( $n$ ) ou óvulo, que está enclausurado dentro do carpelo. Estes dois ( $n$ ), geram uma dupla fertilização, uma produz um zigoto ( $2n$ ) ao unir com o óvulo ( $n$ ) e o outro produz um núcleo de endosperma triploide ao unir com dois núcleos sexuais subsidiários do gametófito feminino (óvulo). O núcleo triploide desenvolve para um endosperma que nutre o desenvolvimento de um embrião ( $2n$ ) dentro da semente. Assim, após uma polinização de sucesso e uma dupla fertilização, a geração do esporófito ( $2n$ ) vai desenvolver e crescer até à maturidade.



**Figura IV.5** - Ciclo de vida de uma angiospérmica; 1 - Grão de pólen; 2 - Tubo polínico; 3 - Oosfera; 4 - Pétalas; 5 - Estame; 6 - Estigma; 7 - Ovulo (adaptado de McAlester, 1977 in Jarzen & Nichols, 1996).

A diversidade da morfologia floral demonstrada pelas plantas com flor, para se adaptarem às condições adversas e amplamente variadas, para obterem uma polinização de sucesso, é de facto muito impressionante. Foi necessária a evolução e desenvolvimento de mecanismos que assegurassem o transporte de pólen das anteras para os estigmas pelos insetos (polinização entomófila), morcegos (polinização quiropterofilia), pássaros (polinização ornitofilia), répteis (polinização saurofilia), ou pequenos mamíferos não-voadores (polinização terofilia) (Jarzen & Nichols, 1996).

Polinização por vento (anemofilia) é de grande importância para os estudos paleopolinológicos pois as grandes quantidades de pólenes das plantas anemofílicas constituem a maior contribuição de material, transportado pelos rios, lagos ou sedimentos de lagoas (Jarzen & Nichols, 1996). Este processo é extremamente aleatório, pois o pólen transportado pelo vento pode ou não chegar a um estigma da mesma espécie.

Mais diverso que as flores temos as estruturas e modificações superficiais dos grãos de pólenes das plantas de semente. Estas variações vão desde grãos alados de algumas *Pinaceae*, aos simples grãos esféricos das *Poaceae*. Os pólenes de

angiospérmicas possuem, morfologicamente várias modificações, especialmente nos detalhes da abertura, que pode demonstrar especialização extrema adaptada à polinização (Batten & Christopher 1981; Batten 1996).

#### **IV.2.2.2 – Transporte e sedimentação dos pólenes**

A distância que um pólen anemofílico viaja desde a planta-mãe varia entre espécies, dependendo da magnitude e direção das correntes do vento, peso da planta e densidade da cobertura vegetal. Os pólenes que alcançam a água têm um maior potencial de transporte, e eventualmente de serem incorporados em sedimentos e, por fim, fossilizados. São estes os pólenes mais interessantes para a palinologia. Os pólenes produzidos por plantas que crescem perto de lagoas ou pequenos lagos podem ser diretamente incorporados em sedimentos do corpo de água (Jarzen & Nichols, 1996).

A preservação dos pólenes depende de vários fatores, sendo o principal a quantidade de esporopolenina existente na exina, pois esta característica é essencial à fossilização. Algumas plantas produzem pólenes, que ao serem limitados em esporopolenina, é improvável que sejam bem representados no registo fóssil.

#### **IV.2.2.3 – Morfologia dos pólenes**

Os pólenes de gimnospérmicas partilham características típicas, como por exemplo, a estrutura da abertura e a ornamentação da superfície. Estes pólenes variam de pequenos, simples, esféricos e sem abertura, como os géneros modernos *Cupressus* e *Juniperus*, a grandes, dissacados e ornamentados, tais como os géneros modernos *Abis* e *Pinus*. Também incluem distintas formas poliplicadas como o género moderno *Ephedra*. Existem famílias caracterizadas por pólenes sem abertura, tais como as *Araucariaceae*, *Cephalotaxaceae*, *Cupressaceae*, *Taxaceae* e *Taxodiaceae*, e também alguns géneros da família *Pinaceae* (Jarzen & Nichols, 1996).

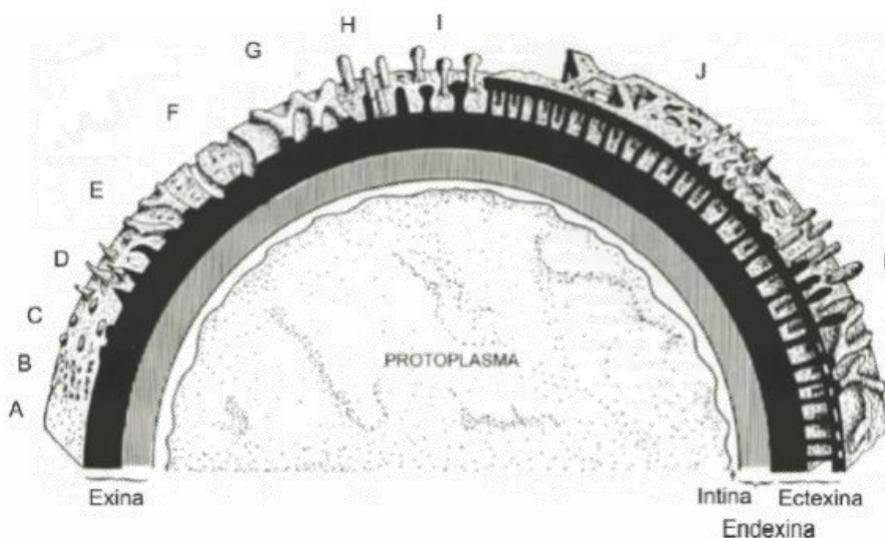
Os pólenes de várias gimnospérmicas são tipicamente, mas não obrigatoriamente, sacados, isto é, os grãos têm um, dois ou, raramente, três sacos de ar agarrados ao corpo central.

O grau de variação morfológica nas angiospérmicas é elevado. Quando os pólenes estão maduros são soltos das anteras individualmente (mónadas), em pares (díadas), em grupos de quatro (tétradas) ou em múltiplos de quatro (poliídas). Pólenes individuais podem não ter abertura, possuírem um ou mais poros (monoporado, diporado, triporado ou periporado), podem ter aberturas tipo fendas ou colpos

(monosulcado, tricolpado, etc.) ou uma combinação de poros e colpos (tricolporado, sincolporado, etc.) (Jarzen & Nichols, 1996).

As características das superfícies e as suas combinações nem sempre são fáceis de se definirem o que torna a identificação e classificação dos grãos de pólen mais complexa.

A parede do grão de pólen é constituída por duas camadas, uma exterior resistente - ectexina, e uma interior celulósica – intina, que está imediatamente a envolver o protoplasma. Se a fertilização não ocorrer, o protoplasma e a intina rapidamente desaparecem, deixando somente a camada resistente (exina), que pode ser fossilizada (Jarzen & Nichols, 1996). Esta exina fossilizada pode apresentar várias ornamentações como podemos ver na (Fig. IV.6).



**Figura IV.6** - Representação simplificada da escultura e da estrutura da exina dos pólenes das angiospérmicas (A - Liso; B - Rugoso; C - Verrucado; D - Espinhado; E - Enrugado; F - Fossado; G - Reticulado; H - Columelado; I - Claviforme; J - Fóveolado; L - Elementos suprategmiais) (adaptado de Jarzen & Nichols *in* Jansonius & Mcgregor, 1996).

Variações nas características dos pólenes (tamanho, número de aberturas ou até formato), dentro do que é considerado “normal” para certas espécies, não são incomuns nas plantas atuais e podem ser, dessa forma, esperadas nos pólenes do registo fóssil.

Existem distintas diferenças morfológicas entre os pólenes, tanto de angiospérmicas como de gimnosspérmicas. Estas diferenças podem-se agrupar pelas características, e aí temos os pólenes sacados, sacados estriados, poliplicados, circumpólenes, monosulcados e sem abertura (Jarzen & Nichols, 1996) (Fig. IV.7).

### **Sacados**

São caracterizados por um ou dois, raramente três, sacos de ar agarrados ao corpo central, sendo também os mais fáceis de se identificar (Fig. IV.7A). Os sacados são pólenes mais comuns entre as gimnospérmicas e algumas coníferas extintas. Associações de palinomorfos continentais do Triásico Superior e Jurássico são dominadas por pólenes de gimnospérmicas monossacados e bissacados (Jarzen & Nichols, 1996).

### **Sacados estriados**

Algumas gimnospérmicas no Triásico Inferior produziram pólenes bissacados estriados ou teniados, um padrão notável na superfície proximal e são comuns em rochas dessa idade (Jarzen & Nichols, 1996) (Fig. IV.7B).

### **Poliplicados**

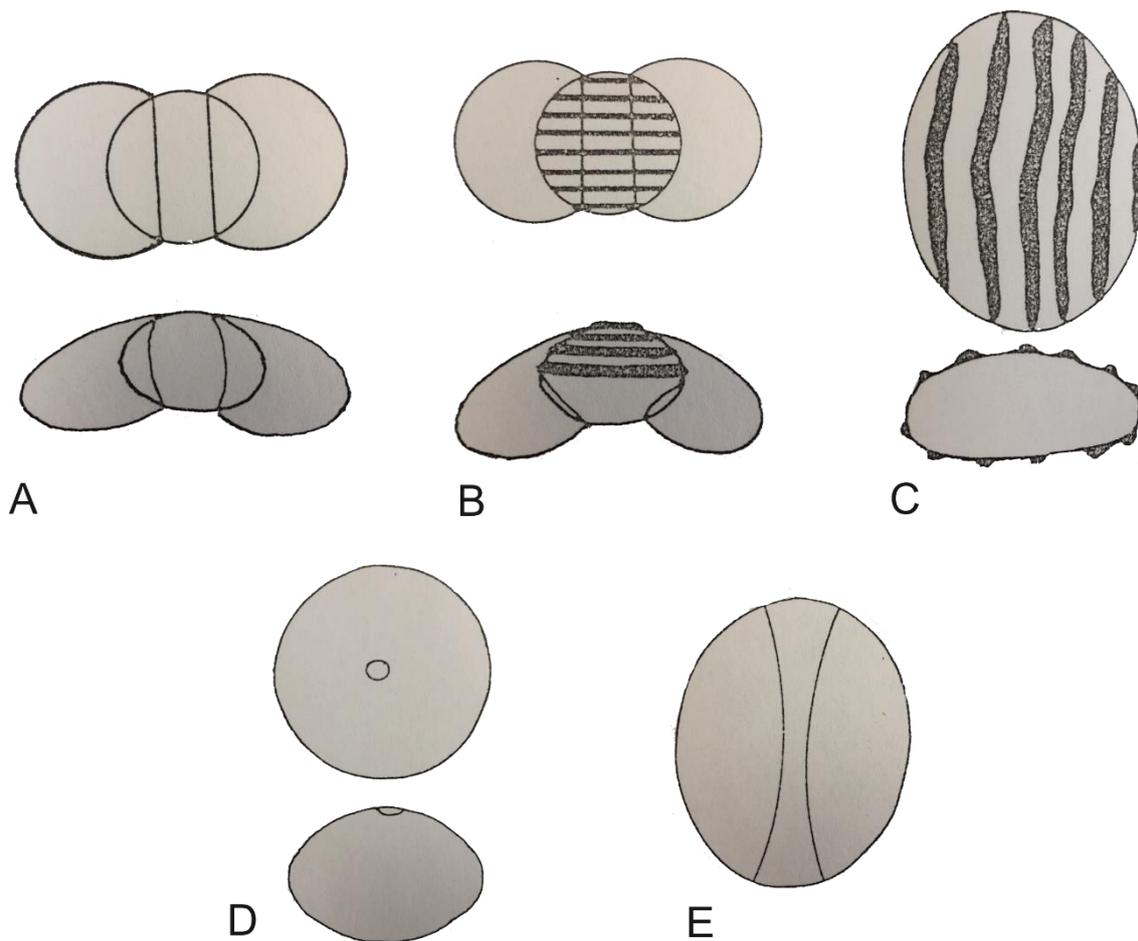
Os pólenes bissacados estriados do Pérmico e Triásico, acima discutidos, contêm duas morfologias comuns dos pólenes de gimnospérmicas, os sacos e os sulcos ou costelas no corpo (Fig. IV.7C). Algumas gimnospérmicas atuais possuem pólenes não-sacados e estriados, ou mais propriamente, poliplicados (Jarzen & Nichols, 1996).

### **Circumpólenes**

Esta morfologia de pólenes foi comum no Triásico Médio até ao Cretácico médio e domina numericamente as associações do Triásico Superior até Cretácico Superior (Fig. IV.7D). Os pólenes contêm um sulco circumpolar, subequatorial (apelidada também de rímula) que divide o pólen esferoidal em hemisférios desiguais. Cada grão é caracterizado por um pseudoporo distal e uma área triangular proximal (Jarzen & Nichols, 1996). São comumente encontrados em tétradas, sendo o género *Classopollis* um dos melhores exemplos.

### **Monosulcados e sem abertura**

A morfologia dos monosulcados evolui de bastante simples para um grau de maior complexidade (por exemplo *Eucommiidites*) (Fig. IV.7E). Os monosulcados mais simples são os mais comuns no registo fóssil. Alguns pólenes simples sem abertura encontrados no registo fóssil poderão ser de gimnospérmicas (Jarzen & Nichols, 1996).



**Figura IV.7** – Características morfológicas dos pólenes: **A** – Pólenes bissacados; **B** – Pólenes bissacados estriados; **C** – Pólenes poliplicados; **D** – Pólenes circumpólenes; **E** – Pólenes monosulcados.

### IV.3 – Sistemática e Taxonomia

De modo a auxiliar a leitura dos dados palinológicos obtidos e da sua interpretação (ver Caps. V e VI) é aqui apresentada a sistemática dos esporos e pólenes. Considerando a extensão limite da presente dissertação, optou-se por não incluir neste subcapítulo as descrições sistemáticas organizadas, de modo a não tornar o trabalho demasiado extenso.

A classificação supragenérica de esporos e pólenes a seguir apresentada até ao género e espécie segue os trabalhos de Potonié & Kremp (1954), Dettmann (1963) e Smith & Butterworth (1967). Esta classificação taxonómica é suportada pelos exemplos figurados nas Estampas 1 a 20, que resultam da análise palinológica obtida na presente investigação (ver informação contida no Cap. V). Nestas estampas encontram-se ilustrados os *taxa* selecionados e estratigraficamente importantes no âmbito deste trabalho e, sempre que necessário, assinalados aspetos relevantes que permitiram a

sua classificação. No entanto, alguns *taxa* não se encontram representados nas estampas devido ao seu mau estado de conservação.

A terminologia morfológica dos esporos utilizada é baseada no glossário de termos palinológicos recomendado pela Commission Internationale de Microflore du Paléozoïque (CIMP) em Grebe (1971) e Balme (1988). A nomenclatura em português segue os trabalhos de Pereira (1997), Glossários de Palinologia LNEG (Pereira, 2010) e Punt *et al.* (2007).

A classificação destes palinomorfos é baseada na sua caracterização morfológica referida e discutida ao longo deste capítulo. Esta divisão é realizada tendo por base a descrição do *taxa*, desde dimensões, morfologia e características especializadas adicionais de cada género e espécie. Na classificação dos *taxa*, para efeitos biostratigráficos, foi estabelecida sempre que possível até ao nível de espécie. No entanto, surgiram alguns casos em que tal não foi possível, devido à má preservação e conservação da matéria orgânica. Sendo assim, recorre-se à identificação e caracterização ao nível de género, sendo que 16 esporos e 10 pólenes permanecem com nomenclatura aberta.

### IV.3.1. Esporos

Anteturma **SPORITES** (Potonié) Ibrahim 1933

Turma **TRILETES** (Reinsch) Dettmann 1963

Suprasubturma **ACAVATITRILETES** Dettmann 1963

Subturma **AZONOTRILETES**

Infraturma **LAEVIGATI**

Género **CALAMOSPORA** Schopf Wilson & Bentall 1944

*Calamospora tener* (Leschik) Mädler 1964

(Estampa 1, Figs. 1-3)

Género **CIBOTIUMSPORA** Chang 1965

*Cibotiumspora* sp.

(Estampa 1, Figs. 4 e 5)

Género **CYATHIDITES** Couper 1953

*Cyathidites* sp.

(Estampa 1, Figs. 6 e 7)

Género **DELTOIDOSPORA** (Miner) Potonié 1956

*Deltoidospora* sp.

(Estampa 1, Figs. 8 e 9)

Género **DICTYOPHYLLIDITES** Couper 1958

*Dictyophyllidites mortonii* (Jersey) Playford & Dettmann 1965

(Estampa 2, Figs. 1 e 2)

*Dictyophyllidites* sp.

(Estampa 2, Fig. 3)

Género **TODISPORITES** Couper 1958

*Todisporites major* Couper 1958

(Estampa 2, Figs. 4 e 5)

*Todisporites* sp.

(Estampa 2, Figs. 6 e 7)

Infraturma **APICULATI**

Género **CARNISPORITES** Mädlar 1964

*Carnisporites* sp.

(Estampa 3, Figs. 1-4)

Género **LEPTOLEPIDITES** (Couper) Norris 1968

*Leptolepidites* sp.

(Estampa 3, Figs. 5 e 6)

Género **PORCELLISPORA** Scheuring emend. Morbey 1975

*Porcellispora longdonensis* (Clarcke) Scheuring emend. Morbey 1975

(Estampa 3, Figs. 7 e 8)

(Estampa 4, Fig. 1)

Género **TRACHYSPORITES** Nilsson 1958

*Trachysporites* sp.

(Estampa 4, Fig. 2)

Género **UVAESPORITES** Döring 1965

*Uvaesporites* sp.

(Estampa 4, Fig.3)

Infraturma **MURORNATI**

Género **CAMAROZONOSPORITES** (Leschik) Klaüs 1960

*Camarozonosporites* sp.

Género **CONVOLUTISPORIA** Hoffmeister, Staplin & Malloy 1955

*Convolutispora* sp.

(Estampa 4, Figs. 4 e 5)

Género **KYRTOMISPORIS** Mädlar 1964

*Kyrtomispuris* sp.

(Estampa 5, Figs. 1 e 2)

Subturma **ZONOTRILETES**

Infraturma **AURICULATI**

Género **ISCHYOSPORITES** Balme 1957

*Ischyosporites variegatus* (Couper) Schulz 1967  
(Estampa 5, Figs. 3-7)

Subturma **CINGULATI**

Infraturma **APICULATI**

Género **APICULATISPORIS** Potonié & Kremp 1956

*Apiculatisporis* sp.

Género **KRAEUSELISPORITES** Leschik emend. Jansonius 1962

*Kraeuselisporites reissingeri* Leschik emend. Jansonius 1962  
(Estampa 6, Figs. 1-7)

Infraturma **CINGULICAVATI**

Género **CINGULATISPORITES** Couper 1958

*Cingulatisporites* sp.

Suprasubturma **PERINOTRILETES** Dettmann 1963

Subturma **AZONOPEROTRILETES**

Género **PLAYFORDIASPORA** Leschik 1955

*Playfordiaspora* sp.

(Estampa 7, Fig. 1)

Turma **MONOLETES** Ibrahim 1933

Suprasubturma **ACAVATOMONOLETES** Dettmann 1963

Subturma **AZONOMONOLETES**

Infraturma **SCULPTATOMONOLETI**

Género **POLYPODIISPORITES** Potonié & Gelletich ex Potonié 1956

*Polypodiisporites* sp.  
(Estampa 7, Figs. 2 e 3)

#### **IV.3.2. Pólenes**

Anteturma **POLLENITES** Potonié 1931

Turma **SACCITES** Erdtman 1947

Subturma **MONOSACCITES**

Infraturma **LAEVIGATI**

Género **INAPERTUROPOLLENITES** (Pflug) Thomson & Pflug 1953

*Inaperturopollenites* sp.  
(Estampa 8, Figs. 1-4)

Género **OVALIPOLLIS** Krutzsch emend. Scheuring 1970

*Ovalipollis ovalis* Krutzsch 1955  
(Estampa 8, Fig. 5)

Infraturma **APICULATI**

Género **ARAUCARIACITES** (Cookson) Couper 1958

*Araucariacites* sp.  
(Estampa 8, Figs. 6-10)  
(Estampa 9, Figs. 1 e 2)

Turma **PLICATES** Naumova emend. Potonié 1960

Subturma **COSTATES**

Infraturma **COSTATI**

Género **RHAETIPOLLIS** Schulz 1967

*Rhaetipollis germanicus* Schulz 1967

(Estampa 9, Figs. 3-6)

Subturma **PRAECOLPATES**

Género **EUCOMMIIDITES** (Erdtman) Hughes 1961

*Eucommiidites* sp.

(Estampa 9, Fig. 7)

Subturma **MONOCOLPATES**

Infraturma **QUASILAEVIGATI**

Género **MONOSULCITES** (Cookson) Couper 1953

*Monosulcites* sp.

(Estampa 9, Figs. 8 e 9)

Género **CYCADOPITES** (Wodehouse) Wilson & Webster 1946

*Cycadopites* sp.

(Estampa 10, Figs. 1-9)

Turma **ALETES-INAPERTURATES**

Subturma **AZONALETES**

Infraturma **ZONO-ANNULICOLPATES**

Género **CLASSOPOLLIS** (Pflüg) Pocock & Jansonius 1961

*Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964

(Estampa 11, Figs. 1-6)

(Estampa 12, Figs. 1-3)

(Estampa 14; Fig. 7)

*Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975

(Estampa 12, Figs. 4-6)

(Estampa 13, Figs. 1-6)

(Estampa 14, Figs. 1-5 e 7)

*Classopollis* sp.

(Estampa 14, Fig. 6)

Género **DUPLICISPORITES** Leschik emend. Klaus 1960

*Duplicisporites granulatus* Leschik 1955

(Estampa 15, Fig. 1)

Género **GRANULOPERCULATIPOLLIS** Venkatachala & Góczán emend. Morbey  
1975

*Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala & Góczán 1964

(Estampa 15, Figs. 2-8)

Género **PARACIRCULINA** Klaus 1960

*Paracirculina quadruplicis* (Scheuring) Van der Eem 1983

(Estampa 15, Figs. 9 e 10)

(Estampa 16; Figs. 1-6)

Género **PRAECIRCULINA** (Leschik) Klaus 1960

*Praecirculina granifer* (Leschik) Klaus 1960

(Estampa 16, Figs. 7 e 8)

Infraturma **MONOPORINA**

Género **PERINOPOLLENITES** Couper 1958

*Perinopollenites elatoides* Couper 1958

(Estampa 17, Figs. 1-5)

Infraturma **ALETESACCITES**

Género **CEREBROPOLLENITES** Nilsson 1958

*Cerebropollenites thiergartii* Schulz 1967

(Estampa 17, Fig. 6)

Infraturma **SULCATI**

Género **ENZONALASPORITES** Leschik emend. Scheuring 1970

*Enzonalaspores vicens* Leschik emend. Scheuring 1970

(Estampa 17, Figs. 7-10)

Género **PATINASPORITES** Leschik 1955

*Patinasporites densus* Leschik emend. Scheuring 1970

(Estampa 18, Figs. 1 e 2)

Género **VALLASPORITES** Leschik 1955

*Vallasporites ignacii* Leschik 1955

(Estampa 18, Figs. 3-6)

Subturma **DISACCITES**

Infraturma **SULCATI**

Género **ALISPORITES** Daugherty emend. Jansonius 1971

*Alisporites* sp.

(Estampa 18, Figs. 7-9)

Género **PINUSPOLLENITES** (Raatz) Potonié 1958

*Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp 1970

(Estampa 19, Figs. 1 e 2)

Género **SAMAROPOLLENITES** Goubin 1965

*Samaropollenites speciosus* Goubin 1965

(Estampa 19, Figs. 3-6)

Género **ELLIPSOVELATISPORITES** Klaus 1960

*Ellipsovelatisporites* sp.

(Estampa 19, Figs. 7-9)

Infraturma **TRILETI**

Género **TRIADISPORA** Klaus 1964

*Triadispora staplini* (Jansonius) Klaus 1964

(Estampa 20, Fig. 1)

*Triadispora* sp.

(Estampa 20, Fig. 2)

Infraturma **DISACCITRILETES**

Género **MICROCACHRYDITES** (Cookson) Couper 1958

*Microcachrydites doubingeri* Klaus 1964

(Estampa 20, Figs. 3-5)

*Microcachrydites fastidioides* (Jansonius) Klaus 1964

(Estampa 20, Figs. 6-8)

Turma **PLICATES** Naumova 1937

Subturma **MONOCOLPATES**

Género **CHASMATOSPORITES** Nilsson emend. Pocock & Jansonius 1969

*Chasmatosporites* sp.

#### **IV.4 - Enquadramento biostratigráfico do Triásico Superior – base do Jurássico no contexto Europeu**

Tendo em conta o objeto cronostratigráfico deste trabalho, faz-se aqui uma pequena contextualização da importância da palinologia na definição biostratigráfica do Triásico-Jurássico do setor europeu.

##### **IV.4.1 – Triásico Superior (Carniano – Retiano)**

As secções de referência do domínio Europeu, para o estudo da microflora do Carniano superior, são caracterizadas pela presença de dois grandes grupos de pólenes nas suas associações: o grupo Circumpólenes (que incluem *Classopollis meyeriana*, *C. torosus* (raros a comuns), *Duplicisporites granulatus*, *Paracirculina* sp., e *Praecirculina granifer*) e o grupo pólenes monossacados (*Enzonalasporites vogens*, *Patinasporites densus*, *Pseudoenzonalasporites* sp. e *Vallasporites ignaci*). Os pólenes dissacados são relativamente raros, só estando presentes algumas espécies de *Samaropollenites speciosus* e, no grupo dos pólenes protossacados, ocorre a espécie *Ovalipollis pseudoalatus*. Esta evidência de ocorrências é típica nas associações do Carniano na Europa, cuja base é marcada conjuntamente com a primeira ocorrência (PO) de um grupo de espécies que incluem *Camerosporites secatus*, *Duplicisporites granulatus*, *Enzonalasporites vogens*, *Infernopollenites* spp., *Paracirculina scurrilis*, *Praecirculina granifer* e *Triadispora* spp. (Warrington, 1996; Hochuli & Frank, 2000, Buratti & Cirilli, 2007, Traverse, 2007, Cirilli, 2010, Lindström *et al.*, 2017a, b). Para além destes taxa, existe ainda a presença comum de *Paracirculina quadruplicis*, *Patinasporites densus* e *Ricciisporites tuberculatus*, espécies que têm a sua PO no Carniano médio a superior e, a PO do género *Classopollis* ocorre no Carniano superior, na transição para o Noriano no domínio Europeu. A espécie guia do Triásico Superior, *Granuloperculatipollis rudis* tem a sua PO no Carniano superior (Tuvalliano superior) e mantém-se até ao Retiano médio (Batten & Koppelhus, 1996; Roghi, 2004) (Fig. IV.8).

O Noriano na Europa é normalmente definido por uma microflora de transição (Batten & Koppelhus, 1996; Warrington, 1996, Hounslow *et al.*, 2004, Barrón *et al.*, 2006, Gómez *et al.*, 2007). Esta idade é caracterizada pelas últimas ocorrências (UO) das espécies típicas do Carniano e pela PO de novas espécies que se tornam abundantes nas associações do Retiano. A maior parte das espécies típicas do Carniano continuam a existir no Noriano inferior, como exemplo *Enzonalasporites vigens*, *Patinasporites densus*, e *Vallasporites ignacii*, embora a UO destas espécies seja considerada de idade Noriano superior a Retiano inferior (Fig. IV.8).

A transição Noriano-Retiano é marcada pelo domínio de *Classopollis*, *Geopollis*, *Gliscopollis*, *Granuloperculatipollis*, em conjunto com os géneros *Ovalipollis*, *Ricciisporites* e *Rhaetipollis*. A PO do *taxa Rhaetipollis germanicus* na Europa é comum nas associações do Noriano superior, Retiano inferior, em conjunto com a presença de *Granuloperculatipollis rudis* e *Tsugaepollenites pseudomassulae* (ver, por exemplo, Warrington, 1996; Díez, 2000; Barrón *et al.*, 2006; Gómez *et al.*, 2007; Cirilli, 2010). Este último *taxa* é comumente encontrado na Europa Central e Ocidental, e também em Espanha (ver, por exemplo, Boutet *et al.*, 1982; Warrington 1996; Díez, 2000; Barrón *et al.*, 2006; Galli *et al.*, 2007; Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009, 2010; Bonis & Kürschner, 2012).

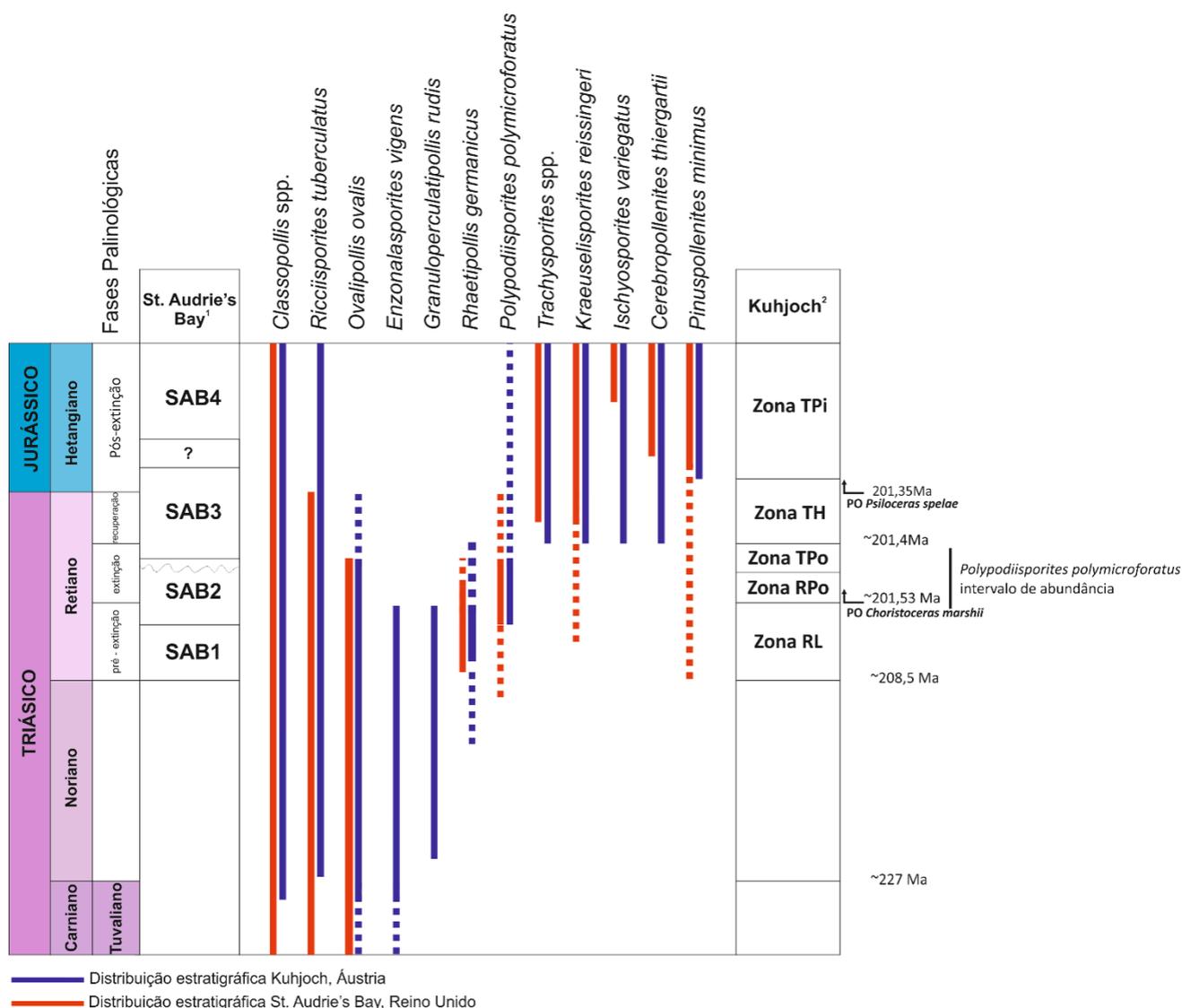
No topo do Retiano, *R. germanicus* parece desaparecer antes da ocorrência comum de *Kraeuselisporites reissingeri* (Barrón *et al.*, 2006; Galli *et al.*, 2007; Gómez *et al.*, 2007; Cirilli, 2010; Lindström 2016). Algumas espécies comuns e descritas para o Retiano são *Acanthotriletes varius*, *Camazonosporites* spp., *Chasmatosporites* spp., *Densosporites fissus*, *Kraeuselisporites reissingeri*, *Kyrtomisporis* spp., *Limbosporites lundbladii*, *Lycopodiacidites rugulatus*, *Quadraeculina anellaeformis*, *Triancoraesporites* spp., *Uvaesporites* spp. e *Zembrasporites* spp. (Bonis *et al.*, 2009, 2010; Cirilli, 2010; Bonis & Kürschner, 2012). O Retiano superior é marcado pelas UO de *Granuloperculatipollis rudis*, *Lunatisporites rhaeticus*, *Ovalipollis pseudoalatus* e *Tsugaepollenites pseudomassulae* (Bonis *et al.*, 2009, 2010; Barrón *et al.*, 2006; Gómez *et al.*, 2007; Bonis & Kürschner, 2012).

#### **IV.4.2 – Transição Triásico – Jurássico e Hetangiano**

A transição Triásico – Jurássico é caracterizada por uma grande crise biótica, nos reinos terrestre e marinho (ver, por exemplo, Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009, 2010; Kürschner & Hengreen, 2010; Bonis & Kürschner, 2012; Hillebrandt *et al.*, 2013; Lindström, 2016; Lindström *et al.*, 2017a, b). A distribuição da microflora terrestre (pólenes e esporos) apresenta uma mudança na transição Triásico – Jurássico que pode

ser utilizada como ferramenta biostratigráfica para correlacionar os ambientes terrestre e marinho.

As localidades chave para a transição Triásico – Jurássico são o perfil de Kuhjoch, nos Alpes austríacos (GSSP do Hetangiano), e o perfil de St. Audrie's Bay, no Reino Unido (Hesselbo *et al.*, 2004; Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009, 2010; Hillebrandt *et al.*, 2013; Lindström 2016; Lindström *et al.*, 2017a, b) (Fig. IV.8). Ambas as secções são de origem marinha e contêm fósseis de amonoides, o que facilita muito a correlação estratigráfica.



**Figura IV.8** – Localidades chave para a transição Triásico – Jurássico, St. Audrie's Bay no Reino Unido, e Kuhjoch na Áustria (GSSP Hetangiano) (1. Hesselbo *et al.*, 2004; Bonis *et al.*, 2010; 2. Kürschner *et al.*, 2007, Bonis *et al.*, 2009; Hillebrandt *et al.*, 2013; Lindström, 2016; Lindström *et al.*, 2017a, b) e distribuição estratigráfica dos pólenes e esporos selecionados.

A sucessão de Kuhjoch tem sido usada na Europa para correlações regionais, baseada nas distintivas mudanças quantitativas nas associações (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009, 2010; Cirilli, 2010; Kürschner & Herngreen, 2010) e inclui, as seguintes Zonas, da base para o topo (Fig. IV.8):

- **Zona RL** (*Rhaetipollis* – *Limbosporites*), é caracterizada por ser uma associação com muito pouca diversidade. É dominada por *Classopollis meyeriana*, acompanhada por *Cingulizonates rhaeticus*, *Limbosporites lundbladii*, *Ovalipollis pseudoalatus*, *Rhaetipollis germanicus* e *Ricciisporites tuberculatus*. Para além de pólenes e esporos, estão também presentes outros palinórfos, tais como quistos de dinoflagelados (por exemplo, *Dapcodinium priscum*, *Rhaetogonyaulax rhaetica*) e acritarcas (por exemplo, *Cymatiosphaera polypartita*, *Micrhystridium* spp.);

- **Zona RPo** (*Rhaetipollis* – *Porcellispora*), cuja base é marcada pelo aumento na abundância e diversidade nos esporos, *Calamospora tener*, *Porcellispora longdonensis* e *Polypodiisporites polymicroforatus*, que mostram valores elevados de ocorrência nesta Zona, complementados pelos taxa comuns *Classopollis torosus*, *Classopollis meyeriana*, *Convolutispora microrugulata* e *Deltoidospora* spp.. Na parte intermédia desta Zona existe um decréscimo de *Classopollis* spp., e desaparece o *Rhaetipollis germanicus* na parte superior;

- **Zona TPo** (*Trachysporites* – *Porcellispora*), é marcada pela elevada ocorrência de *Ovalipollis pseudoalatus*, enquanto *Classopollis* spp. continua em decréscimo e *Classopollis torosus* desaparece temporariamente. A associação de esporos inclui de forma comum a abundante *Kraeuselisporites reissingeri*, *Porcellispora longdonensis* e *Trachysporites fuscus*;

- **Zona TH** (*Trachysporites* – *Heliosporites*), onde *Classopollis torosus* reaparece, e *C. meyeriana* mantém os seus valores estáveis. Ocorre a PO de *Cerebropollenites thiergartii* e de *Ischyosporites variegatus*, perto do horizonte de amonoides *Psiloceras spelae* definido por Hillebrandt & Krysstyn (2009) (Bonis & Kürschner, 2012; Hillebrandt *et al.*, 2013). As espécies *Kraeuselisporites reissingeri* e *Porcellispora longdonensis* são dominantes na parte média inferior da Zona e decrescem na parte superior. A base da Zona continua associada ao Retiano superior, atravessando a transição Triásico – Jurássico (Bonis *et al.*, 2009; Lindström *et al.*, 2017 a, b). A correlação com as sequências continentais foi baseada na PO dos pólenes *Cerebropollenites thiergartii* e *Ischyosporites variegatus* que, na secção de Kuhjoch, têm a sua PO, 3 metros abaixo

da PO da espécie de amonoide *P. spelae* (Hillebrandt *et al.*, 2013; Lindström *et al.*, 2017a). *C. thiergartii* é um marcador palinológico muito útil para base do Jurássico no domínio Europeu, permitindo efetuar correlações inter-regionais com exatidão entre secções marinhas e terrestres (Kürschner *et al.* 2007; Bonis *et al.* 2009; Kürschner & Hengreen, 2010; Lindström *et al.*, 2017a, b).

- **Zona TPI** (*Trachysporites* – *Pinuspollenites*), é identificada pela PO de *Pinuspollenites minimus* associada com *Classopollis* spp., *Kraeuselisporites reissingeri* e *Trachysporites fuscus* em abundância. Esta Zona define-se no Jurássico Inferior, mais propriamente Hetangiano.

No Hetangiano inferior as associações são relativamente de baixa diversidade e são dominadas por pólenes (*Classopollis* spp., *Perinopollenites elatoides* e *Pinuspollenites minimus*), bissacados (*Alisporites* spp.) e esporos de lycopodiophyta (divisão de plantas vasculares) (*Deltoidospora* sp., *K. reissingeri*, *I. variegatus*). Os pólenes típicos do Retiano (*G. rudis*, *Ricciisporites tuberculatus* e *Rhaetipollis germanicus*) diminuem desaparecendo antes da transição Triásico – Jurássico.

#### **IV.5 – Estudos palinológicos anteriores no Grupo de Silves, Bacia Lusitânica**

Os estudos palinostratigráficos efetuados anteriormente no Grupo de Silves (BL), ou seja, no intervalo Triásico Superior – extrema base do Jurássico, são bastante limitados. A primeira investigação foi realizada por Doubinger *et al.* (1970). Este estudo foi mais tarde continuado por Adloff *et al.* (1974), onde foi analisada a microflora detalhada do Grupo de Silves na região norte do Rio Tejo (desde Anadia até Tomar), tendo por base o trabalho de sedimentologia e de alostratigrafia que ia sendo desenvolvido por Palain, com a definição clássica nas megasequências A, B e C (Palain, 1976, 1979). Mais recentemente, Díez (2000), estabeleceu um novo estudo, no mesmo setor da BL. As associações e conclusões obtidas foram as seguintes:

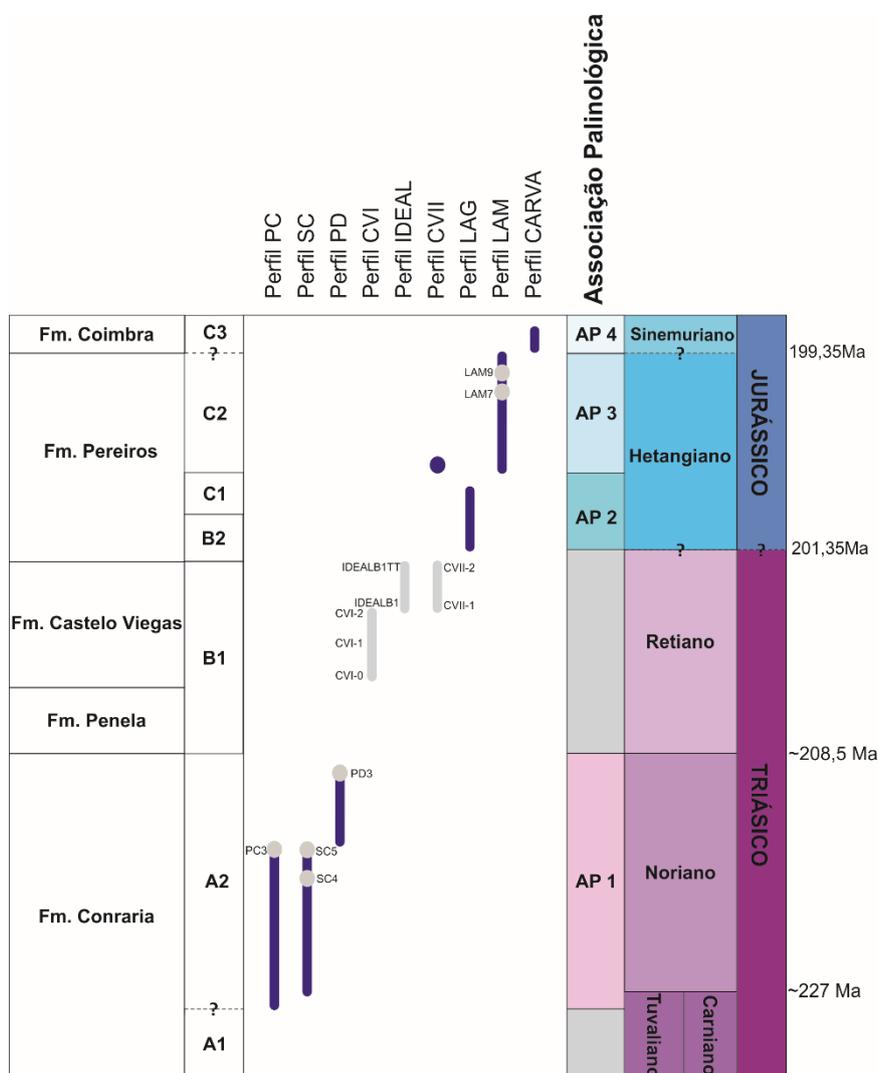
Na Formação da Conraria [Megasequência A de Palain (1976)] as associações obtidas são de idade Carniano inferior a médio (Juliano), e incluem os taxa *Classopollis meyeriana*, *Duplicisporites granulatus*, *D. mancus*, *Microcachrydites doubingeri*, *M. fastidioides*, *Monosulcites minimus*, *Ovalipollis cultus*, *Paracirculina scurrilis* e *P. maljawinae*.

As formações de Penela e Castelo Viegas [Megasequência B de Palain (1976)] apresentam associações palinológicas (Adloff *et al.*, 1974), que incluem *Araucariacites germanicus*, *Classopollis granulata*, *C. meyeriana*, *Duplicisporites granulatus*, *Ischyosporites mesofoveasolidus*, *Kraeuselisporites reissingeri*, *Paracirculina tenebrosa* e *Todisporites major*. Estas associações sugerem uma idade do Carniano médio (Juliano superior) a Noriano superior (Díez, 2000; Arche & Gómez, 2014).

A Formação de Pereiros [Megasequência C, Termo C1 de Palain (1976)] apresenta uma associação que compreende os *taxa Classopollis classoides*, *Cycadopites granulatus*, *C. deterius*, *Inaperturopollenites dubius* e *Kraeuselisporites reissingeri*, entre outros, e foi considerada de idade Hetangiano – Sinemuriano desde Adloff *et al.* (1974). Contudo, mais recentemente, tendo por base a presença comum do *taxa Kraeuselisporites reissingeri*, Díez (2000) e Arche *et al.* (2014) propõem para o termo C1 uma idade Noriano inferior ao Retiano.

## **V. Análise Palinostratigráfica**

Das 39 amostras recolhidas nos 9 perfis estudados (ver Cap. III. 1), cuja repartição estratigráfica (essencialmente litostratigráfica) está representada na Fig. V.1, 13 dessas amostras revelaram-se estéreis do ponto de vista palinológico. No total desta investigação foram identificados 51 palinomorfos, dos quais, 23 espécies são esporos e 28 espécies são pólenes. Da análise realizada, e de modo a sistematizar os dados obtidos nos diferentes perfis, apresentam-se as distribuições quantitativas e qualitativas das associações de palinomorfos observadas em termos estratigráficos, tendo por base as abundâncias relativas dos *taxa* identificados, na PO e UO de espécies de referência biostratigráfica (Fig. V.1; ver também Cap. IV. 4). As espécies de esporos e pólenes de referência biostratigráfica estão ilustradas nas Estampas 1 a 20 no Anexo I. Tecidos vegetais, fungos e outros aspetos estão documentados nas Estampas 21 a 24.



**Figura V.1** – Posicionamento litostratigráfico (ver referências anteriormente citadas) das amostras recolhidas ao longo dos 9 perfis analisados no setor compreendido entre a região norte de Coimbra e Penela. Associações palinológicas propostas e quadro cronostratigráfico tendo por base os dados obtidos no presente estudo (ver Cap. VI). A cinzento estão assinaladas as amostras estéreis do ponto de vista palinológico.

Nesta investigação são identificadas quatro associações palinológicas (AP) com base na distribuição estratigráfica das espécies de referência biostratigráfica (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009, 2010; Cirilli, 2010; Kürschner & Hengreen, 2010; Fig. V.1; ver também Cap. IV.4). Estas associações são a seguir descritas do ponto de vista estratigráfico.

### V.1 – Associação Palinológica 1 (AP 1)

Esta associação define-se nos perfis PC, SC e PD (Fig. V.1), que correspondem à Formação da Conraria (Soares *et al.*, 2012), termo A2 de Palain (1976). Compreende um total de 23 palinóforos, dos quais 5 espécies são esporos (tabela V.1) e 18 espécies de pólenes (tabela V.2).

Nesta associação estão presentes os esporos *Convolutispora* sp. (Est. 4, Figs. 4 e 5), *Camarozonosporites* sp., *Kyrtomisporis* sp. (Est. 5, Figs. 1 e 2), Esporo tipo A (Est. 7, Fig. 4) e por último o taxa *Playfordiaspora* sp. (Est. 7, Fig. 1) que ocorre de raro a comum (tabela V.1).

É caracterizada por um claro domínio de pólenes (tabela V.2) dos taxa *Classopollis meyeriana* (Est. 11, Figs. 1-6; Est. 12, Figs. 1-3; Est. 14, Fig. 7), *Duplicisporites granulatus* (Est. 15, Fig. 1), *Paracirculina quadruplicis* (Est. 15, Figs. 9 e 10; Est. 16, Figs. 1-6), *Praecirculina granifer* (Est. 16, Figs. 7 e 8) (grupo dos Circupólenes) associados às espécies *Enzonasporites vigens* (Est. 17, Figs. 7-10), *Patinasporites densus* (Est. 18, Figs. 1 e 2) e *Vallasporites ignacii* (Est. 18, Figs. 3-6) (pólenes monossacados) e *Samaropollenites speciosus* (Est. 19, Figs. 3-6) (pólenes bissacados).

Os componentes característicos desta associação incluem igualmente os pólenes *Alisporites* sp. (Est. 18, Figs. 7-9), *Ellipsovelatisporites* sp. (Est. 19, Figs. 7-9), *Microcachrydites fastidioides* (Est. 20, Figs. 6-8), *M. doubingeri* (Est. 20, Figs. 3-5), *Monosulcites* sp. (Est. 9, Figs. 8 e 9), *Cycadopites* sp. (Est. 10, Figs. 1-9), *Ovalipollis ovalis* (Est. 8, Fig. 5), *Triadisporea staplini* (Est. 20, Fig. 1), *Triadisporea* sp. (Est. 20, Fig. 2), e o taxa *Granuloperculatipollis rudis* (Est. 15, Figs. 2-8) que ocorre de raro a comum nesta associação.

**Tabela V.1** – Distribuição dos esporos nas amostras correspondentes à AP 1; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%); as colunas a cinzento correspondem a amostras estéreis.

Esporos	Amostras									
	PC1	PC2	SC1	SC2	SC3	SC4	SC5~PC3	PD1	PD2	PD3
<i>Playfordiaspora</i> sp.	C	R	R						R	
<i>Convolutispora</i> sp.		R			R				R	
<i>Camarozonosporites</i> sp.		R								
Esporo tipo A		R			R					
<i>Kyrtomispuris</i> sp.	R	R								

**Tabela V.2** – Distribuição dos pólenes nas amostras correspondentes à AP 1; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%), A – abundante (>50%); as colunas a cinzento correspondem a amostras estéreis.

Pólenes	Amostras									
	PC1	PC2	SC1	SC2	SC3	SC4	SC5~PC3	PD1	PD2	PD3
<i>Microcachrydites doubingeri</i>	R	R								
<i>Microcachrydites fastidioides</i>	R	R								
<i>Triadispora staplini</i>	R	R							R	
<i>Triadispora</i> sp.	R	R							R	
<i>Patinasporites densus</i>	R	R	R						R	
<i>Enzonasporites vigens</i>	R	R	R	R					R	
<i>Granuloperculatipollis rudis</i>	R	C	R		R				R	
<i>Paracirculina quadruplicis</i>	C	C	C	C	C			C	C	
<i>Praecirculina granifer</i>	R	R							R	
<i>Vallasporites ignacii</i>	R	R							R	
<i>Ellipsovelatisporites</i> sp.	R	R			R				R	
<i>Classopollis meyeriana</i>	R	R		C	A			C		
<i>Samaropollenites speciosus</i>	C	R	C	R	C			C	R	
<i>Alisporites</i> sp.	R	R	R	R	R			C	R	
<i>Ovalipollis ovalis</i>	R	R						R	R	
<i>Cycadopites</i> sp.					R				R	

## V.2 – Associação Palinológica 2 (AP 2)

Esta associação define-se exclusivamente nas amostras do perfil LAG que corresponde à Formação de Pereiros (Soares *et al.*, 2012), concretamente aos termos B2 e base de C1 (Palain, 1976). Contém 24 palinóforos, 12 espécies de esporos (tabela V.3) e 12 espécies de pólenes (tabela V.4), encontrando-se o material moderado a bem conservado.

Registam-se os esporos *Cyathidites* sp. (Est. 1, Figs. 6 e 7), *Carnisporites* sp. (Est. 3, Figs. 1-4), *Cibotiumspora* sp. (Est. 1, Figs. 4 e 5), *Deltoidospora* sp. (Est. 1, Figs. 8 e 9), *Dictyophyllidites mortonii* (Est. 2, Figs. 1 e 2), *Dictyophyllidites* sp. (Est. 2, Fig. 3), *Ischyosporites variegatus* (Est. 5, Figs. 3-7), *Kraeuselisporites reissingeri* (Est. 6, Figs. 1-7), *Trachysporites* sp. (Est. 4, Fig. 2), *Todisporites major* (Est. 2, Figs. 4 e 5), *Todisporites* sp. (Est. 2, Figs. 6 e 7), *Uvaesporites* sp. (Est. 4, Fig.3).

Completam a associação os pólenes *Classopollis meyeriana* (Est. 11, Figs. 1-6; Est. 12, Figs. 1-3; Est. 14, Fig. 7) que se regista de comum a abundante e os *taxas* *Araucariacites* sp. (Est. 8, Figs. 6-10; Est. 9, Figs. 1 e 2), *C. torosus* (Est. 12, Figs. 4-6; Est. 13, Figs. 1-6; Est. 14; Figs. 1-5 e 7), *Cerebropollenites thiergartii* (Est. 17, Fig. 6), *Cycadopites* sp. (Est. 10, Figs. 1-9), *Eucommiidites* sp. (Est. 9, Fig. 7), *Monosulcites* sp. (Est. 9, Fig. 8 e 9), *Inaperturopollenites* sp. (Est. 8, Figs. 1-4), *Ovalipollis ovalis* (Est. 8, Fig. 5), *Samaropollenites speciosus* (Est. 19, Figs. 3-6), *Ellipsovelatisporites* sp. (Est. 19, Figs. 7-9) registam-se de raro a comum (tabela V.4). Foi identificado, em duas amostras da base desta associação o pólen *Rhaetipollis germanicus* (Est. 9, Figs. 3-6) (tabela V.4).

**Tabela V.3** – Distribuição dos esporos nas amostras correspondentes à AP 2; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%).

Esporos	Amostras					
	LAG 21B	LAG 25	LAG 27b	LAG 27t	LORD C1b	LAG 40
<i>Todisporites major</i>	R	R	R	R		R
<i>Todisporites</i> sp.	R	R	R	R		R
<i>Cyathidites</i> sp.	R	R	R	R		
<i>Kraeuselisporites reissingeri</i>	R		R			
<i>Deltoidospora</i> sp.	C	R	R	C		
<i>Carnisporites</i> sp.	R		R	R		
<i>Ischyosporites variegatus</i>	R	R	R	R		
<i>Trachysporites</i> sp.			R			
<i>Dictyophyllidites mortonii</i>			R	R	R	
<i>Dictyophyllidites</i> sp.			R	R	R	
<i>Cibotiumspora</i> sp.			R	R		
<i>Uvaesporites</i> sp.			R			

**Tabela V.4** – Distribuição dos pólenes nas amostras correspondentes à AP 2; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%), A – abundante (>50%).

Pólenes \ Amostras	LAG 21B	LAG 25	LAG 27b	LAG 27t	LORD C1b	LAG 40
<i>Ellipsovelatisporites</i> sp.		R				
<i>Classopollis meyeriana</i>	C	A	A	A	C	A
<i>Samaropollenites speciosus</i>	R	R	R	R	R	
<i>Ovalipollis ovalis</i>	R	R		R		
<i>Monosulcites</i> sp.	R					
<i>Cycadopites</i> sp.	R					
<i>Eucommiidites</i> sp.	R					
<i>Classopollis torosus</i>	R		R	R	C	
<i>Araucariacites</i> sp.	R	R	R		C	
<i>Inaperturopollenites</i> sp.	R					
<i>Cerebropollenites thiergartii</i>			R	R		
<i>Rhaetipollis germanicus</i>			R	R		

### V.3 – Associação Palinológica 3 (AP 3)

Esta associação observa-se na Formação de Pereiros (Soares *et al.*, 2012) e ao termo C2 de Palain (1976) (Fig. V.1). A AP3 inclui a terceira amostra colhida do perfil CVII (extrema base do termo C2 de Palain, 1976) e todo o perfil LAM.

A composição é muito semelhante à AP 2, contem 27 palinomorfos, onde 13 espécies são esporos (tabela V.5) e outras 14 espécies são pólenes (tabela V.6).

Contudo, um novo grupo de espécies tem a sua PO, nomeadamente os esporos *Apiculatisporites* sp., *Calamospora tener* (Est. 1, Figs. 1-3) *Cingulatisporites* sp., *Leptolepidites* sp. (Est. 3, Figs. 5 e 6), *Polypodiisporites* sp. (Est. 7, Figs. 2 e 3), *Porcellispora longdonensis* (Est. 3, Figs. 7 e 8; Est. 4, Fig. 1) e os pólenes *Chasmatosporites* sp., *Perinopollenites elatoides* (Est. 17, Figs. 1-5) e *Pinuspollenites minimus* (Est. 19, Figs. 1 e 2). Dominam a associação os pólenes *Classopollis meyeriana* (Est. 11, Figs. 1-6; Est. 12, Figs. 1-3; Est. 14, Fig. 7) e *Classopollis torosus* (Est. 12, Figs. 4-6; Est. 13, Figs. 1-6; Est. 14; Figs. 1-5 e 7) registando-se de comum a abundante ao longo de toda a associação.

**Tabela V.5** – Distribuição dos esporos nas amostras correspondentes à AP 3; R– raro (<10%); as colunas a cinzento correspondem a amostras estéreis.

Esporos	Amostras												
	CVII-3	LAM 1	LAM 2	LAM 3	LAM 4	LAM 5	LAM 6	LAM 7	LAM 8	LAM 9	LAM 10	LAM 11	LAM 12
<i>Kyrtomispuris</i> sp.	R		R						R				R
<i>Cyathidites</i> sp.	R	R		R		R	R						
<i>Kraeuselisporites reissingeri</i>	R	R	R	R			R		R				R
<i>Deltoidospora</i> sp.	R	R	R	R		R	R		R				
<i>Carnisporites</i> sp.		R	R				R						R
<i>Ischyosporites variegatus</i>	R								R				R
<i>Cibotiumspora</i> sp.	R												
<i>Leptolepidites</i> sp.	R												
<i>Cingulatisporites</i> sp.	R												
<i>Apiculatisporis</i> sp.	R												
<i>Calamospora tener</i>		R		R		R	R						
<i>Polypodiisporites</i> sp.		R	R										R
<i>Porcellispora longdonensis</i>		R					R						

**Tabela V.6** – Distribuição dos pólenes nas amostras correspondentes à AP 3; R– raro (<10%), C – comum (10% - 50%), A – abundante (>50%); as colunas a cinzento correspondem a amostras estéreis.

Pólenes	Amostras												
	CVII-3	LAM 1	LAM 2	LAM 3	LAM 4	LAM 5	LAM 6	LAM 7	LAM 8	LAM 9	LAM 10	LAM 11	LAM 12
<i>Ellipsovelatisporites</i> sp.	R												
<i>Classopollis meyeriana</i>	A	R	C	C	A	A	A		A		A	A	R
<i>Samaropollenites speciosus</i>	R												
<i>Alisporites</i> sp.		R	R	R									R
<i>Monosulcites</i> sp.	R	R	R	R			R		R				R
<i>Cycadopites</i> sp.	R	R	C	R			R		R				R
<i>Eucommidites</i> sp.	R	R	R	R			R		R				R
<i>Classopollis tororus</i>		A	C	A		R	C		C				A
<i>Araucariacites</i> spp.		C	C	R		R	R		R				R
<i>Inaperturopollenites</i> sp.		R	R	R		R	R		R				R
<i>Pinuspollenites minimus</i>	R	R					R		R				
<i>Perinopollenites elatoides</i>	R	R	R				R		R				R
<i>Chasmatosporites</i> sp.			R										
<i>Classopollis</i> sp.													R

#### V.4 – Associação Palinológica 4 (AP 4)

Esta associação define-se na extrema base da Formação de Coimbra (Dimuccio *et al.*, 2016) (Fig. V.1).

A composição desta associação é idêntica à AP 3, contudo, a quantidade de espécies identificada em AP 4 é muito menor quando comparada com as associações anteriores. Foram identificados 11 palinomorfos, entre os quais 4 espécies de esporos (tabela V.7) e 7 espécies de pólenes (tabela V.8).

Estão presentes na associação os esporos *Deltoidospora* sp. (Est. 1, Figs. 8 e 9), *Kraeuselisporites reissingeri* (Est. 6, Figs. 1-7), *Trachysporites* sp. (Est. 4, Fig. 2) e *Porcellispora longdonensis* (Est. 3, Figs. 7 e 8; Est. 4, Fig. 1). Porém existe um claro domínio dos pólenes *Classopollis meyeriana* (Est. 11, Figs. 1-6; Est. 12, Figs. 1-3; Est. 14, Fig. 7) e *C. torosus* (Est. 12, Figs. 4-6; Est. 13, Figs. 1-6; Est. 14; Figs. 1-5 e 7), em conjunto com os taxa *Alisporites* sp. (Est. 18, Figs 7-9), *Ovalipollis ovalis* (Est. 8, Fig.5), *Araucariacites* sp. (Est. 8, Figs. 6-10; Est. 9, Figs. 1 e 2), *Pinuspollenites minimus* (Est. 19, Figs. 1 e 2) e *Perinopollenites elatoides* (Est. 17, Figs. 1-5).

**Tabela V.7** – Distribuição dos esporos nas amostras correspondentes à AP 4; R– raro (<10%).

E esporos	Amostras	
	CARVA 1A	CARVA 1B
<i>Kraeuselisporites reissingeri</i>	R	R
<i>Deltoidospora</i> sp.		R
<i>Trachysporites</i> sp.		R
<i>Porcellispora longdonensis</i>		R

**Tabela V.8** – Distribuição dos pólenes nas amostras correspondentes à AP 4; R– raro (<10%); A – abundante (>50%).

Pólenes	Amostras	
	CARVA 1A	CARVA 1B
<i>Classopollis meyeriana</i>		A
<i>Alisporites</i> sp.	R	
<i>Ovalipollis ovalis</i>		R
<i>Classopollis torosus</i>	A	A
<i>Araucariacites</i> spp.	R	R
<i>Pinuspollenites minimus</i>	R	
<i>Perinopollenites elatoides</i>	R	

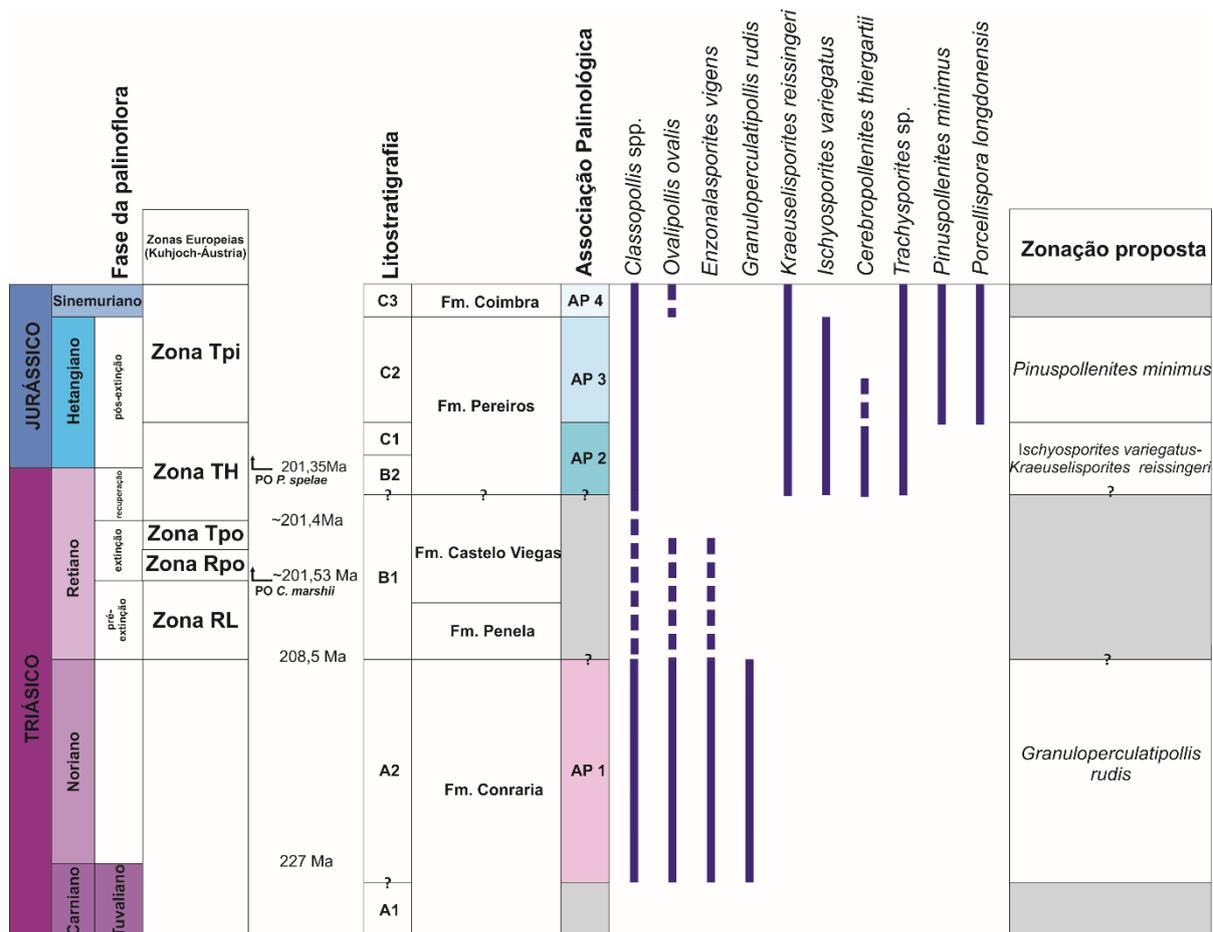
## **VI. Discussão**

Os resultados palinológicos obtidos nesta dissertação, apoiados na informação anteriormente publicada para o referido intervalo de tempo na BL (Doubinger *et al.*, 1970; Adloff *et al.*, 1974; Palain, 1976; Díez, 2000), permitem promover dois tipos de discussão: em primeiro lugar, uma análise biostratigráfica das diferentes subunidades do Grupo de Silves, tendo por base o quadro litostratigráfico mais atualizado de Soares *et al.* (2012), mas também com suporte na nomenclatura de Palain (1976, 1979); em segundo lugar, uma análise sobre as condições paleoambientais que terão vigorado na margem ocidental ibérica durante a transição Triásico – Jurássico. Isto, tendo em conta, também, que esta transição corresponde a um dos intervalos da história da Terra de maior mudança à escala global, envolvendo, por exemplo, forte atividade vulcânica no Atlântico Central (CAMP; ver, por exemplo, Marzoli *et al.*, 1999; Hesselbo *et al.*, 2002; Cirilli, 2010) e uma das cinco principais extinções em massa (ver, por exemplo, Hallam, 2002).

## **VI.1 - Interpretação Biostratigráfica**

As associações identificadas na presente pesquisa, para as unidades do Grupo Silves são, em termos de idade, atribuídas claramente ao Triásico Superior e base do Jurássico Inferior (Hetangiano). Com base nos resultados obtidos (ver Cap. V), é possível apresentar, pela primeira vez, um esquema de zonação palinológico informal para este intervalo na BL (Figs. VI.1, VI.2 e VI.3).

As variações de palinoflora observadas na BL são relativamente semelhantes às registadas nas associações concomitantes noutros domínios europeus. No entanto, verifica-se a existência de eventos palinológicos diferenciadores que serão aqui documentados e discutidos. O esquema palinológico para a BL é comparado com as zonações propostas para a Europa Central e Ocidental (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009, 2010; Kürschner & Herengreen, 2010; Lindström, 2016, Lindström *et al.*, 2017a,b) para fins de correlação (Fig. VI.1). Para complementar, estabelecem-se correlações com bacias de Espanha (Barrón *et al.*, 2006; Gómez *et al.*, 2007) e Itália (Roghi, 2004; Galli *et al.*, 2007) devido à posição meridional da BL.



**Figura VI.1** – Comparação entre o esquema estratigráfico geral para o Triássico – Jurássico na Europa (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009, 2010; Kürschner & Hengreen, 2010) com o esquema litostratigráfico e biostratigráfico proposto para as secções estudadas na BL, com a distribuição dos esporos e pólenes marcadores. As fases palinológicas, idades absolutas e as informações de amonoides seguem Lindström *et al.* (2017a).

### VI.1.1 – Formação da Conraria

A Formação da Conraria, concretamente o termo A2 de Palain (1976), apresenta uma associação que data o Carniano superior (Tuvalliano superior) a Noriano (Fig. VI.1). O pólen *Granuloperculatipollis rudis* (Est. 15, Figs. 2-8) é a espécie-guia e tem uma ocorrência de rara a comum em todas as amostras estudadas. Esta espécie apresenta uma ocorrência semelhante no domínio europeu, onde tem a sua PO no Carniano superior e persiste até ao Retiano médio (Batten & Koppelhus, 1996; Roghi, 2004; Cirilli, 2010).

As associações palinológicas recuperadas na Formação da Conraria contêm em abundância *Paracirculina quadruplicis* (Est. 15, Figs. 9 e 10; Est. 16, Figs. 1-6), comum *Patinasporites densus* (Est. 18, Figs. 1 e 2), *Enzonalasporites vigenis* (Est. 17, Figs. 7-10) e *Vallasporites ignacii* (Est. 18, Figs. 3-6), em conjunto com elevadas percentagens

de *Classopollis meyeriana* (Est. 11, Figs. 1-6; Est. 12, Figs. 1-3; Est. 14, Fig. 7) (Fig. VI.2), o que permitiu estabelecer a idade da base da sucessão estudada (base do termo A2 de Palain (1976)) datando do Carniano superior – Noriano inferior. Esta transição é interpretada pela UO dos pólenes *Microcachrydites doubingeri* (Est. 20, Figs. 3-5) e *M. fastidioides* (Est. 20, Figs. 6-8) e PO dos esporos *Convolutispora* sp. (Est. 4, Figs. 4 e 5), *Camaronosporites* sp. e esporo tipo A (Est. 7, Fig. 4) na amostra PC2, em conjunto com a diminuição drástica de material nas amostras que a sucedem. Outro facto importante associado à transição Carniano – Noriano no termo A2 é a ocorrência de pólenes com anomalias morfológicas (Est. 7, Figs. 5-7), presentes na amostra PC2. Estas mutações, reportadas na BL pela primeira vez, constituem resposta a fenómenos climáticos globais (Foster & Afonin, 2005). Deste modo, a transição Carniano – Noriano é definida entre as amostras PC2 e SC1 (Fig. VI.2).

Em termos dos trabalhos anteriores, Díez (2000) data a Formação da Conraria (megassequência A de Palain, 1976) do Carniano inferior a médio (Juliano). A associação descrita por este autor tem, à semelhança com a zona aqui proposta, 7 taxa de pólenes (por exemplo, *Classopollis meyeriana*, *Duplicisporites granulatus*, *Microcachrydites doubingeri*, *M. fastidioides* e os géneros *Ovalipollis* e *Paracirculina*). No entanto, a ocorrência do taxa *Granuloperculatipollis rudis* (que, tal como dito anteriormente, tem a sua PO no Carniano superior), identificado nesta unidade (ver Cap V; Fig. VI.2), contraria a idade descrita anteriormente pelo referido autor.

Nesta sucessão em particular, é de salientar a ausência do taxa *Ricciisporites tuberculatus* na associação. Esta ausência poderá sugerir uma preferência ecológica e/ou climática do taxa (Kürschner *et al.*, 2014), já que esta espécie é encontrada de forma comum nas associações registadas nas secções-tipo do Triásico – Jurássico na Áustria (Bonis *et al.*, 2009; Bonis & Kürschner, 2012) e no Reino Unido (Bonis *et al.*, 2010), sendo o segundo tipo de pólen mais abundante (> 20%), em conjunto com o género *Classopollis*. Kürschner *et al.* (2014) documentaram que, quando estes dois taxa ocorrem ao mesmo tempo, as suas abundâncias alternam, portanto, quando *Classopollis* spp. é comum, *Ricciisporites tuberculatus* é raro. No entanto, Lindström (2016) sugere que este pólen apresenta preferências latitudinais, ocorrendo comumente em regiões localizadas entre os paralelos 30° N a 60° N. O taxa é raramente documentado, ou mesmo interpretado como ausente, em Espanha (Bárron *et al.*, 2006; Gómez *et al.*, 2007), totalmente ausente em Itália (Galli *et al.*, 2007) e noutras regiões localizadas a Sul e Oeste. Todos estes fatores, em conjunto, poderão justificar a ausência de *R. tuberculatus* nas regiões mais meridionais, como é o caso da BL.

Em contrapartida, nas secções estudadas da BL, a ausência marcada de *Tsugaepollenites pseudomassulae* [(uma espécie comum na transição Noriano-Retiano em Espanha e no domínio europeu; (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009; Kürschner & Herngreen, 2010; Hillebrandt *et al.*, 2013; Lindström *et al.*, 2017a, b)] e das espécies características marcadoras da transição para o Retiano (*R. germanicus*, *Cingulizonates rhaeticus* e *Limbosporites lundbladii*), é mais um dado a favor de que o topo da formação é datada do Noriano (Fig. VI.1). Para além desta constatação, *Camerosporites secatus* também está ausente desta associação estudada, facto que pode estar associado com o ambiente deposicional, pois esta espécie é considerada um indicador paleoclimático, somente documentado em ambientes húmidos (Lindström, 2016).

Para a Formação da Conraria é assim proposta, pela primeira vez, uma zonação biostratigráfica, que inclui a zona *Granuloperculatipollis rudis* (zona Gr), atribuída ao Carniano superior (Tuvaliano superior) a Noriano.

### **VI.1.2 – Formações de Penela e Castelo Viegas**

A Formação de Penela é maioritariamente uma sucessão areno-conglomerática avermelhada, muito grosseira. Estando ausentes níveis lutíticos, este tipo de fácies que caracteriza esta unidade, não é propícia a estudos palinológicos, dificultando assim a investigação. Por essa razão, não foram recolhidas amostras desta formação (ver Fig. V.1).

Na Formação de Castelo Viegas, apesar da espessa sucessão associada a esta unidade, marcadamente siliciclástica grosseira, foram amostrados alguns dos poucos níveis lutíticos que a caracteriza. No entanto, tal como o demonstrado no Cap. V, não foram obtidos resultados positivos. A unidade está associada a um ambiente litoral, com condições paleoclimáticas muito secas (Palain, 1976; Soares *et al.*, 2012), o que poderá justificar a falta de informação palinostratigráfica obtida, impedindo assim qualquer datação (Fig. VI.1).

Apesar destas limitações, Díez (2000) data a megassequência B (Palain, 1976) (que na terminologia litostratigráfica de Soares *et al.* (2012) inclui as formações de Penela, Castelo Viegas e base de Pereiros) do Carniano médio (Juliano superior) a Noriano. Esta afirmação tem por base a presença dos pólenes *Araucariacites germanicus*, *Classopollis granulata*, *C. meyeriana*, *Duplicisporites granulatus*, *Ischyosporites mesofoveosolidus*, *Kraeuselisporites reissingeri*, *Paracirculina tenebrosa* e *Todisporites major*. Para além da discrepância na datação da Formação da Conraria [termo A2 de Palain (1976)] é de salientar a discordância existente entre o conteúdo

palinológico e a idade proposta por Díez (2000). O pólen *Duplicisporites granulatus* e o género *Paracirculina* estão presentes na zona Gr (Carniano superior – Noriano) proposta nesta dissertação. Porém, o género de pólen *Araucariacites* e os géneros de esporos *Ischyosporites*, *Kraeuselisporites* e *Todisporites* só estão presentes na zonas descritas e datadas, nesta presente investigação, como sendo de idade jurássica (ver Formação de Pereiros).

Sendo assim, o material que o autor obteve não parece estar de acordo com a idade que este determina para estas formações.

### VI.1.3 – Formação de Pereiros

Para a Formação de Pereiros são propostas, pela primeira vez, duas zonas: da base para o topo, *Ischyosporites variegatus* – *Kraeuselisporites reissingeri* (VR) e a zona *Pinuspollenites minimus* (Pm) (Fig. VI.1). A zona VR é facilmente correlacionada com a Zona TH Europeia e é associada à transição Triásico – Jurássico, atravessando o Retiano superior e o Hetangiano inferior (Fig. VI.1). A zona *Pinuspollenites minimus* é correlacionada com a Zona TPi Europeia e data do Jurássico (Hetangiano) (Kürschner *et al.*, 2007; Lindström *et al.*, 2017a, b) (Fig. VI.1).

A zona VR é proposta com base na PO do taxa *Ischyosporites variegatus* (Est. 5, Figs. 3-7) em conjunto com *Kraeuselisporites reissingeri* (Est. 6, Figs. 1-7) (espécies abundantes) e PO da espécie *Cerebropollenites thiergartii* (Est. 17, Fig. 6), que ocorre de forma rara. A PO de *Ischyosporites variegatus* (Est. 5, Figs. 3-7), nas associações reconhecidas nas secções estudadas na Europa data do Hetangiano inferior (base do Jurássico) (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009; Kürschner & Hengreen 2010; Hillebrandt *et al.*, 2013; Lindström *et al.*, 2017 a, b) e é utilizada como palinoevento na definição da base do Hetangiano.

A completar a associação ocorrem os géneros de pólenes *Araucariacites* sp. (Est. 8, Figs. 6-10; Est. 9, Figs. 1 e 2), *Classopollis meyeriana* (Est. 11, Figs. 1-6; Est. 12, Figs. 1-3; Est. 14, Fig. 7), *C. torosus* (Est. 12, Figs. 4-6; Est. 13, Figs. 1-6; Est. 14, Figs. 1-5 e 7) (abundantes) e *Ovalipollis ovalis* (Est. 8, Fig. 5) (raro a comum), e os esporos *Deltoidospora* sp. (Est. 1, Figs. 8 e 9) (comum a abundante), *Dictyophyllidites mortonii* (Est. 2, Figs. 1 e 2), *Dictyophyllidites* sp. (Est. 2, Fig. 3) *Trachysporites* sp. (Est. 4, Fig. 2) e *Uvaesporites* sp. (Est. 4, Fig. 3) (raros).

A espécie guia marcadora da base do Retiano, *Rhaetipollis germanicus*, desaparece no Retiano superior nas associações estudadas das secções europeias (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009; Kürschner & Hengreen, 2010; Hillebrandt *et al.*, 2013; Lindström *et al.*, 2017a,b). Embora seja interessante de notar, que em

Portugal, *Rhaetipollis germanicus* (Est. 9, Figs. 3-6) aparece na zona VR, associado à presença comum de *Kraeuselisporites reissingeri* (Est. 6, Figs. 1-7) (até mesmo em tétradas). Na Europa (e, em particular, em Espanha) este *taxa* extingue-se antes do marcado aumento de *Kraeuselisporites reissingeri* na parte média inferior da Zona TH Europeia (Barrón *et al.*, 2006; Galli *et al.*, 2007; Cirilli, 2010; Lindström, 2016).

A rara ocorrência em Portugal de *Rhaetipollis germanicus* (Est. 9, Figs. 3-6) pode ser interpretada, nesta posição estratigráfica, como tendo uma UO diacrónica, não se extinguindo no topo do Retiano superior, tal como é observado no domínio Europeu (Kürschner *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2009; Lindström *et al.*, 2017 a, b). Esta evidência poderá estar associada a preferências climáticas, ou, em alternativa, interpretada como remobilizada.

A zona *Ischyosporites variegatus* – *Kraeuselisporites reissingeri* (VR) apresenta uma elevada diversidade de *taxa* e é associada ao topo do termo B2 e à base do termo C1 de Palain (1976) (Fig. VI.1). A base da Formação de Pereiros, datada da zona VR, compreende camadas intercaladas de margas arenosas e carbonatadas com fósseis que evidenciam maior influência marinha (as camadas com *Isocyprina*) que derivam de paleoambientes litorais rasos, cobertos por arenitos arcóicos com granulometria média a grosseira (camadas com *Clathropteris meniscoides* – termo C1 de Palain, 1976). No entanto, não há evidência de palinómorfos marinhos (dinoflagelados, forros de microforaminíferos, acritarcas e algas prasinófitas) nas associações estudadas dos perfis analisados nesta parte da secção estratigráfica.

A parte inferior da zona *Ischyosporites variegatus* – *Kraeuselisporites reissingeri* (VR) na BL não é descrita, devido à falta de informação, dada à ausência de fácies favoráveis aos estudos palinológicos. Todavia, a base da Formação de Pereiros [base do termo B2 de Palain (1976)] é marcada por uma superfície de descontinuidade, transgressiva, que parece truncar as fácies siliciclásticas do topo da Formação de Castelo Viegas (ver Fig. III. 3E e F). Esta transição tem sido entendida como o limite cartográfico Triásico-Jurássico (Soares *et al.*, 2007, 2012), no entanto, os dados palinológicos não permitiram melhorar a definição deste limite (Fig. VI.2).

A parte intermédia e superior da Formação de Pereiros (termo C2 de Palain, (1976)) contem *Pinuspollenites minimus* (Est. 19, Figs. 1 e 2), que correlaciona esta associação à Zona TPi da Europa Central e Ocidental (Kürschner *et al.*, 2007; Hillebrandt *et al.*, 2007; Gómez *et al.*, 2007; Lindström, 2016; Lindström *et al.*, 2017a,b), permitindo definir a zona informal *Pinuspollenites minimus*. Em Portugal esta zona é marcada pela PO de *Pinuspollenites* (Est. 19, Figs. 1 e 2), associada à presença abundante dos pólenes *Classopollis meyeriana* (Est. 11, Figs. 1-6; Est. 12, Figs. 1-3;

Est. 14, Fig. 7) e *Classopollis torosus* (Est. 12, Figs. 4-6; Est. 13, Figs. 1-6; Est. 14, Figs. 1-5 e 7).

Completam a associação as espécies de esporos *Calamospora tener* (Est. 1, Figs. 1-3), *Carnisporites* sp. (Est. 3, Figs. 1-4), *Cibotiumspora* sp. (Est. 1, Figs. 4 e 5), *Cingulatisporites* sp., *Deltoidospora* sp. (Est. 1, Figs. 8 e 9), *Kraeuselisporites reissingeri* (Est. 6, Figs. 1-7), *Leptolepidites* sp. (Est. 3, Figs. 5 e 6), *Polypodiisporites* sp. (Est. 7, Figs. 2 e 3), *Porcellispora longdonensis* (Est. 3, Figs. 7 e 8; Est. 4, Fig. 1) e *Trachysporites* sp. (Est. 4, Fig. 2), que ocorrem de forma rara a comum. Estes taxa são típicos da Zona TH Europeia mas, em Portugal, aparecem pela primeira vez, estratigraficamente mais acima, na zona *Pinuspollenites minimus*. Em Espanha, a PO de *Porcellispora longdonensis* foi registada na parte superior da Zona TH (Barrón *et al.*, 2006) enquanto que na BL surge pela primeira vez, na base da zona Pm.

*Cerebropollenites thiergartii*, que é considerado um marcador para a base do Jurássico em inúmeras zonações palinológicas (Kürschner *et al.*, 2007; Hillebrandt *et al.*, 2007; Gómez *et al.*, 2007; Lindström, 2016; Lindström *et al.*, 2017a,b) é raro na zona VR e desaparece na zona Pm, provavelmente devido a contrastes ambientais. Mais recentemente, Lindström (2016) conseguiu provar que a posição estratigráfica deste pólen, *C. thiergartii*, pode variar em diferentes localidades, demonstrando diacronismo.

Desde Adloff *et al.* (1974) que a idade considerada para a Formação de Pereiros é Hetangiano-Sinemuriano. Mais recentemente, Díez (2000) e Arche *et al.* (2014) dataram esta unidade [mais propriamente o termo C1 de Palain (1976)] do Noriano inferior ao Retiano, algo que é completamente incompatível com os dados resultantes desta dissertação.

#### **VI.1.4 – Base da Formação de Coimbra**

Na extrema base da Formação de Coimbra foi descrita uma associação palinológica, AP 4. A presença dos taxa de pólenes *Alisporites* sp. (Est. 18, Figs. 7-9), *Ovalipollis ovalis* (Est. 8, Fig. 5), *Araucariacites* sp. (Est. 8, Figs. 6-10; Est. 9, Figs. 1 e 2), claro domínio de *Classopollis torosus* (Est. 12, Figs. 4-6; Est. 13, Figs. 1-6; Est. 14, Figs. 1-5 e 7) *C. meyeriana* (Est. 11, Figs. 1-6; Est. 12, Figs. 1-3; Est. 14; Fig. 7), e os esporos *Kraeuselisporites reissingeri* (Est. 6, Figs. 1-7), *Deltoidospora* sp. (Est. 1, Figs. 8 e 9), *Trachysporites* sp. (Est. 4, Fig. 2) e *Porcellispora longdonensis* (Est. 3, Figs. 7 e 8; Est. 4, Fig. 1), indica clara semelhança com a zona Pm, de idade Hetangiano superior.

Esta idade permite sugerir que a extrema base da Formação de Coimbra ainda data do Hetangiano superior, dado não se encontrarem marcadores biostratigráficos, mais recentes, que apontem uma idade sinemuriana. Esta informação é de extrema

importância já que o limite entre as formações de Pereiros e de Coimbra tem sido admitido como correspondendo, sensivelmente, à transição Hetangiano – Sinemuriano (ver, por exemplo, Azerêdo *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2007; Kullberg *et al.*, 2013).

## **VI.2 – Palinostratigrafia na transição Triásico – Jurássico da BL: Implicações ambientais**

### **VI.2.1 – O paleoclima do Triásico - Jurássico**

Durante o Triásico o supercontinente Pangeia ainda se encontrava unido, circundado pelo Oceano Pantalassa (Scotese, 2000). No Triásico Superior, em volta do Mar de Tétis foram depositados ao longo de uma grande área (por exemplo, Península Ibérica, Albânia, Israel, Tunísia e Marrocos) grandes quantidades de sal (Buratti & Cirilli, 2007). O clima do Triásico é normalmente aceite como sendo seco e árido, mas com variações climáticas no tempo e espaço (ver, por exemplo, Scotese, 2000; Sellwood & Valdes, 2006).

A ocorrência de camadas avermelhadas e a ausência de registo fóssil contínuo de flora, leva a crer que, durante o Triásico, o ambiente nos continentes seria extremamente hostil (Hochuli & Vigran, 2010). Segundo Scotese (2000), esta poderá ter sido uma das épocas mais quentes da história da Terra, não existindo sequer gelo nas altas paleolatitudes.

A extinção no fim do Triásico e a radiação biológica do Hetangiano estão registadas no domínio Europeu (Hesselbo *et al.*, 2002; Whiteside *et al.*, 2007; Bonis *et al.*, 2010; Lindström, 2016; Lindström *et al.*, 2017a,b). Esta transição é caracterizada por uma extinção generalizada, devido ao aumento de CO<sub>2</sub> associado com a província magmática do Atlântico Central (CAMP – Central Atlantic Magmatic Province). A flora desta idade pode ter sido afetada pelos efeitos do vulcanismo do CAMP, tais como chuvas ácidas e acidificação da água doce devido às emissões de dióxido de enxofre vulcânico e mudanças drásticas nas condições climáticas devido às emissões de gases de efeito estufa (Lindström, 2016). É sugerido por alguns autores um aquecimento global devido a este efeito de estufa, associado ao CAMP, estimado em 3º a 4 ºC, resultado de um aumento significativo de CO<sub>2</sub> e SO<sub>2</sub> (Marzoli *et al.*, 1999, 2004; McElwain *et al.*, 1999; Hesselbo *et al.*, 2002; Guex *et al.*, 2004; Tanner *et al.*, 2004, 2007; Schaltegger *et al.*, 2008; Van de Schootbrugge *et al.*, 2008, 2009), embora esteja ainda por resolver se as erupções decorreram antes (Marzoli *et al.*, 2004, 2008) ou depois da transição Triásico – Jurássico (Whiteside *et al.*, 2007, 2008). Estudos palinológicos mais recentes

(Marzoli *et al.*, 2004; Cirilli *et al.*, 2009) demonstraram que o vulcanismo do CAMP se iniciou antes da transição Triásico – Jurássico e, desse modo, corrobora a hipótese destas erupções terem, possivelmente, interferência na crise biótica deste limite (Cirilli, 2010).

Durante o Retiano (Triásico Superior) domina uma flora de coníferas xerofíticas associados a habitats secos. Algumas coníferas *Cheirolepidiaceae* (de que são exemplo, o pólen *Granuloperculatipollis rudis* e o género *Classopollis*) diminuem drasticamente durante a transição Triásico – Jurássico (Lindström, 2016). No Hetangiano, o ecossistema terrestre parece ter recuperado completamente, com o reaparecimento de vegetação típica de floresta e o aumento da família das *Cheirolepidiaceae*, que são importantes constituintes da flora do Jurássico (Lindström, 2016) (Fig. VI.3).

Os grãos de pólen *Classopollis* (exemplo da família *Cheirolepidiaceae*), predominam na maior parte das amostras estudadas. Apesar da ecologia da conífera que produz estes pólenes ser tema de debate, a sua presença está associada a condições ambientais áridas, no mínimo, um clima subtropical (Barrón *et al.*, 2006). Se considerarmos somente os dados fornecidos pelos pólenes do género *Classopollis*, conclui-se que o clima da BL durante o intervalo estudado, é árido (pois este *taxa* está presente em maior parte das amostras). Porém, as oscilações nas percentagens dos *taxa* *C. meyeriana* (temperaturas altas) e *C. torosus* (temperaturas mais baixas) demonstram mudanças abruptas nas temperaturas ao longo de toda a sucessão.

### **VI.2.2 – Formação da Conraria (Carniano – Noriano)**

Segundo Soares *et al.* (2007), a Formação da Conraria foi depositada num ambiente paleoclimático relativamente árido, com períodos de precipitação, numa planície aluvial com áreas evaporíticas. As associações de microflora demonstram um domínio de pólenes (flora típica de gimnospérmicas) típicos de ambientes quentes, em comparação com os esporos. A ausência de alguns *taxa* típicos no domínio europeu, como por exemplo, o pólen *Camerosporites secatus* (indicador de um ambiente paleoclimático húmido) (Lindström, 2016) demonstra que a BL está associada a ambientes secos e áridos, que provavelmente não permitiram a conservação deste *taxa*.

Nesta associação observa-se uma abundância relativa de esporos (quando comparada com as outras associações), associados ao despoletar de uma flora de licófitas e fetos nos períodos de maior precipitação. A presença do esporo *Convolutispora* sp. na Formação da Conraria, indica a presença de plantas típicas de ambientes húmidos. O facto de este *taxa* estar representado apenas em algumas

amostras da unidade (ocorrendo principalmente antes das amostras estéreis) pode estar relacionado com os eventos de elevada precipitação na BL.

### VI.2.3 – Formação de Pereiros (Hetangiano)

A Formação de Pereiros foi depositada num ambiente evaporítico de maré rasa com oscilações nas colunas de água, este regime muda para um ambiente de lagoas delimitadas por barreiras arenosas de sedimentos dolomíticos laminados no topo da unidade (Curtis *et al.*, 1963; Shinn, 1983; Mazzullo, 2000; Soares *et al.*, 2012). No entanto, não existem evidências de palinóforos marinhos (dinoflagelados, foros de microforaminíferos, acritarcas e algas prasinófitas) nesta parte da secção estratigráfica.

Segundo Hillebrandt *et al.* (2013) a base do Jurássico é formalmente definida pela PO da espécie de amonoide *Psiloceras spelae*, porém esta espécie só ocorre na sucessão jurássica da BL a partir do Sinemuriano superior (ver Dommergues *et al.*, 2004, 2010), quando se definem condições verdadeiramente marinhas na bacia (ver, por exemplo, Azerêdo *et al.*, 2003; Kullberg *et al.*, 2013). Na ausência de amonoides, a base do Jurássico é definida pelo pólen *Cerebropollenites thiergartii* (Lindström, 2016).

As associações recuperadas do Jurássico Inferior (Hetangiano) [as zonas *Ischyosporites variegatus* – *Kraeuselisporites reissingeri* (VR) e *Pinuspollenites minimus* (Pm)] são claramente relacionadas às fases de recuperação e pós-extinção, respetivamente, do ecossistema terrestre na transição Triásico – Jurássico (Lindström, 2016) (Figs. VI.1 e VI.3). Nesta fase de palinoflora o influxo terrestre domina as associações, com uma vegetação dominada por pólenes do género *Classopollis* o que permite estimar uma abundância de flora da família *Cheirolepidiaceae*, plantas xerófitas, com preferência por habitats de planalto árido, mas, ocasionalmente, áreas costeiras secas (Warrington, 1996; Abbink, 1998; Hounslow *et al.*, 2004; Barrón *et al.*, 2006; Buratti & Cirilli, 2007; Costamagna *et al.*, 2018) e, os grãos de pólenes de *Araucariacites*, pertencentes à família *Araucariaceae*, com a preferência por um habitat litoral seco (Boulter & Windle, 1993; Costamagna *et al.*, 2018). A elevada frequência destes grãos de pólenes é correlacionada com um clima quente e seco (Mohr, 1989; Bonis & Kürschner, 2010), e indica uma comunidade de plantas florestais que cresceram perto do litoral e que foram possivelmente afetadas por secas devido ao clima ou a solos com elevada percentagem de sal (Bárron *et al.*, 2006).

No Hetangiano, o aumento do número de esporos indica temperaturas relativamente elevadas e condições mais húmidas para o interior. É de salientar o pico de esporos que ocorre no início do Hetangiano (Fig. VI.3). Este pico demonstra uma mudança repentina na vegetação terrestre o que representa uma perturbação

significativa na biosfera na transição Triásico – Jurássico (Götz *et al.*, 2009) e uma recuperação na flora.

A presença do esporo *Porcellispora longdonensis* na zona Pm indica secas sazonais que provocaram a dessecação das áreas húmidas (Reinhardt & Ricken, 2000). Da mesma forma que a ocorrência dos esporos *Cyathidites* sp. e *Deltoidospora* sp. (neste caso, tanto na zona Pm como VR), sugerem a existência de ambientes de elevado *stress*. Contudo, a presença de *Ischyosporites variegatus* e *Todisporites major* indicam a presença de plantas que necessitam de ambientes húmidos. Esta variação na palinoflora sugere um habitat de pântanos costeiros ou lagos com solos húmidos (Bárron *et al.*, 2006).

O evento de radiação dos esporos, plantas higrófitas, é descrito para o domínio europeu, estando provavelmente relacionado com os regimes de variação de precipitação que ocorreram na transição Triásico – Jurássico. O aumento de água, promove o aumento de escoamento, erosão e de transporte de nutrientes e matéria orgânica terrestre (palinomorfos incluídos) para uma bacia litoral de águas rasas. O aumento de matéria orgânica terrestre promove a estratificação das águas marinhas pouco profundas (contribuindo para uma melhor preservação da matéria orgânica). O aumento do fluxo de matéria orgânica terrestre pode condicionar a deficiência de oxigénio no ambiente costeiro, provavelmente também afetado por mudanças ambientais (secura e precipitação), sugerindo incompatibilidade com a proliferação dos palinomorfos marinhos (Heimhofer *et al.*, 2006, Bonis & Kürschner, 2010).

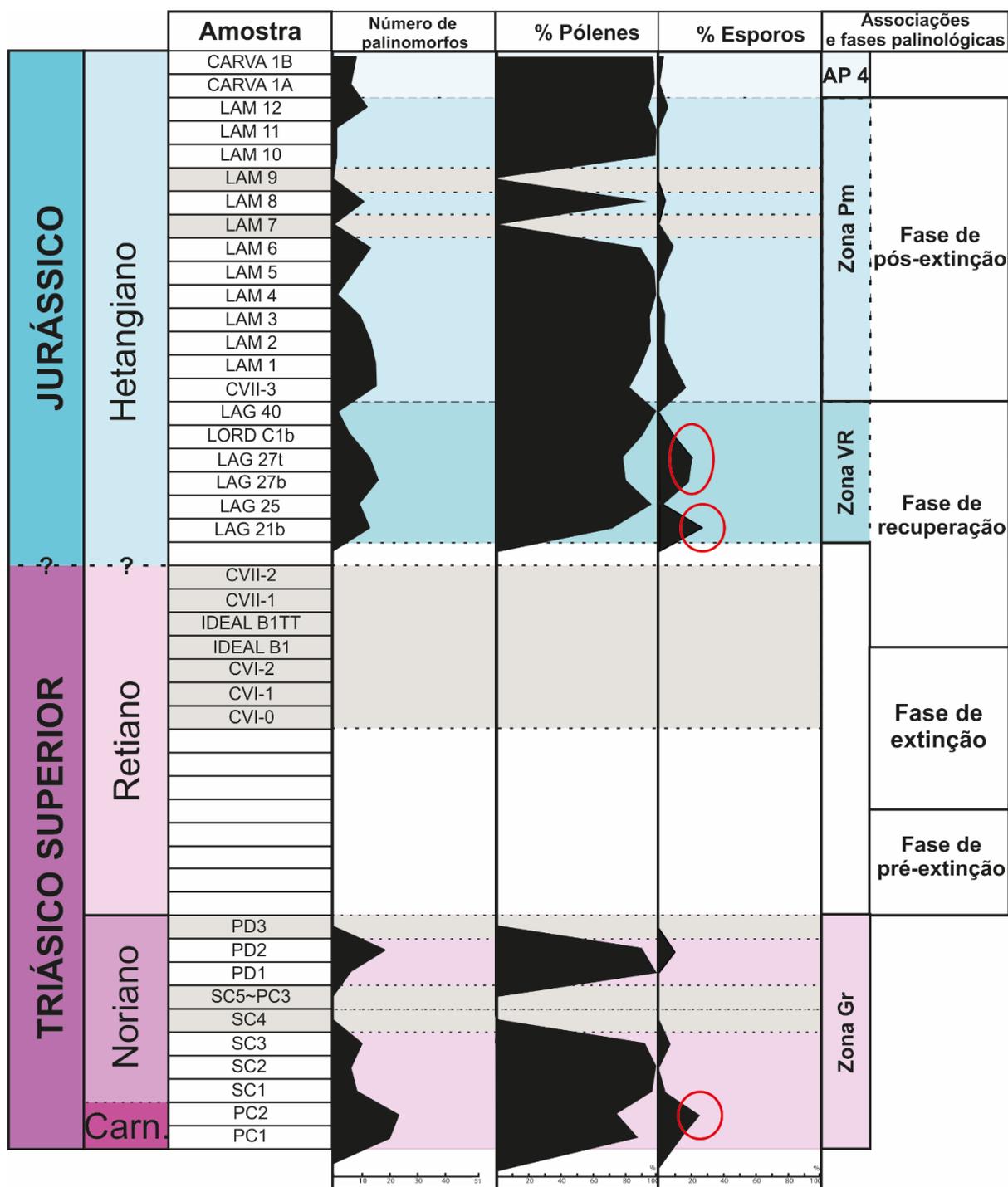
Conseguem-se observar flutuações distintas nas percentagens esporos/pólenes na Formação de Pereiros. Estas flutuações demonstram variação na microflora no intervalo estudado (Fig. VI.3). As zonas agora propostas, pela primeira vez, para a BL, podem ser divididas por fases tal como é proposto por Lindström (2016). Estas fases denominadas por: pré-extinção, extinção, recuperação e pós-extinção, estão associadas às crises bióticas observadas ao longo da transição Triásico-Jurássico.

As fases pré-extinção e pós-extinção representam a estável pré- e pós-vegetação, respetivamente. A fase de extinção é caracterizada pelo aumento de perdas taxonómicas e mudanças na composição da palinoflora, enquanto que a fase de recuperação apresenta uma rápida mudança nas associações, constituídas não só por taxa sobreviventes, mas também por novas espécies (Lindström, 2016).

A paleolatidade inferida para Portugal (entre 10° e 20° N) durante a transição Triásico – Jurássico indica um modelo climático de posição equatorial subtropical a seco (Stampfli *et al.*, 2001) predominantemente quente com intensas precipitações e aridez sazonalmente. Este modelo está de acordo com a microflora recuperada na BL.



Figura VI.2 – Distribuição quantitativa das associações de pólenes e esporos propostas para o Grupo de Silves. A cinzento estão representadas as amostra estéreis do ponto de vista palinológico.



**Figura VI.3** – Distribuição quantitativa dos palinomorfos (esporos e pólenes) nas amostras estudadas da BL. Representação das AP propostas em comparação com as fases palinológicas Europeias (Lindström, 2016). A cinzento encontram-se representadas as amostras estéreis. Com o círculo vermelho estão sinalizados os picos de esporos ao longo da sucessão; Carn. – Carniano.

## **VII. Considerações Finais**

Apresentam-se aqui as principais conclusões deste trabalho, tendo em conta a análise dos resultados obtidos com os estudos palinológicos anteriormente efetuados no setor Coimbra - Penela setor oriental da BL. É concretizada um reflexão construtiva, tendo em conta os resultados obtidos ao longo dos capítulos anteriores, e são apresentadas algumas perspectivas de investigações futuras. Entre os objetivos deste trabalho destaca-se a datação das formações geológicas onde foram efetuadas amostragens, recorrendo ao estudo palinostratigráfico das mesmas (esporos e pólenes).

Das 39 amostras recolhidas ao longo dos 9 perfis pertencentes às formações da Conraria, Penela, Castelo Viegas e Pereiros do Grupo de Silves e à base da Formação de Coimbra da região em estudo, 13 delas revelaram-se estéreis do ponto de vista palinológico. Ao longo da análise palinológica foram identificados 51 palinómorfos dos quais 23 *taxa* são esporos e 28 *taxa* são pólenes. Da sucessão estudada, foi possível estabelecer, pela primeira vez, uma zonação informal que é correlacionada com associações palinológicas da Europa. Foi possível identificar e descrever associações de microflore características do Triásico e do Jurássico para os perfis em questão excetuando para as formações de Penela e Castelo Viegas.

Os resultados obtidos ao longo deste trabalho são a seguir sumariados.

i) A Formação da Conraria data do Carniano superior (Tuvalliano superior) ao Noriano tendo sido atribuída, pela primeira vez, à zona *Granuloperculatipollis rudis*. Díez (2000) data esta unidade como sendo do Carniano inferior a médio (Juliano), porém a associação palinológica obtida ao longo desta investigação, mais propriamente a presença do pólen *Granuloperculatipollis rudis* (que marca o topo do Carniano) contraria essa informação. A presença do pólen *Classopollis meyeriana* demonstra que o ambiente de deposição desta unidade estaria associado a um clima árido com temperaturas elevadas. No entanto, a PO do esporo *Convolutispora* sp. na transição Carniano – Noriano sugere a ocorrência de fases de elevada precipitação durante este intervalo de tempo na BL. É de salientar a ausência da espécie *Ricciisporites tuberculatus* na associação, que é explicada pelas preferências latitudinais, ecológicas e/ou ambientais que este pólen apresenta. A ausência das espécies típicas do Retiano (como por exemplo, *Tsugaepollenites pseudomassulae*, *Rhaetipollis germanicus*, *Cingulizonates rhaeticus* e *Limbosporites lundbladii*) permitem datar o topo da formação como sendo Noriano. Além disso, o *taxa Camerosporites secatus*, também está ausente da associação. Esta espécie é considerada indicador paleoclimático de ambientes húmidos (Lindström, 2016). Todos estes dados permitem estabelecer um ambiente árido e seco para a Formação da Conraria.

ii) Nas formações de Penela e Castelo Viegas não foram obtidos resultados palinológicos positivos, logo não nos permite inferir uma idade específica para estas formações. Na Formação de Penela estão ausentes fácies propícias a estudos palinológicos, por essa razão não foram recolhidas amostras. Quanto à Formação de Castelo Viegas, foram amostrados alguns dos poucos níveis lutíticos existentes ao longo desta unidade, porém não foram obtidos resultados positivos. Segundo Díez (2000), baseado no estudo palinológico da megassequência A de Palain (1976), que abrange estas duas formações, este conjunto data do Carniano médio (Juliano superior) a Noriano. No entanto, os dados palinológicos nos quais o autor se suporta, não corroboram a idade associada às formações. A presente investigação demonstrou que durante o Retiano superior a vegetação terrestre foi afetada por mudanças ambientais, que levou a perdas taxonómicas e a uma reorganização das floras. A correlação efetuada demonstra uma extinção típica dos *taxas* no final do Retiano, seguindo um padrão de grande decréscimo na abundância na fase de extinção associada à transição Triásico – Jurássico. A esta drástica diminuição de material seguem-se raras ocorrências de *taxas* resistentes durante a fase de recuperação e por vezes até à fase de pós extinção. A transição Triásico – Jurássico ocorre entre as formações de Castelo Viegas e Pereiros, mas, o facto de as amostras recolhidas na Formação de Castelo Viegas serem todas estéreis, dificulta a identificação biostratigráfica deste limite por estudos palinológicos. A esta unidade está associado um ambiente litoral, com condições climáticas muito secas (Palain, 1976; Soares *et al.*, 2012), facto que poderá justificar a ausência de informação palinostratigráfica. Novas secções têm de ser estudadas para confirmar e completar a biostratigrafia da BL.

iii) Para a Formação de Pereiros foram estabelecidas duas novas zonas que datam do Hetangiano. Da base para o topo, temos a zona *Ischyosporites variegatus* – *Kraeuselisporites reissingeri* (zona VR) e a zona *Pinuspollenites minimus* (zona Pm). A parte basal da zona VR não é descrita devido à falta de informação. No entanto, a PO do esporo *I. variegatus* é utilizada como palinoevento na definição da base do Hetangiano. Porém, a base da Formação de Pereiros é marcada por uma superfície de descontinuidade transgressiva que poderá, eventualmente, ter truncado o topo da Formação de Castelo Viegas. Este dado não permite qualquer discussão na posição aproximada da transição Triásico-Jurássico. A transição entre os termos B1 e B2 de Palain (1976) tem sido considerado o limite cartográfico Triásico – Jurássico (Soares *et al.*, 2007, 2012), porém os dados palinológicos não permitiram a melhoria na definição deste limite. É de salientar também a presença do pólen *Rhaetipollis germanicus*

(espécie marcadora da base do Retiano) na zona VR. Esta presença é interpretada pelo facto de a espécie ter uma UO diacrónica, não se extinguindo no Retiano superior em Portugal, podendo estar associado a preferências climáticas, ou alternativamente, poderá ser interpretado como material remobilizado. Se a presença do *taxa* for interpretada como remobilizada, demonstra que existiu material palinológico a ser depositado nas formações de Penela e Castelo Viegas, porém as condições de sedimentação não permitiram a sua conservação. O pólen *Cerebropollenites thiergartii*, considerado um marcador para a base do Jurássico a nível Europeu é raro na zona VR e desaparece na zona Pm, devido provavelmente a contrastes ambientais. Lindström (2017a) conseguiu provar que a posição estratigráfica deste pólen varia em diferentes localidades, o que demonstra diacronismo.

Adloff *et al.* (1974) considerou que esta formação data do Hetangiano-Sinemuriano. Mais recentemente, Díez (2000) e Arche *et al.* (2014) dataram a unidade (mais propriamente o termo C1 de Palain (1976)) do Noriano inferior ao Retiano. No entanto, o pólen *Cerebropollenites thiergartii* e o esporo *Ischyosporites variegatus*, marcadores da base do Jurássico, registam-se no termo B2 de Palain (1976) o que contraria as duas idades inferidas pelos autores.

Logo no início do Hetangiano, na zona VR, observa-se um pico na percentagem de esporos. Este aumento parece estar associado a temperaturas relativamente elevadas e um aumento na humidade, associado possivelmente a um período de elevada precipitação.

A zona *Ischyosporites variegatus* – *Kraeuselisporites reissingeri* e a zona *Pinuspollenites minimus*, estão associadas às fases de recuperação e pós-extinção, respetivamente. Fases estas designadas para o ecossistema terrestre na transição Triásico – Jurássico.

iv) Para a base da Formação de Coimbra não é proposta nenhuma zonação, tendo em conta a semelhança entre o material encontrado nas amostras recolhidas desta unidade, e o conteúdo da zona Pm. O registo palinológico obtido demonstra que a extrema base desta formação data do Hetangiano, dado não serem encontrados marcadores biostratigráficos, mais recentes, que apontem a idade sinemuriana que é admitida para a formação (ver, por exemplo, Azerêdo *et al.*, 2003; Soares *et al.*, 2007; Kullberg *et al.*, 2013).

A presença de um grande número de pólenes em comparação com esporos sugere o predomínio de condições secas e áridas para todos os perfis estudados nesta

dissertação. A ausência de palinomorfos aquáticos (dinoflagelados, foros de microforaminíferos, acritarcas e algas prasinófitas) e até mesmo de amonoides ao longo de toda a sucessão corrobora os dados fornecidos pela palinologia e demonstram a ausência de água ao longo deste setor. Os picos de esporos observados representam períodos de precipitação. Tendo em conta estes dados, o ambiente de sedimentação dos sedimentos analisados possivelmente terá sido seco e árido.

Portugal, durante a transição Triásico – Jurássico apresentava uma paleolatidade que variava entre os 10° e 20° N, o que indica um modelo climático de posição equatorial subtropical a seco (Stampfli *et al.*, 2001), predominantemente quente com aridez sazonal e intensas precipitações. Este modelo sugerido, está de acordo com os dados fornecidos pela microflora recuperada na BL, ao longo desta dissertação. A nova revisão biostratigráfica detalha a idade da sucessão litostratigráfica, fornecendo novos dados acerca dos cenários paleogeográficos e paleoclimáticos para a transição Triásico – Jurássico na BL. Fornecem também novas evidências dos ecossistemas e mudanças climáticas ocorridas na bacia.

Este trabalho reforça o conhecimento geológico da BL, sendo os resultados apresentados, uma contribuição para o aprofundamento do seu conhecimento estratigráfico. A realização de futuros estudos palinológicos complementares, poderão melhorar e permitir a definição da transição Triásico – Jurássico mais consistente, no contexto de uma revisão da estratigrafia, para estas idades, na BL, sendo possível alargar a pesquisa ao estudo de sondagens e, por exemplo, à Bacia Algarvia.

# **Referências Bibliográficas**

- Abbink, O. A. 1998. Palynological investigations in the Jurassic of the North Sea region. **LPP Contributions Series 8** (192 pp.).
- Adloff, M. C., Doubinger, J. & Palain, C. 1974. Contribution à la palynologie du Trias et du Lias inférieur du Portugal. «Grés de Silves» du Nord du Tage. **Comunicações Serviços Geológicos Portugal, Lisboa, t. LVIII**, pp. 91-144, 8 pl..
- Alves, T. M., Gawthorpe, R. L., Hunt, D. W. & Monteiro, J. H. 2002. Jurassic tectono-sedimentary evolution of the Northern Lusitanian Basin (offshore Portugal). **Marine and Petroleum Geology**, 19(6), 727-754.
- Alves, T. M., Moita, C., Sandnes, F., Cunha, T., Monteiro, J. H. & Pinheiro, L. M. 2006. Mesozoic–Cenozoic evolution of North Atlantic continental-slope basins: The Peniche basin, western Iberian margin. **AAPG Bulletin**, 90(1), 31-60.
- Arche, A. & López-Gómez, J. 2014. The Carnian Pluvial Event in Western Europe: new data from Iberia and correlation with the Western Neotethys and Eastern North America–NW Africa regions. **Earth-Science Reviews**, 128, 196-231.
- Armstrong, H.A. & Brasier, M.D. 2005. Microfossils, 2ª edição. **Blackwell Publishing, Oxford**, 1-304.
- Azerêdo, A. C. 1993. Jurássico Médio do Maciço Calcário Estremenho (Bacia Lusitânica): análise de fácies, micropaleontologia, paleogeografia. Tese de Doutoramento (não publicada), Universidade de Lisboa, Portugal.
- Azerêdo, A. C. 1998. Geometry and facies dynamics of Middle Jurassic carbonate ramp sandbodies, West-Central Portugal. In: V.P. Wright, T. Burchette, (Eds). Carbonate Ramps. **Geological Society of London, Special Publication** 149, 281-314.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V., Henriques, M. H. & Manuppella, G. 2003. Da dinâmica continental no Triásico aos mares do Jurássico Inferior e Médio. **Cad. Geol. Portugal, Instituto Geológico Mineiro**, 43 p.
- Azerêdo, A. C., Duarte, L. V. & Silva, R. L. 2014. Configuração sequencial em ciclos (2ª ordem) de fácies transgressivas-regressivas do Jurássico Inferior e Médio da Bacia Lusitânica (Portugal). **Comunicações Geológicas, 101 (Especial I)**, 383-386.
- Azerêdo, A. C., Silva, R. L., Duarte, L. V. & Cabral, M. C. 2010. Subtidal stromatolites from the Sinemurian of the Lusitanian Basin (Portugal). **Facies**, 56, 211-230.
- Azerêdo, A. C., Wright, V. P. & Ramalho, M. M. 2002. The Middle- Late Jurassic forced regression and disconformity in central Portugal: eustatic, tectonic and climatic effects on a carbonate ramp system. **Sedimentology**, 49(6), 1339-1370.
- Balme, B.E. 1988. Miopores from Late Devonian (Early Frasnian) strata, Carnarvon Basin, Western Australia. **Palaeontographica**, 209, 109-166.
- Barrón, E., Gómez, J. J., Goy, A. & Pieren, A. P. 2006. The Triassic–Jurassic boundary in Asturias (northern Spain): Palynological characterisation and facies. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 138(3-4), 187-208.

- Batten, D.J. 1996. Palynofacies and palaeoenvironmental interpretation, In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology: principles and applications*, **American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation**, Vol. 3, pp. 1011-1064.
- Batten, D. J. & Christopher, R. A. 1981. Key to the recognition of Normapollens and some morphologically similar pollen genera. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 35(2-4), 359-383.
- Batten, D. J. & Koppelhus, E. B. 1996. Biostratigraphic significance of uppermost Triassic and Jurassic miospores in Northwest Europe. *Palynology: principles and applications*. **American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation**, 2, 795-806.
- Bonis, N. R. & Kürschner, W. M. 2012. Vegetation history, diversity patterns, and climate change across the Triassic/Jurassic boundary. **Paleobiology**, 38(2), 240-264.
- Bonis, N. R., Kürschner, W. M. & Krystyn, L. 2009. A detailed palynological study of the Triassic–Jurassic transition in key sections of the Eiberg Basin (Northern Calcareous Alps, Austria). **Review of Palaeobotany and Palynology**, 156, 376–400.
- Bonis, N. R., Ruhl, M. & Kürschner, W. M. 2010. Climate change driven black shale deposition during the end-Triassic in the western Tethys. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** (in press), doi: 10.1016/j.palaeo.2009.06.016.
- Boulter, M. C. & Windle, T. 1993. A reconstruction of some Middle Jurassic vegetation in northern Europe. **Special papers in Palaeontology**, 49, 125-154.
- Boutet, C., Rangheard, Y., Rosenthal, P., Visscher, H. & Durand-Delga, M. 1982. Découverte d'une microflore d'âge Norien dans la Sierra Norte de Majorque (Baleáres, Espagne). **Comptes Rendus Académie des Science**, 294, 1267–1270.
- Buratti, N. & Cirilli, S. 2007. Microfloristic provincialism in the Upper Triassic Circum-Mediterranean area and palaeogeographic implication. **Geobios**, 40, 133–142.
- Carvalho, G. S. 1950. Considerações sobre a estratigrafia das formações mais antigas da orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. *Rev. Fac. Ciências Univ. Coimbra* 19, 39-48.
- Castro, L. 2006. Dinoflagelados e outros palinóforos do Miocénico do sector distal da Bacia do Baixo-Tejo. Tese de Doutoramento, Faculdade de Ciências e Tecnologia, Univ. Nova de Lisboa, 380 p.
- Choffat, P. 1894. Notice stratigraphique sur les gisements de végétaux fossiles dans le Mésozoïque du Portugal. **l'Académie Royale des Sciences**.
- Choffat, P. 1903. L'Infralias et le Sinémurien du Portugal. **l'Académie Royale des Sciences**.
- Cirilli, S. 2010. Upper Triassic–lowermost Jurassic palynology and palynostratigraphy: a review. **Geological Society, London, Special Publications**, 334(1), 285-314.
- Cirilli, S., Marzoli, A., Tanner, L., Bertrand, H., Buratti, N., Jourdan, F., Bellieni, G., Kontak, D. & Renne, P. R. 2009. Latest Triassic onset of the Central Atlantic magmatic province (CAMP) volcanism in the Fundy basin (Nova Scotia): new stratigraphic constraints. **Earth and Planetary Science Letters**, 286(3-4), 514-525.
- Costamagna, L. G., Kustatscher, E., Scanu, G. G., Del Rio, M., Pittau, P. & van Konijnenburg-van Cittert, J. H. 2018. A palaeoenvironmental reconstruction of the Middle Jurassic of

- Sardinia (Italy) based on integrated palaeobotanical, palynological and lithofacies data assessment. **Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments**, 98(1), 111-138.
- Curtis R., Evans G., Kinsmann D. J. J. & Shearman D. J. 1963. Association of dolomite and anhydrite in recent sediments of the Persian Gulf. **Nature**, 196, 679-680.
- Dettmann, M.E. 1963. Upper Mesozoic microfloras from south-eastern Australia. **Proceeding of the Royal Society of Victoria**, 77, pp. 1-148.
- Díez, J. B. 2000. Geología y Paleobotánica de la facies Buntsandstein en la Rama Aragonesa de la Cordillera Iberica. Implicaciones bioestratigráficas en el Peritethys occidental. Unpublished PhD Thesis, Univ. de Zaragoza/Univ. Pierre et Marie Curie-París-6.
- Dimuccio, L. A., Duarte, L. V. & Cunha, L., 2014. Facies and Stratigraphic Controls of the Palaeokarst Affecting the Lower Jurassic Coimbra Group, Western Central Portugal. In: Rocha, R. B., Pais, J., Kullberg, J. C., Finney, S., (Eds.), Strati 2013. First International Congress on stratigraphy. At the cutting edge of Stratigraphy. **Springer Geology XLV**: 787-791.
- Dimuccio, L. A., Duarte, L. V. & Cunha, L. 2016. Definição litostratigráfica da sucessão calcodolomítica do Jurássico Inferior da região de Coimbra-Penela (Bacia Lusitânica, Portugal). **Comunicações Geológicas**, 103.
- Dommergues, J-L., Meister, C., Neige, P. & Rocha, R. B. 2004. Endemic Sinemurian (Early Jurassic) ammonites from the Lusitanian Basin (Portugal). **Revue de Paléobiologie**, 23(2), 529–549.
- Dommergues, J-L., Meister, C. & Rocha, R.B. 2010. The Sinemurian ammonites of the Lusitanian Basin (Portugal): an example of complex endemic evolution. **Palaeodiversity**, 3, 139–167.
- Doubinger, J., Adloff, M. & Palain, C. 1970. Nouvelles précisions stratigraphiques sur la série de base du Mésozoïque portugais. **Extr. Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences de Paris**, 270.
- Duarte, L. V. 1997. Facies analysis and sequential evolution of the Toarcian-Lower Aalenian series in the Lusitanian Basin (Portugal). **Comunicações Instituto Geológico Mineiro** 83, 65-94.
- Duarte, L. V. 2007. Lithostratigraphy, sequence stratigraphy and depositional setting of the Pliensbachian and Toarcian series in the Lusitanian Basin (Portugal). In: Rocha, R. B. (Ed.), The Peniche section (Portugal). Contributions to the definition of the Toarcian GSSP. Intern. **Subcomm. Jurassic Strat.**, 17-23, Lisboa. ISBN 978-972-8893-14-9.
- Duarte, L. V. & Soares, A. F. 2002. Litostratigrafia das séries margo-calcárias do Jurássico inferior da Bacia Lusitânica (Portugal). **Comunicações Instituto Geológico Mineiro** 89, 115-134.
- Duarte, L. V., Comas-Rengifo, M. J., Silva, R. L., Paredes, R. & Goy, A. 2014a. Carbon isotope stratigraphy and ammonite biostratigraphy across the Sinemurian-Pliensbachian boundary in the western Iberian margin. **Bulletin of Geosciences**, 89(4), 719-736.

- Duarte, L. V., Silva, R. L., Azerêdo, A. C., Paredes, R. & Rita, P. 2014b. A Formação de Coimbra na região de S. Pedro de Moel (Oeste de Portugal). Caracterização litológica, definição litostratigráfica e interpretação sequencial. **Comunicações Geológicas**, 101, 421-425.
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Mendonça Filho, J. G., Ribeiro, N. P. & Chagas, R. B. A. 2012. High-resolution stratigraphy, palynofacies and source rock potential of the Água de Madeiros formation (lower Jurassic), Lusitanian basin, Portugal. **Journal of Petroleum Geology**, 35(2), 105-126.
- Duarte, L. V., Silva, R. L., Oliveira, L. C. V., Comas-Rengifo, M. J. & Silva, F. 2010. Organic-rich facies in the Sinemurian and Pliensbachian of the Lusitanian Basin, Portugal: Total Organic Carbon distribution and relation to transgressive regressive facies cycles. **Geol. Acta** 8, 325-340.
- Foster C.B. & Afonin S.A. 2005. Abnormal pollen grains: an outcome of deteriorating atmospheric conditions around the Permian–Triassic boundary. **J. Geol. Soc. Lond.** 162, 653–659. (doi:10.1144/0016-764904-047).
- Galli, M., Jadoul, F., Bernasconi, S. M., Cirilli, S. & Weissert, H. 2007. Stratigraphy and paleoenvironmental analysis of the Triassic–Jurassic transition in Western southern Alps (Northern Italy). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 244, 52–70.
- Grebe, H. 1971. A recommended terminology and descriptive method for spores. **Communication Internationale Microflora Paléozoïque, Les Spores**, 4(1), 7-34.
- Guex, J., Bartolini, A., Atudorei, V. & Taylor, D. 2004. High-resolution ammonite and carbon isotope stratigraphy across the Triassic–Jurassic boundary at New York Canyon (Nevada). **Earth and Planetary Science Letters**, 225, 29–41.
- Gómez, J. J., Goy, A. & Barrón, E. 2007. Events around the Triassic–Jurassic boundary in northern and eastern Spain: a review. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 244(1-4), 89-110.
- Götz, A. E., Ruckwied, K., Pálffy, J. & Haas, J. 2009. Palynological evidence of synchronous changes within the terrestrial and marine realm at the Triassic/Jurassic boundary (Csóvár section, Hungary). **Review of Palaeobotany and Palynology**, 156(3-4), 401-409.
- Hallam, A. 2002. How catastrophic was the end-Triassic mass extinction? **Lethaia**, 35, 147–157.
- Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Herrle, J.O. & Weissert, H. 2006. Contrasting origins of Early Cretaceous black shales in the Vocontian Basin: evidence from palynological and calcareous nannofossil records. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology** 235, 93–109.
- Hesselbo, S.P., Robinson, S.A. & Surlyk, F. 2004. Sea-level changes and facies development across potential Triassic-Jurassic boundary horizons, SW Britain. **J. Geol. Soc. Lond.** 161, 365–379.
- Hesselbo, S. P., Robinson, S. A., Surlyk, F. & Piasecki, S. 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, 251–254.

- Hillebrandt, A. V., Krystyn, L., Kürschner, W. M., Bonis, N. R., Ruhl, M., Richoz, S., Schobben, M. A. N., Ulrichs, M., Bown, P. R., Kment, K., McRoberts, C. A., Simms, M. & Tomášových, A. 2013. The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the Base of the Jurassic Systemat Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). **Episodes**. 36 pp. 162–198.
- Hiscott, R. N., Wilson, R. C., Gradstein, F. M., Pujalte, V., Garcia-Mondéjar, J., Boudreau, R. R. & Wishart, H. A. 1990. Comparative stratigraphy and subsidence history of Mesozoic rift basins of North Atlantic. **AAPG Bulletin**. 74 (1), 60-76.
- Hochuli, P. A. & Frank, S. M. 2000. Palynology (dinoflagellate cysts, spore-pollen) and stratigraphy of the Lower Carnian Raibl Group in the Eastern Swiss Alps. **Eclogae Geologicae Helvetiae**, 93(3), 429-444.
- Hochuli, P. A. & Vigran, J. O. 2010. Climate variations in the Boreal Triassic — inferred from palynological records from the Barents Sea. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 290(1-4), 20-42.
- Hounslow, M. W., Posen, P. E. & Warrington, G. 2004. Magnetostratigraphy and biostratigraphy of the Upper Triassic and lowermost Jurassic succession, St. Audrie's Bay, UK. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 213(3), 331-358.
- Jansonius, J. & McGregor, D.C. 1996. Palynology: principles and applications. Vol. 1, Principles. **A.A.S.P. Foundation**, 462 p.
- Jarzen, D.M. & Nichols, D.J. 1996. Chapter 9. Pollen; In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), Palynology: principles and applications; **American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation**, Vol. 1, pp. 261-291.
- Kullberg J. C. 2000. Evolução tectónica mesozóica da Bacia Lusitaniana. Tese de Doutoramento, Univ. Nova Lisboa, 361 p.
- Kullberg J. C., Rocha R. B., Soares A. F., Rey J., Terrinha P., Azerêdo A. C., Callapez P., Duarte L. V., Kullberg M. C., Martins L., Miranda R., Alves C., Mata J., Madeira J., Mateus O., Moreira M. & Nogueira C. R. 2013. A Bacia Lusitaniana: estratigrafia paleogeografia e tectónica. In: R. Dias, A. Araújo, P. Terrinha, J.C. Kullberg, (Eds). Geologia de Portugal, Vol. II. **Livraria Escolar Editora**, 195-347.
- Kürschner, W. M., Bonis, N. R. & Krystyn, L. 2007. Carbon-isotope stratigraphy and palynostratigraphy of the Triassic–Jurassic transition in the Tiefengraben-section Northern Calcareous Alps (Austria). **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 244, 257–280.
- Kürschner, W. M. & Herengreen, G. W. 2010. Triassic palynology of central and northwestern Europe: a review of palynofloral diversity patterns and biostratigraphic subdivisions. **Geological Society, London, Special Publications**, 334(1), 263-283.
- Kürschner, W. M., Mander, L. & McElwain, J. C. 2014. A gymnosperm affinity for *Ricciisporites tuberculatus* Lundblad: implications for vegetation and environmental reconstructions in the Late Triassic. **Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments**, 94(2), 295-305.

- Lindström, S. 2016. Palynofloral patterns of terrestrial ecosystem change during the end-Triassic event—a review. **Geological Magazine**, 153(2), 223-251.
- Lindström, S., Erlström, M., Piasecki, S., Nielsen, L. H. & Mathiesen, A. 2017b. Palynology and terrestrial ecosystem change of the Middle Triassic to lowermost Jurassic succession of the eastern Danish Basin. **Review of Palaeobotany and Palynology**, 244, 65-95.
- Lindström, S., van de Schootbrugge, B., Hansen, K. H., Pedersen, G. K., Alsen, P., Thibault, N., Dybkjæra, K., Bjerrum, C. J. & Nielsen, L. H. 2017a. A new correlation of Triassic–Jurassic boundary successions in NW Europe, Nevada and Peru, and the Central Atlantic Magmatic Province: A time-line for the end-Triassic mass extinction. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 478, 80-102.
- (LNEG) Laboratório Nacional de Energia e Geologia, I.P., 2010. Palinogloss-Glossário de Palinologia, disponível em: <http://geoportal.lneg.pt/geoportal/bds/palinogloss/> (consultado em 24 de outubro de 2017).
- Loboziak, S., Melo, J.H. & Streef, M. 2005. Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana. In: Koutsoukos, E.A.M. (ed.), Applied Stratigraphy, **Springer**, Berlim, 73-99.
- Lopes, G. 2013. Investigação em palinologia e isótopos estáveis do Paleozoico da zona centro-ibérica (Buçaco, Dornes, Mação e Portalegre) e zona de Ossa-Morena (Toca da Moura e Barrancos), Portugal: implicações paleogeográficas e paleoambientais. Investigação em Palinologia e isótopos estáveis do Paleozóico da Zona Centro-Ibérica (Buçaco, Dornes, Mação e Portalegre) e Zona de Ossa-Morena (Toca da Moura e Barrancos), Portugal: implicações paleogeográficas e paleoambientais, Tese de Doutoramento.
- Marzoli, A., Renne, P. R., Piccirillo, E. M., Ernesto, M., Bellieni, G. & De Min, A. 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic magmatic province. **Science**, 284, 616–618.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K. B., Cirilli, S., Buratti, N., Vérati, C., Nomade, S., Renne, P. R., Youbi, N., Martini, R., Allenbach, K., Neuwerth, R., Rapaille, C., Zaninetti, L. & Bellieni, G. 2004. Synchrony of the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic boundary climatic and biotic crisis. **Geology**, 32, 973–976.
- Marzoli, A., Bertrand, H., Knight, K. B., Cirilli, S., Nomade, S., Renne, P. R., Vérati, C., Youbi, N., Martini & Bellieni, G. 2008. Comment on ‘Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic mass-extinction event? By Whiteside *et al.* (2007)’. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 262, 189–193.
- Mazzullo, S. J. 2000. Organogenic dolomitization in peritidal to deep-sea sediments. **Journal of Sedimentary Research**, 70(1), 10-23.
- Melwain, J. C., Beerling, D. J. & Woodward, F. I. 1999. Fossil plants and the global warming at the Triassic–Jurassic boundary. **Science**, 285, 1386–1390.
- Miranda, J. P., Pina, B., Matos, V., Calhã, A. M., Reis, R. & Pimentel, N. 2010. Estudo das fácies de leque aluvial em afloramento do Triásico Superior de Coimbra. **e-Terra**, (9).

- Mohr, B.A.R. 1989. New palynological information on the age and environment of Late Jurassic and Early Cretaceous vertebrate localities of the Iberian Peninsula (eastern Spain and Portugal), Berl. Geowiss. Abh., Reihe A, **Geol. Palaontol.** 106, 291-301.
- Montenat, C. H., Guery, F., Jamet, M. & Berthou, P. Y. 1988. Mesozoic evolution of the Lusitanian Basin: comparison with the adjacent margin. In **Proceedings of the ocean drilling program, scientific results** (Vol. 103, pp. 757-775). Washington, College Station, TX: Ocean Drilling Program.
- Oliveira, J. T., Pereira, E., Ramalho, M., Antunes, M. T. & Monteiro, J. H. 1992. Carta Geológica de Portugal à escala 1:500 000. 5ª edição. **Serviços Geológicos de Portugal**, Lisboa.
- Palain, C. 1976. Une série détritico terrigène les " Grès de Silves": Trias et Lias inférieur du Portugal (No. 25). **Serviços Geológicos de Portugal**.
- Palain, C. 1979. Connaissances stratigraphiques sur la base du Mésozoïque portugais.
- Pavia, G. & Enay, R. 1997. Definition of the Aalenian-Bajocian stage boundary. **Episodes**, 20, 16-22.
- Playford, G. & Dettmann, M. E. 1996. Spores. In: Jansonius, J. & Mcgregor, D. C. (Ed.) *Palynology: Principles and applications*. **American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation**, Vol. 1: 227-260.
- Pereira, Z. 1997. Palinologia e petrologia orgânica do sector Sudoeste da Zona Sul Portuguesa. Tese de Doutoramento (não publicada). Faculdade de Ciências, Univ. do Porto, Porto, pp. 1-406.
- Pereira, Z., Matos, J. X., Fernandes, P., Jorge, R. & Oliveira, J. T. 2010. Qual a idade mais antiga da Faixa Piritosa? Nova idade Givetiano inferior para o Grupo Filito-Quartzítico (Anticlinal de S. Francisco da Serra, Faixa Piritosa). VIII Congresso Nacional de Geologia, **Revista Electrónica de Ciências da Terra**, 17 (13), pp. 1-4.
- Pereira, Z., Matos, J. X., Fernandes, P. & Oliveira, J. T. 2008. Devonian and Carboniferous palynostratigraphy of the South Portuguese Zone, Portugal. **Comunicações Geológicas**, 94, 53-79.
- Pinheiro, L. M., Wilson, R. C. L., Reis, R. P., Whitmarsh, R. B. & Ribeiro, A. 1996. The western Iberia margin: a geophysical and geological overview. In: Whitmarsh, R. B., Sawyer, D. S., Klaus, A & Masson, D. G. (Eds.), **Proc. Ocean Drilling Program Sc. Res.** 149, 3-23.
- Potonié, R. & Kremp, G. O. U. 1954. Die Gattungen der Paläozoischen sporae dispersae und ihre Stratigraphie. **Geologischen Jahrbuch**, 69, pp. 111-194.
- Punt, W., Hoen, P., Blackmore, S., Nilsson, S. & Thomas, A. 2007. Glossary of pollen and spore terminology, **Review of Palaeobotany and Palynology**, 143, pp. 1-81.
- Rasmussen, E. S., Lomholt, S., Andersen, C. & Vejbæk, O. V. 1998. Aspects of the structural evolution of the Lusitanian Basin in Portugal and the shelf and slope area offshore Portugal. **Tectonophysics** 300, 199-225.
- Reinhardt, L. & Ricken, W. 2000. Climate cycles documented in a playa system: comparison of geochemical signatures derived from subbasins (Triassic, Middle Couper, German Basin) **Zbl. Geol. Palaontol.** 1, 315-340.

- Ribeiro, A. 2002. Soft plate and impact tectonics. **Springer-Verlag**, 324 p., Berlin.
- Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H. 1979. Introduction à la Géologie Générale du Portugal. **Serviços Geológicos Portugal**, 114 p., Lisboa.
- Ribeiro, A., Silva, J. B., Cabral, J., Dias, R., Fonseca, P., Kullberg, M. C., Terrinha, P. & Kullberg, J. C. 1996. Tectonics of the Lusitanian Basin. Final Report, Proj. MILUPOBAS, Contract nº JOU-CT94-0348, ICTE/GG/GeoFCUL; 126 p., Lisboa.
- Riding, J. B. & Warny, S. (Eds.). 2008. Palynological Techniques. Second Edition, **American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation**, Dallas, Texas 137 p..
- Robbins, E. I., Cuomo, M. C., Haberyan, K. A., Mudie, P. J., Chen, Y. Y. & Head, E. 1996. Fecal pellets. **Palynology: principles and applications**, 3, 1085-1097.
- Rocha, R. B., Mouterde, R., Soares, A. F. & Elmi, S. 1987. Excursion A- Biostratigraphie et évolution séquentielle du Bassin au Nord du Tage au cours du Lias et du Dogger. **2nd Int. Symp. Jur. Strat.**, 1-84, Lisboa.
- Rocha, R. B. & Soares, A. F. 1984. Algumas reflexões sobre a sedimentação jurássica na orla meso-cenozóica ocidental de Portugal. **Mem. Notícias, Univ. Coimbra** 97, 133-142.
- Rocha, R. B., Mattioli, E., Duarte, L. V., Pittet, B., Elmi, S., Mouterde, R., Cabral, M. C., Comas-Rengifo, M. J., Gómez, J. J., Goy, A., Hesselbo, S. P., Jenkyns, H. C., Littler, K., Mailliot, S., Oliveira, L. C. V., Osete, M. L., Perilli, N., Pinto, S., Ruget, C. & Suan, G. 2016. Base of the Toarcian stage of the lower Jurassic defined by the global boundary stratotype section and point (GSSP) at the Peniche section (Portugal). **Episodes Journal of International Geoscience**.
- Roghi, G. 2004. Palynological investigations in the Carnian of the Cave del Predil area (Julian Alps, NE Italy). **Review of Palaeobotany and Palynology**, 132(1-2), 1-35.
- Schaltegger, U., Guex, J., Bartolini, A., Schoene, B. & Ovtcharova, M. 2008. Precise U–Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery. **Earth and Planetary Science Letters**, 267, 266–275.
- Scotese, C. R. 2000. Paleomap Project. <http://www.scotese.com>.
- Sêco, S. L. R., Duarte, L. V. & Pereira, A. J. S. C. 2015. Utilização da espectrometria gama na caracterização das unidades da base do Jurássico Inferior do sector norte da Bacia Lusitânica (Portugal): dados preliminares. **Comunicações Geológicas**, 102.
- Sellwood, B. W. & Valdes, P. J. 2006. Mesozoic climates: General circulation models and the rock record. **Sedimentary geology**, 190(1-4), 269-287.
- Shinn E. A. 1983. Tidal flat environment. In: P. A. Scholle, D. G. Bebout & C. H. Moore, Eds., Carbonate depositional environments. **AAPG Mem.**, 33, 173-210.
- Shivanna, K. R. & Johri, B. M. 1985. The angiosperm pollen: structure and function. New Delhi etc.: Wiley Eastern Ltd xv, 374p.-illus.. En Geog= 0 Embryology (KR, 198604236).
- Silva, R. L., Duarte, L. V. & Comas-Rengifo, M. J. 2015. Carbon isotope chemostratigraphy of Lower Jurassic carbonate deposits, Lusitanian Basin (Portugal): implications and limitations to the application in sequence stratigraphic studies. In: Ramkumar, M. (Ed.),

- Chemostratigraphy: Concepts, Techniques and Applications. **Elsevier**, New York, pp. 341–371.
- Silva, R. L., Mendonça Filho, J. G., Azerêdo, A. C. & Duarte, L. V. 2014. Palynofacies and TOC analysis of marine and non-marine sediments across the Middle–Upper Jurassic boundary in the central-northern Lusitanian Basin (Portugal). **Facies**, 60(1), 255-276.
- Smith, A.H. & Butterworth. 1967. Miospores in the coal seams of the Carboniferous of Great Britain. **Special papers in Palaeontology**, London, N<sup>o</sup>1, 324 p.
- Soares, A. F., Kullberg, J. C., Marques, J. F., da Rocha, R. B. & Callapez, P. M. 2012. Tectono-sedimentary model for the evolution of the Silves Group (Triassic, Lusitanian basin, Portugal). **Bulletin de la Société géologique de France**, 183(3), 203-216.
- Soares A. F., Marques, J. F., Rocha R. B., Sequeira, A. J. D., Sousa, M. B. & Pereira, E. 2005. Carta geológica de Portugal – Folha 19-D Coimbra-Lousã. **Publ. do INETI**; Alfragide, Lisboa.
- Soares A. F., Marques J. F. & Sequeira A. 2007. Carta geológica de Portugal na escala 1/50000. Notícia explicativa da folha 19-D, Coimbra-Lousã. **Publ. do INETI**, Lisboa, 71 p.
- Soares A. F., Rocha R. B., Elmi S., Henriques M. H., Mouterde R., Almeras Y., Ruget Ch., Marques J. F., Duarte L. V., Carapito M. C. & Kullberg J. C. 1993. Le sous-bassin nord-lusitanien (Portugal) du Trias au Jurassique moyen: histoire d'un "rift avorté". – **C. R. Acad. Sci.**, Paris, (II), 317, 1659-1666.
- Stampfli, G. M., Borel, G. D., Cavazza, W., Mosar, J. & Ziegler, P. A. 2001. Palaeotectonic and palaeogeographic evolution of the western Tethys and PeriTethyan domain (IGCP Project 369). In **Episodes** (p. 222).
- Stanley, R. G. & Linskens, H. F. 1974. Pollen: Biology. **Biochemistry**, management, 33-36.
- Tanner, L. H., Lucas, S. G. & Chapman, M. G. 2004. Assessing the record and causes of Late Triassic extinctions, **Earth–Science Reviews**, 65, 103–139.
- Tanner, L. H., Smith, D. L. & Allan, A. 2007. Stomatal response of swordfern to volcanogenic CO<sub>2</sub> and SO<sub>2</sub> from Kilauea volcano, Hawaii. **Geophysical Research Letters**, 34, L15807, doi:10.1029/2007GL03032.
- Traverse, A. 2007. Paleopalynology, 2<sup>a</sup> edição. In: Landman, N.H., Jones, D.S. (eds.), Topics in **Geobiology Series, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Springer, Dordrecht**, 28, 1-814.
- Van de Schootbrugge, B., Payne, J. L., Tomasovych, A., Pross, J., Fiebig, J., Benbrahim, M., Föllmi, K. B. & Quan, T. M. 2008. Carbon cycle perturbation and stabilization in the wake of the Triassic–Jurassic boundary mass-extinction event. **Geochemistry Geophysics Geosystems**, 9(4), 1–16, Q04028, doi:10.1029/2007GC001914.
- Van de Schootbrugge, B., Quan, T., Lindstrom, S., Puttmann, W., Heunisch, C., Pross, J., Fiebig, J., Petschick, R., Rohling, H., Richoz, S., Rosenthal, Y. & Falkowski, P. G.. 2009. Floral changes across the Triassic Jurassic boundary linked to flood basalt volcanism. **Nature Geoscience**. doi: 10.1038/NGE O577.
- Verlag, G. 1974. Tratado de Botanica, **Editorial Marin**, S.A., 517-611.

- Vieira, M. 2008. Palinologia do Pliocénico da Orla Ocidental Norte e Centro de Portugal: Contributo para a compreensão da cronostratigrafia e da evolução paleoambiental. Tese de Doutoramento, Escola de Ciências, Univ. do Minho, 389 p.
- Warrington, G. 1996. Triassic spores and pollen. *Palynology: principles and applications*, 2, 755-766.
- Wellman, C. & Gray, J. 2000. The microfossil record of early land plants. **Philosophical Transactions of the Royal Society of London**, série B, 355, 717-732.
- Whiteside, J. H., Olsen, P. E., Kent, D. V., Fowell, S. J. & Et-Touhami, M. 2007. Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic mass-extinction event? **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 244, 345–367.
- Whiteside, J. H., Olsen, P. E., Kent, D. V., Fowell, S. J. & Et-Touhami, M. 2008. Synchrony between the Central Atlantic magmatic province and the Triassic–Jurassic mass-extinction event? Reply to comment of Marzoli *et al.* 2008. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, 262, 194–198.
- Wilson, R. C. L. 1975. Atlantic opening and Mesozoic continental margin basins of Iberia. **Earth and Planetary Science Letters**, 25(1), 33-43.
- Wilson, R. C. L. 1988. Mesozoic development of the Lusitanian basin, Portugal. **Rev. Soc. Geol. España** 1 (3-4), 393-407.
- Wilson, R. C. L., Hiscott, R. N., Willis, M. G. & Gradstein, F. M. 1989. The Lusitanian Basin of West Central Portugal: Mesozoic and Tertiary Tectonic, Stratigraphic, and Subsidence History. In: Tankard, A. J. & Balkwill, H. (Eds.), *Extensional tectonics and stratigraphy of the North Atlantic margins*. **AAPG Memoir** 46, 341-361.
- Wilson, R. C. L., Sawyer, D. S., Whitmarsh, R. B., Zerong, J. & Carbonnell, J. 1996. Seismic stratigraphy and tectonic history of the Iberian Abyssal Plain. **Proc. ODP, Sc. Results**, 149, 617-633, College Station.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M. & Lawson, J.E. 1996. Palynological techniques processing and microscopy. In: Jansonius, J.; McGregor, D.C. (eds.). *Palynology: Principles and applications*. **American Association Stratigraphic Palynology** Foundation, 1, 29-50.

# **Anexo I**



Nas estampas 1 a 20 estão ilustrados os *taxa* selecionados de esporos e pólenes estratigraficamente importantes no âmbito deste trabalho. Nas estampas 21 a 24 estão representados tecidos vegetais, fungos e outros aspetos recuperados ao longo deste estudo. As estampas estão organizadas de acordo com a ordem taxonómica dos diferentes grupos descrita ao longo da sistemática apresentada no subcapítulo IV.3. Cada espécimen está referenciado de acordo com o corte, formação, amostra, referência da lâmina e coordenadas de microscópio.

## **Estampa 1**

- 1 – *Calamospora tener* (Leschik) Mädler 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1130-115).
- 2 – *Calamospora tener* (Leschik) Mädler 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 3 (1260-85).
- 3 – *Calamospora tener* (Leschik) Mädler 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 8 (1440-215).
- 4 – *Cibotiumspora* sp., Perfil Lordemão, Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 7 (1330-60).
- 5 – *Cibotiumspora* sp., Perfil Castelo Viegas II; Formação de Pereiros; amostra CVII-3; lâmina 2 (1350-100).
- 6 – *Cyathidites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 3 (1415-215).
- 7 – *Cyathidites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 5; lâmina 1 (1300-55).
- 8 – *Deltoidospora* sp., Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 21b; lâmina 1 (1345-188).
- 9 – *Deltoidospora* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 5; lâmina 1 (1160-120).

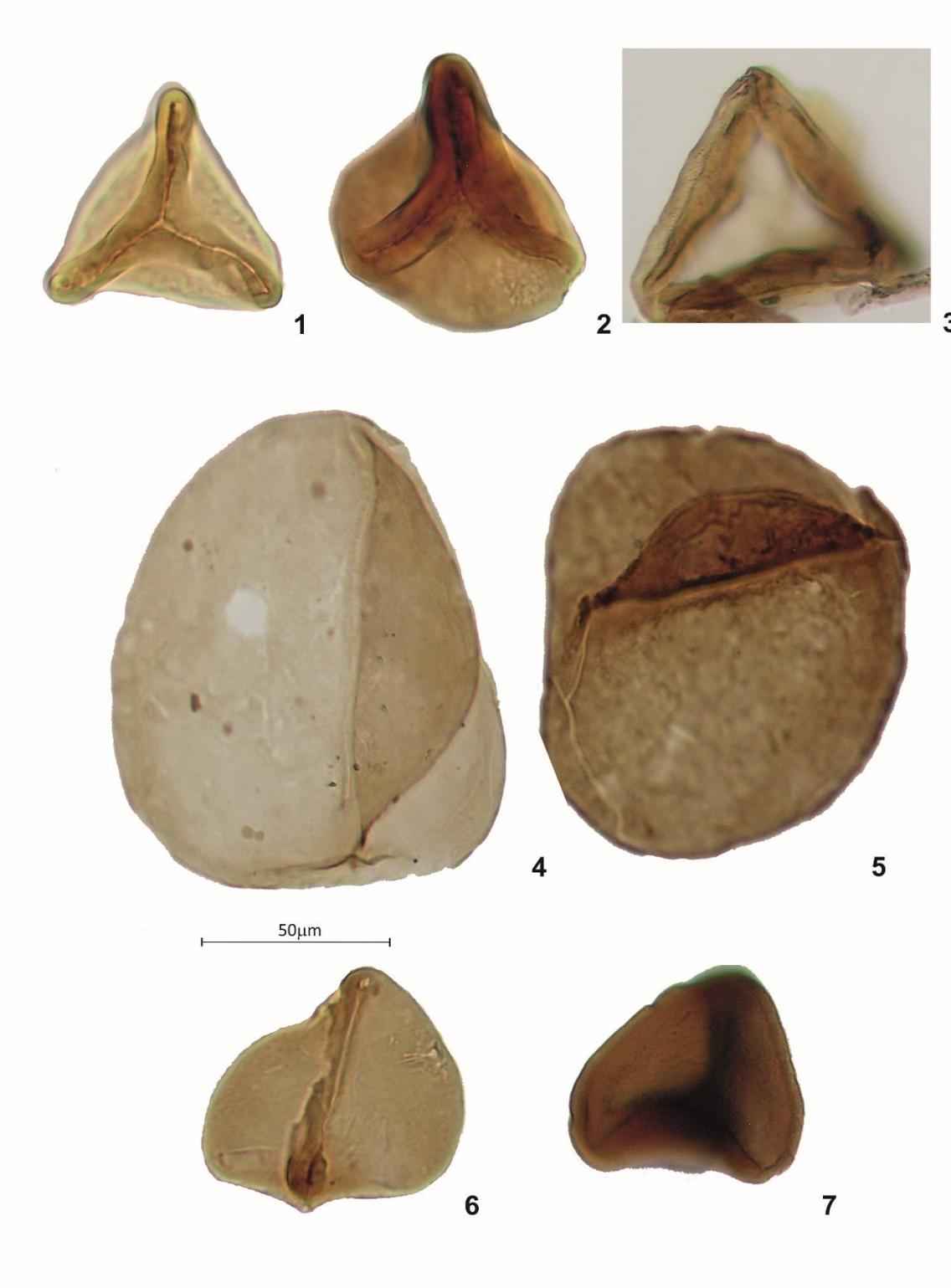
ESTAMPA 1



## **Estampa 2**

- 1 – *Dictyophyllidites mortonii* (Jersey) Playford & Dettmann 1965, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 7 (1329-141).
- 2 – *Dictyophyllidites mortonii* (Jersey) Playford & Dettmann 1965, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 7 (1225-180).
- 3 – *Dictyophyllidites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 8 (1201-80).
- 4 – *Todisporites major* Couper 1958, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 25; lâmina 1 (1331-122)
- 5 – *Todisporites major* Couper 1958, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 25; lâmina 1 (1378-139)
- 6 – *Todisporites* sp., Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27t; lâmina 1 (1430-95).
- 7 – *Todisporites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 5; lâmina 1 (1332-75).

ESTAMPA 2



### **Estampa 3**

1 – *Carnisporites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1380-75).

2 – *Carnisporites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 8 (1440-205).

3 – *Carnisporites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1310-205).

4 – *Carnisporites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1325-215).

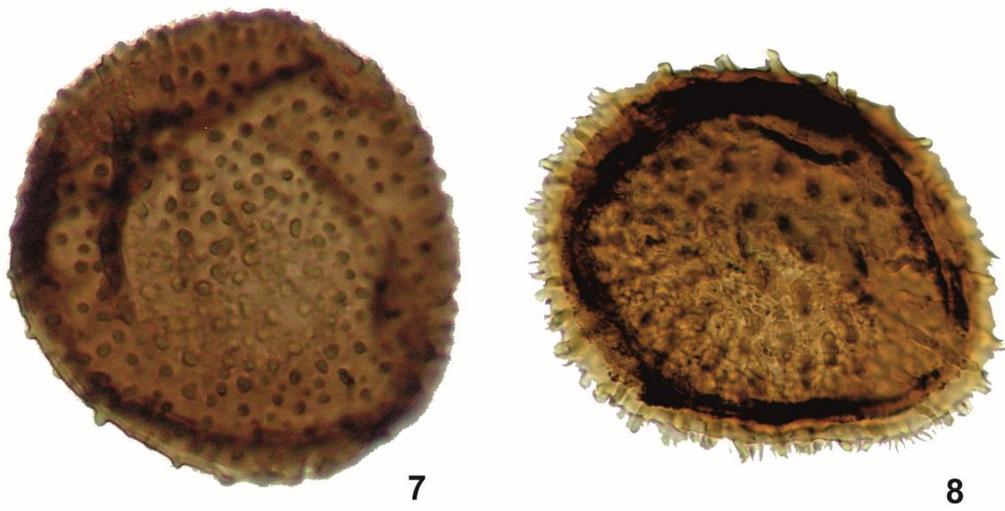
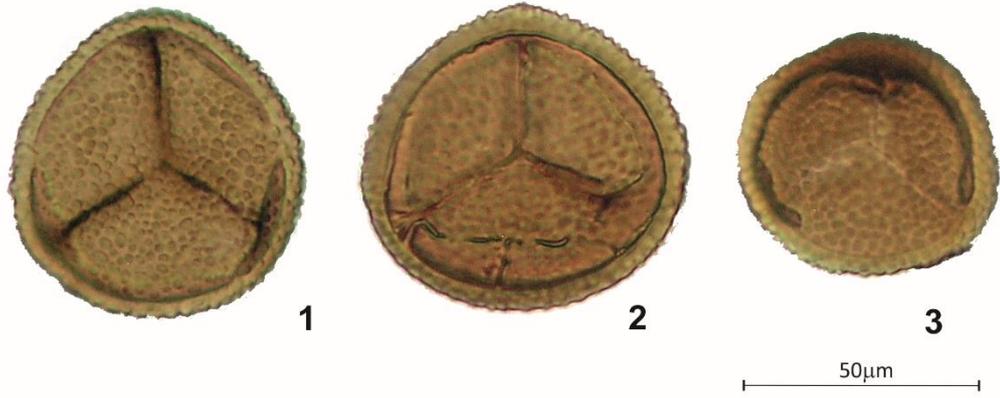
5 – *Leptolepidites* sp., Perfil Castelo Viegas II; Formação de Pereiros; amostra CVII-3; lâmina 2 (1431-100)

6 – *Leptolepidites* sp., Perfil Castelo Viegas II; Formação de Pereiros; amostra CVII-3; lâmina 2 (1557-193)

7 – *Porcellispora longdonensis* (Clarcke) Scheuring emend. Morbey 1975, Perfil Carvalhais; Formação de Coimbra; amostra CARVA 1B; lâmina 7 (1300-170)

8 – *Porcellispora longdonensis* (Clarcke) Scheuring emend. Morbey 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1305-78)

ESTAMPA 3



#### **Estampa 4**

1 – *Porcellispora longdonensis* (Clarcke) Scheuring emend. Morbey 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 8 (1170-60).

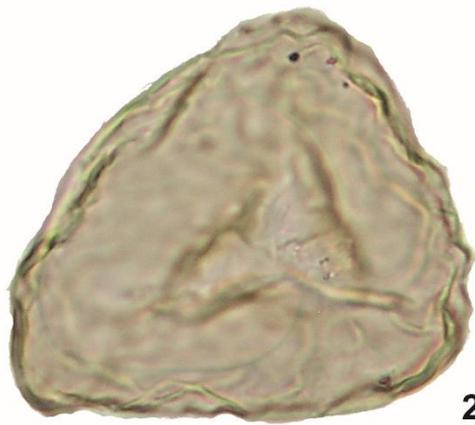
2 – *Trachysporites* sp., Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 7 (1360-50).

3 – *Uvaesporites* sp., Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 7 (1331-119).

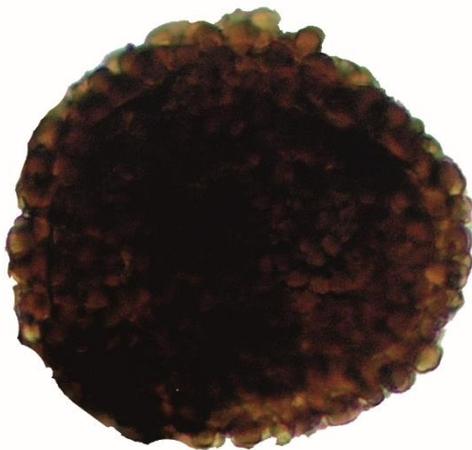
4 – *Convolutispora* sp., Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1463-38).

5 – *Convolutispora* sp., Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1271-40).

ESTAMPA 4



50µm



## **Estampa 5**

1 – *Kyrtomispuris* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 1 (1332-111).

2 – *Kyrtomispuris* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 1 (1395-71).

3 – *Ischyosporites variegatus* (Couper) Schulz 1967, Perfil Castelo Viegas II; Formação de Pereiros; amostra CVII-3; lâmina 2 (1243-143).

4 – *Ischyosporites variegatus* (Couper) Schulz 1967, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 7 (1339-156).

5 – *Ischyosporites variegatus* (Couper) Schulz 1967, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27t; lâmina 1 (1440-55).

6 – *Ischyosporites variegatus* (Couper) Schulz 1967, Perfil Lordemão, Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 7 (1271-155).

7 – *Ischyosporites variegatus* (Couper) Schulz 1967, Perfil Lordemão, Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 7 (1302-82).

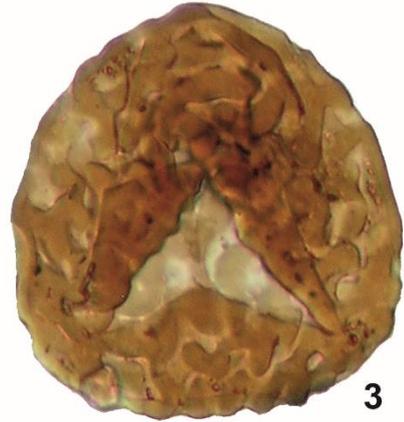
ESTAMPA 5



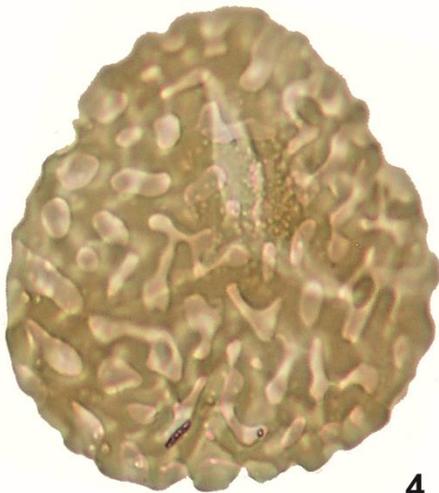
1



2



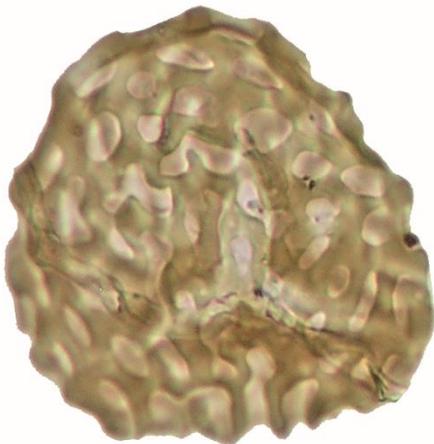
3



4



5



6

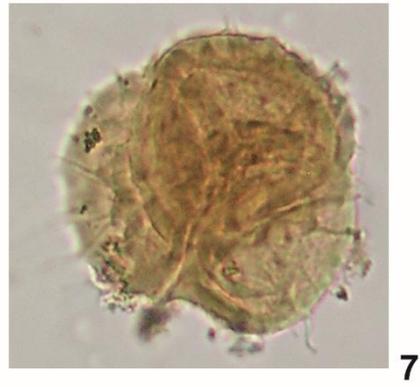
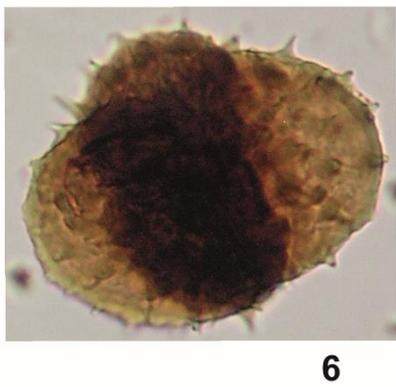
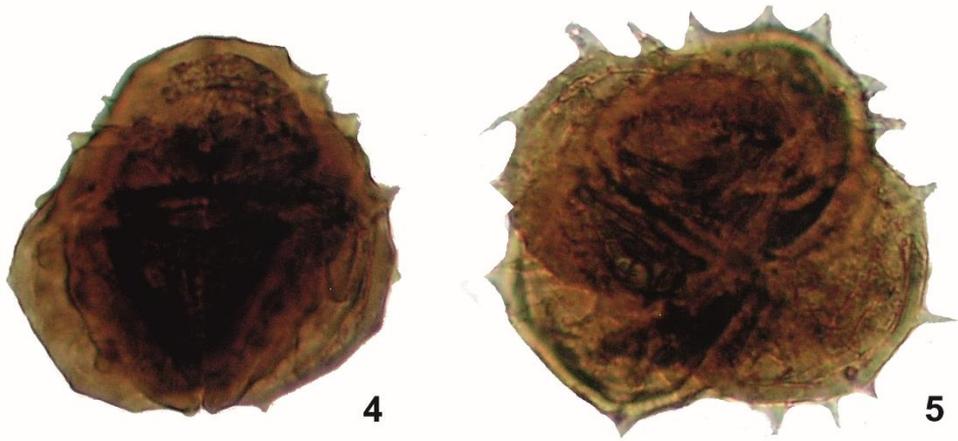
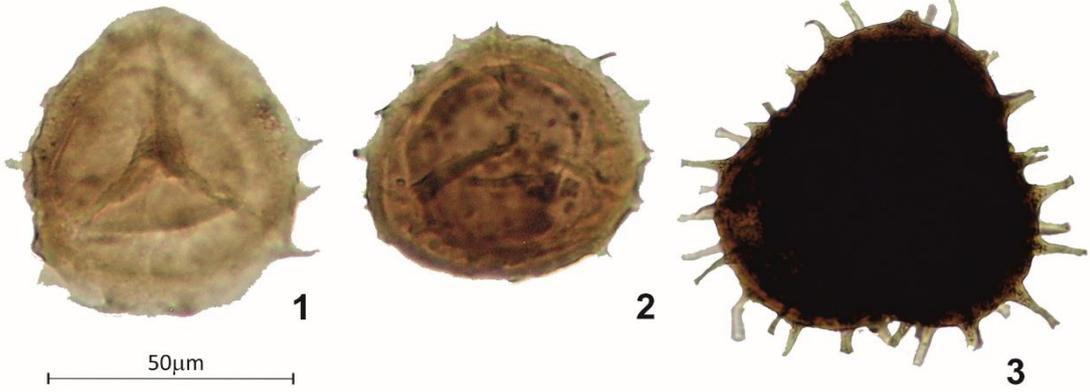


7

## **Estampa 6**

- 1 – *Kraeuselisporites reissingeri* Leschik emend. Jansonius 1962, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1323-55).
- 2 – *Kraeuselisporites reissingeri* Leschik emend. Jansonius 1962, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1470-130).
- 3 – *Kraeuselisporites reissingeri* Leschik emend. Jansonius 1962, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 1 (1190-210).
- 4 – *Kraeuselisporites reissingeri* Leschik emend. Jansonius 1962, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 2 (1480-158).
- 5 – *Kraeuselisporites reissingeri* Leschik emend. Jansonius 1962, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 3; lâmina 1 (1380-208).
- 6 – *Kraeuselisporites reissingeri* Leschik emend. Jansonius 1962, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 2 (1195-75).
- 7 – *Kraeuselisporites reissingeri* Leschik emend. Jansonius 1962, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1380-55).

ESTAMPA 6



## **Estampa 7**

1 – *Playfordiaspora* sp., Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1467-140).

2 – *Polypodiisporites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 1 (1215-180).

3 – *Polypodiisporites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 3 (1070-175).

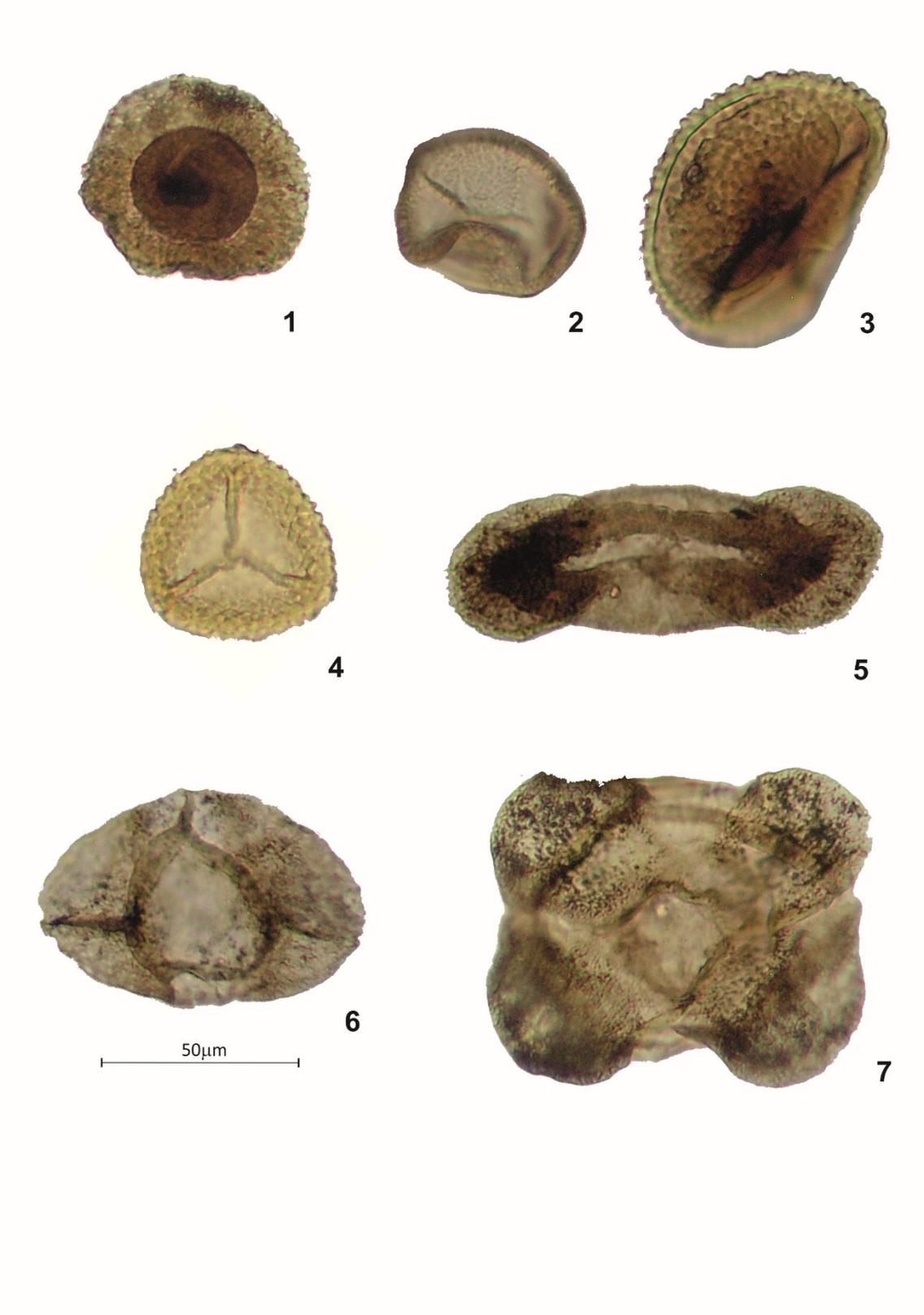
4 – Esporo tipo A, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 3; lâmina 8 (1360-150).

5 – Pólen com anomalias morfológicas, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1340-242).

6 – Pólen com anomalias morfológicas, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1470-190).

7 – Pólen com anomalias morfológicas, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1362-140).

ESTAMPA 7



## **Estampa 8**

1 – *Inaperturopollenites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 5 (1370-140).

2 – *Inaperturopollenites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1455-165).

3 – *Inaperturopollenites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 1 (1440-100).

4 – *Inaperturopollenites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1180-60).

5 – *Ovalipollis ovalis* Krutzsch 1955, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27t; lâmina 1 (1089-168).

6 – *Araucariacites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1464-60).

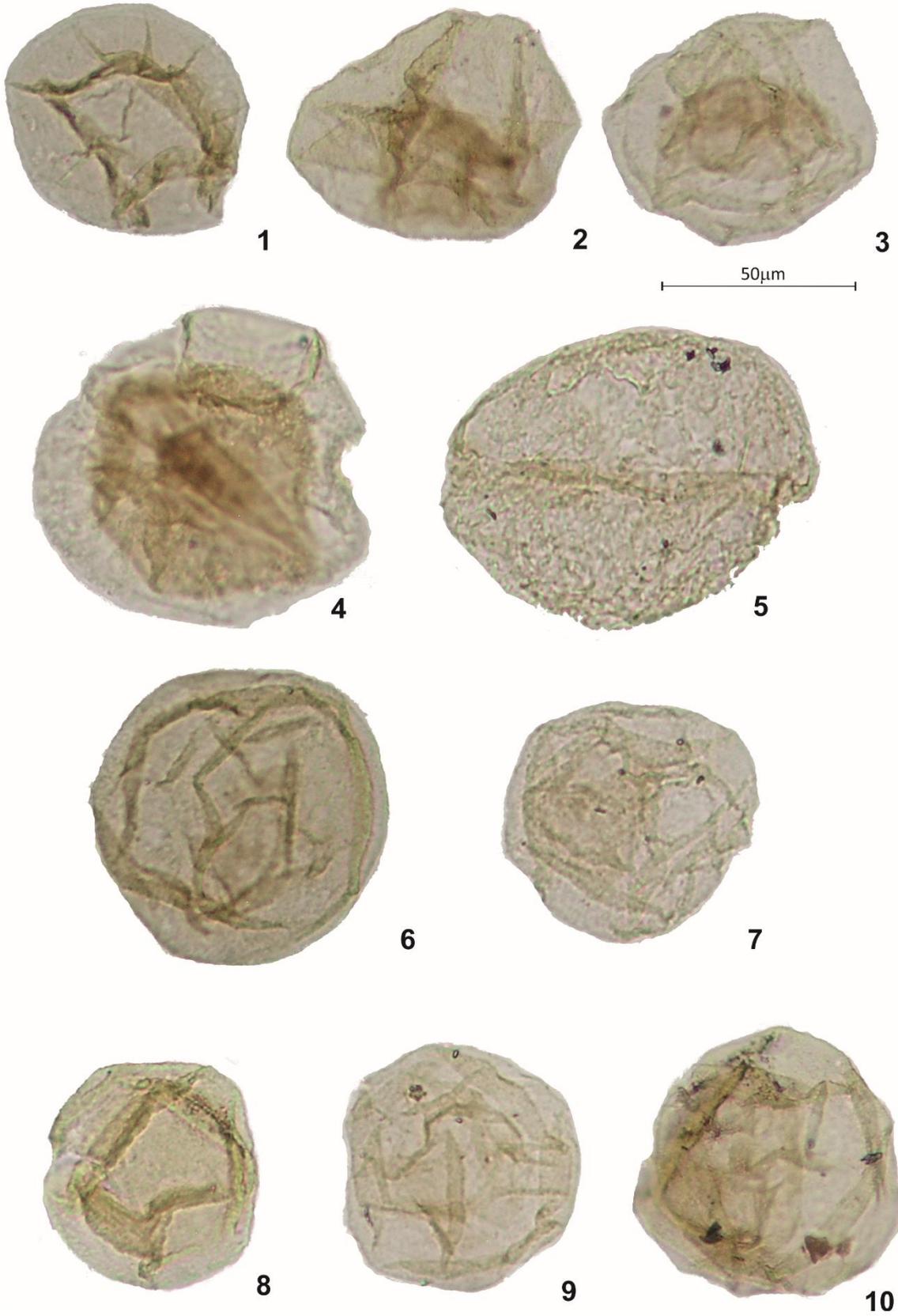
7 – *Araucariacites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1520-90).

8 – *Araucariacites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 5 (1330-85).

9 – *Araucariacites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1350-50).

10 – *Araucariacites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1410-45).

**ESTAMPA 8**



## Estampa 9

- 1 – *Araucariacites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 5 (1450-90).
- 2 – *Araucariacites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1425-50).
- 3 – *Rhaetipollis germanicus* Schulz 1967, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 4 (1431-162).
- 4 – *Rhaetipollis germanicus* Schulz 1967, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 7 (1395-119).
- 5 – *Rhaetipollis germanicus* Schulz 1967, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27b; lâmina 4 (1255-128).
- 6 – *Rhaetipollis germanicus* Schulz 1967, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27t; lâmina 7 (1395-142).
- 7 – *Eucommiidites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 8; lâmina 4 (1465-123).
- 8 – *Monosulcites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 1 (1375-165).
- 9 – *Monosulcites* sp. Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1300-140).

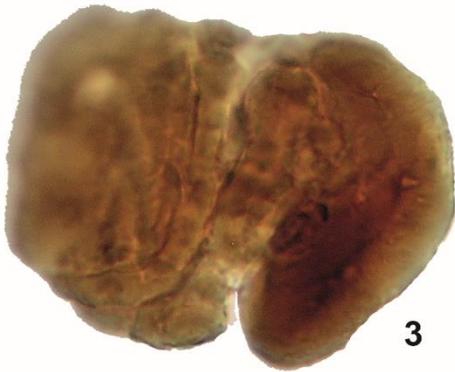
ESTAMPA 9



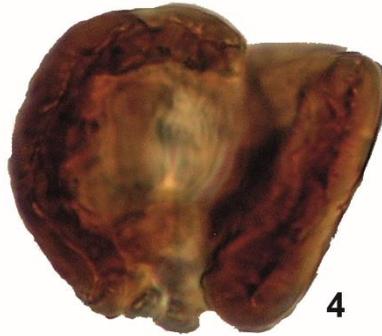
1



2



3



4

50µm



5



6



7



8

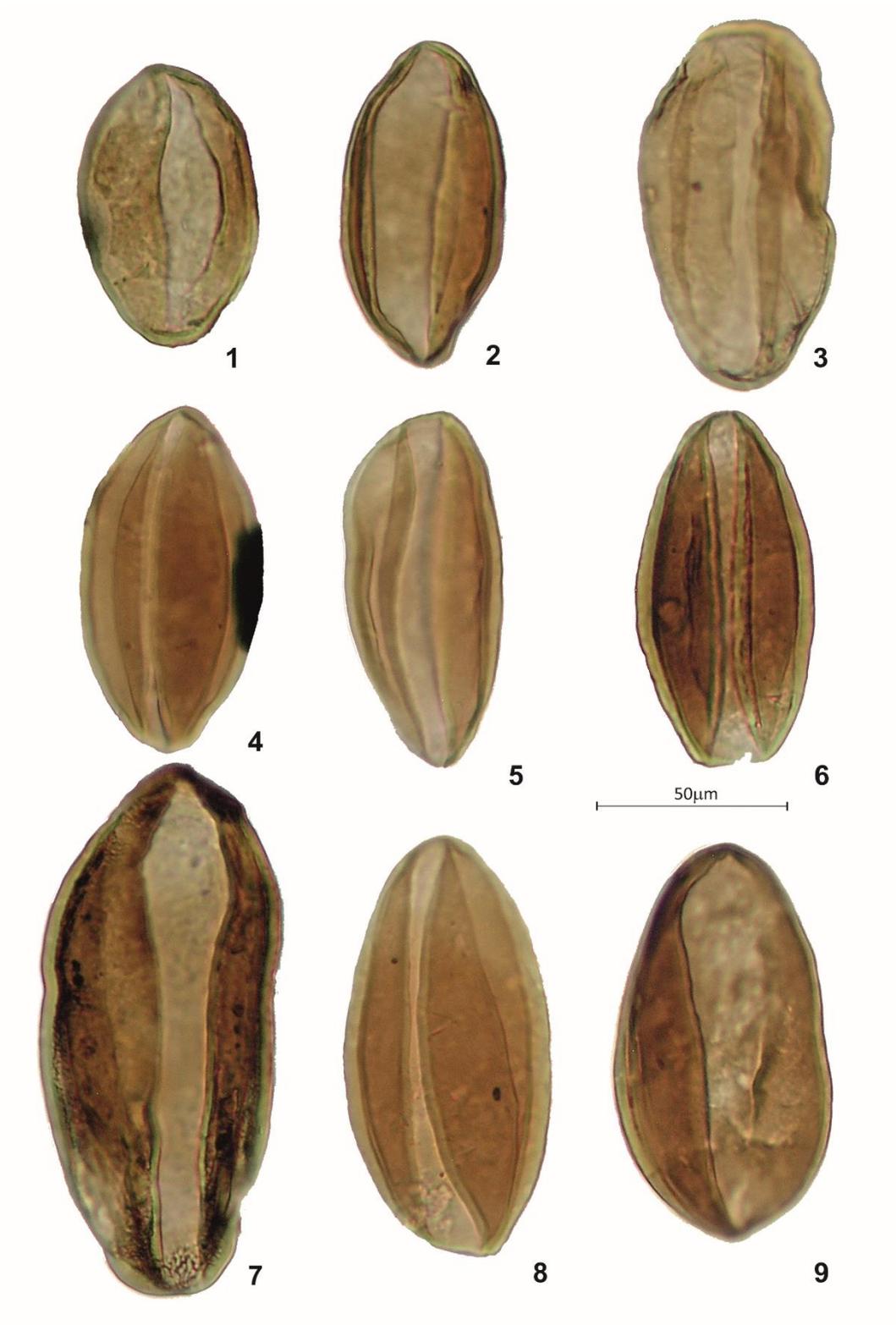


9

## **Estampa 10**

- 1 – *Cycadopites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1400-75).
- 2 – *Cycadopites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1438-135).
- 3 – *Cycadopites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1475-145).
- 4 – *Cycadopites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 1 (1130-180).
- 5 – *Cycadopites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 2 (1512-142).
- 6 – *Cycadopites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1415-105).
- 7 – *Cycadopites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1305-195).
- 8 – *Cycadopites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 5 (1340-215).
- 9 – *Cycadopites* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1435-215).

ESTAMPA 10



## **Estampa 11**

1 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1400-190).

2 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 2 (1530-95).

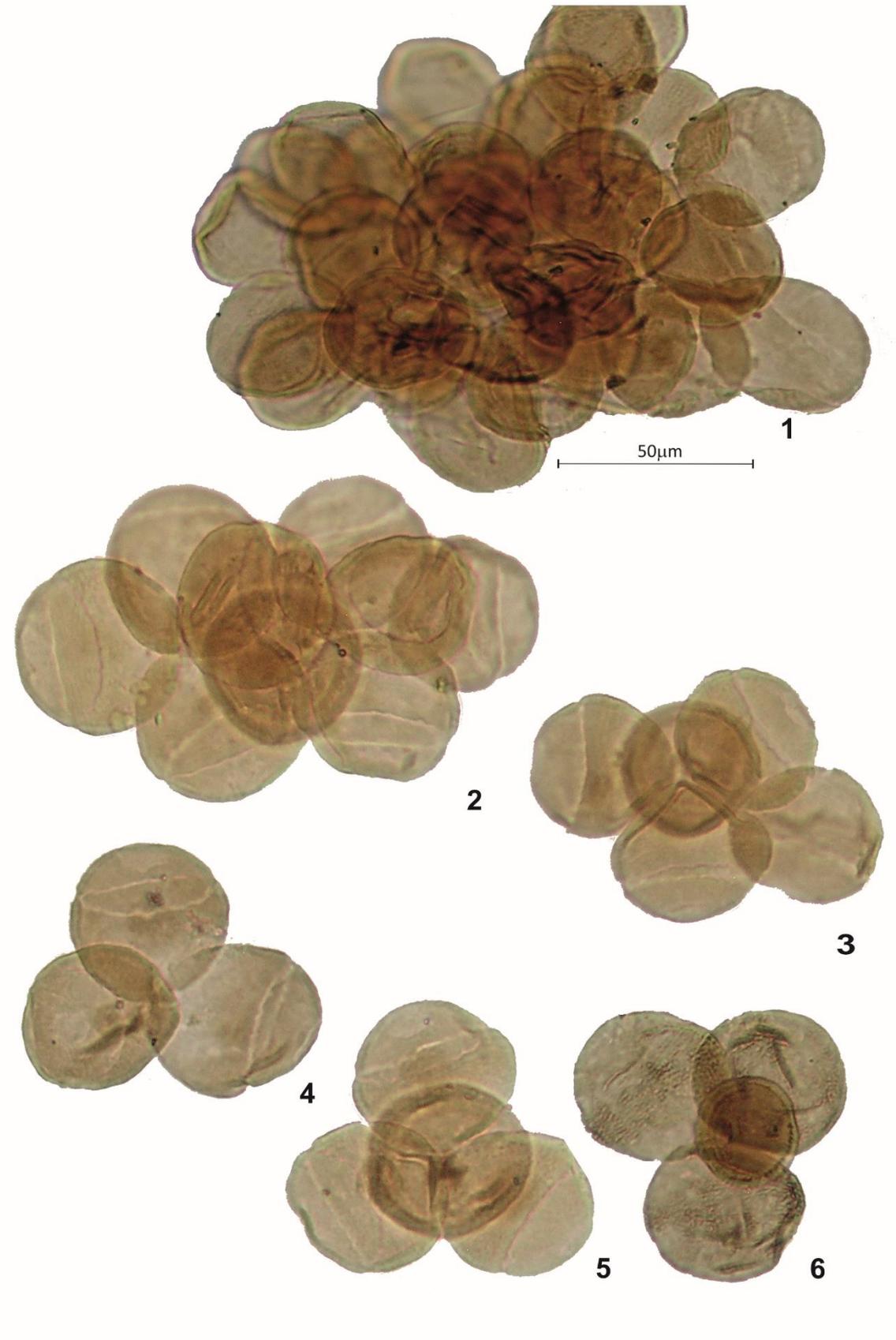
3 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1510-135).

4 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 5; lâmina 1 (1265-120).

5 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1520-100).

6 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 1 (1310-70).

**ESTAMPA 11**



## **Estampa 12**

1 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964; Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1415-170).

2 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964; Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 5; lâmina 1 (1345-185).

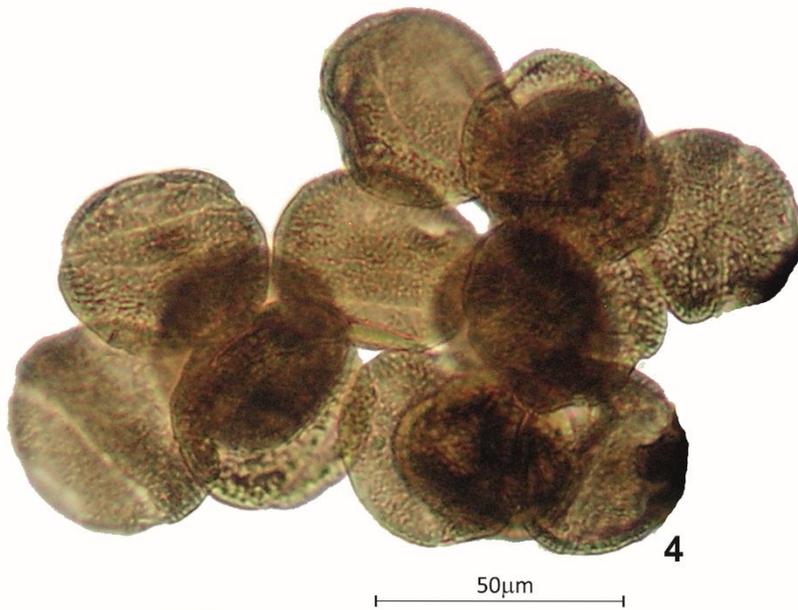
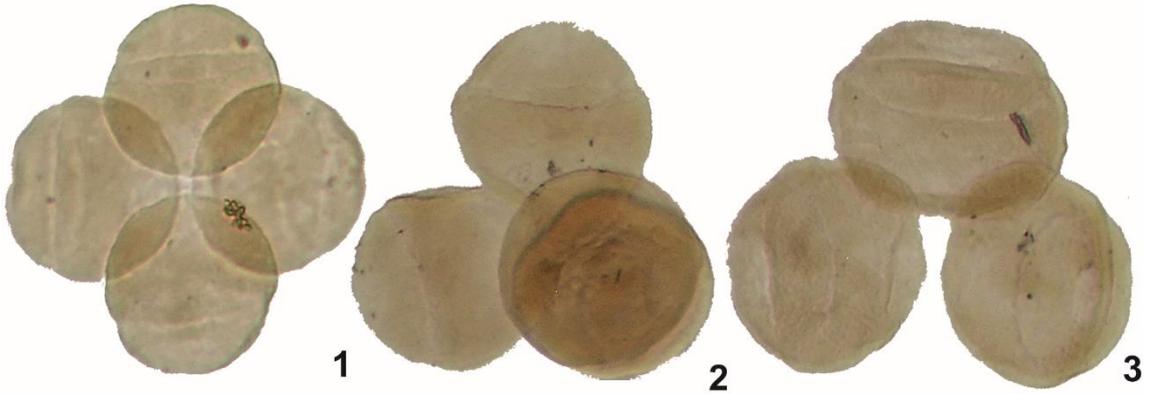
3 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964; Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 5; lâmina 1 (1425-40).

4 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 8 (1475-130).

5 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1430-150).

6 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1370-215).

ESTAMPA 12



### **Estampa 13**

1 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1470-125).

2 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1475-95).

3 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 8 (1440-45).

4 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1450-115).

5 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1425-55).

6 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 1 (1295-50).

ESTAMPA 13



1



2

50µm



3



4



5



6

## Estampa 14

1 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 1 (1180-170).

2 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 2; lâmina 1 (1180-195).

3 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 2 (1435-70); a – Criptoporo distal; b – Banda estriada equatorial.

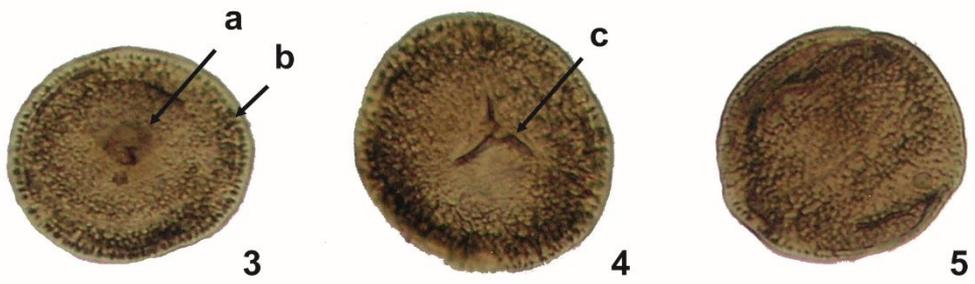
4 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 4 (1432-172); c – Marca trilete proximal.

5 – *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1475-150).

6 – *Classopollis* sp., Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 3 (1270-160); d – Marca trilete proximal; e – Canal circumpolar distal.

7 – *Classopollis meyeriana* (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964 e *Classopollis torosus* (Reissinger) Klaus emend. Cornet & Traverse 1975, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 1 (1470-125).

ESTAMPA 14



## Estampa 15

- 1 – *Duplicisporites granulatus* Leschik 1955, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1261-250).
- 2 – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Sobral Cid; Formação da Conraria; amostra SC3; lâmina 4 (1341-90).
- 3 – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1355-168).
- 4 – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1448-200).
- 5 – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Pingo Doce; Formação da Conraria; amostra PD2; lâmina 1 (1449-250).
- 6 – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1067-188).
- 7 – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1393-170).
- 8 – *Granuloperculatipollis rudis* Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1380-192).
- 9 – *Paracirculina quadruplicis* (Scheuring) Van der Eem 1983, Perfil Pingo Doce; Formação da Conraria; amostra PD2; lâmina 1 (1410-210).
- 10 – *Paracirculina quadruplicis* (Scheuring) Van der Eem 1983, Perfil Pingo Doce; Formação da Conraria; amostra PD2; lâmina 1 (1390-159).

ESTAMPA 15



1



2



3



4



5



6



7



8



9



10

50µm

## **Estampa 16**

- 1 – *Paracirculina quadruplicis* (Scheuring) Van der Eem 1983, Perfil Parque de Campismo, Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1450-157).
- 2 – *Paracirculina quadruplicis* (Scheuring) Van der Eem 1983, Perfil Parque de Campismo, Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1435-180).
- 3 – *Paracirculina quadruplicis* (Scheuring) Van der Eem 1983, Perfil Parque de Campismo, Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1460-201).
- 4 – *Paracirculina quadruplicis* (Scheuring) Van der Eem 1983, Perfil Parque de Campismo, Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1460-80).
- 5 – *Paracirculina quadruplicis* (Scheuring) Van der Eem 1983, Perfil Parque de Campismo, Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1333-208).
- 6 – *Paracirculina quadruplicis* (Scheuring) Van der Eem 1983, Perfil Parque de Campismo, Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1411-160).
- 7 – *Praecirculina granifer* (Leschik) Klaus 1960, Perfil Parque de Campismo, Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1490-168).
- 8 – *Praecirculina granifer* (Leschik) Klaus 1960, Perfil Parque de Campismo, Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1505-151).

ESTAMPA 16



1



2



3



4



5



6

50µm



7

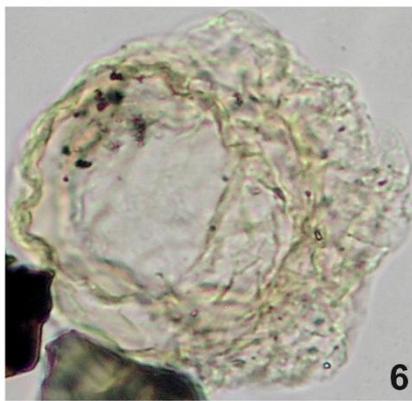
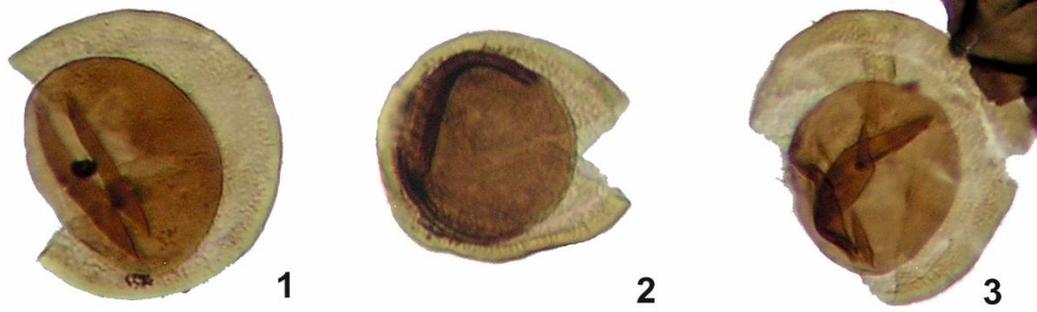


8

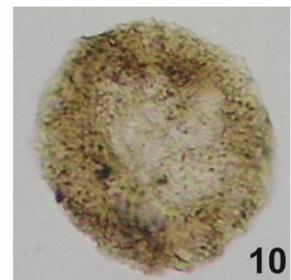
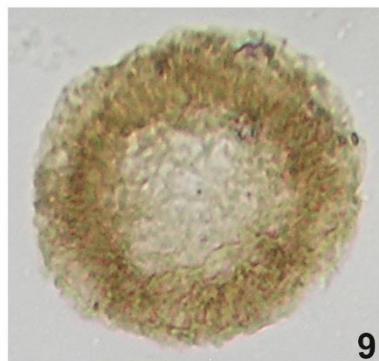
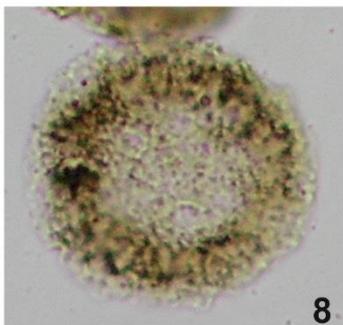
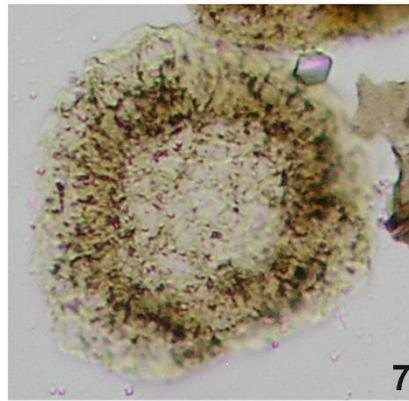
## Estampa 17

- 1 – *Perinopollenites elatoides* Couper 1958, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 4 (1420-80).
- 2 – *Perinopollenites elatoides* Couper 1958, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 1 (1129-161).
- 3 – *Perinopollenites elatoides* Couper 1958, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 4 (1442-75).
- 4 – *Perinopollenites elatoides* Couper 1958, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 1 (1231-98).
- 5 – *Perinopollenites elatoides* Couper 1958, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 12; lâmina 1 (1245-175).
- 6 – *Cerebropollenites thiergartii* Schulz 1967, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LAG 27t; lâmina 7 (1369-59).
- 7 – *Enzonasporites vigens* Leschik emend. Scheuring 1970, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1455-39).
- 8 – *Enzonasporites vigens* Leschik emend. Scheuring 1970, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1475-213).
- 9 – *Enzonasporites vigens* Leschik emend. Scheuring 1970, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1170-23).
- 10 – *Enzonasporites vigens* Leschik emend. Scheuring 1970, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1422-251).

ESTAMPA 17



50µm



## **Estampa 18**

1 – *Patinasporites densus* Leschik emend. Scheuring 1970, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1420-210).

2 – *Patinasporites densus* Leschik emend. Scheuring 1970, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1149-50).

3 – *Vallasporites ignacii* Leschik 1955, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1260-80).

4 – *Vallasporites ignacii* Leschik 1955, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1078-98).

5 – *Vallasporites ignacii* Leschik 1955, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1415-121).

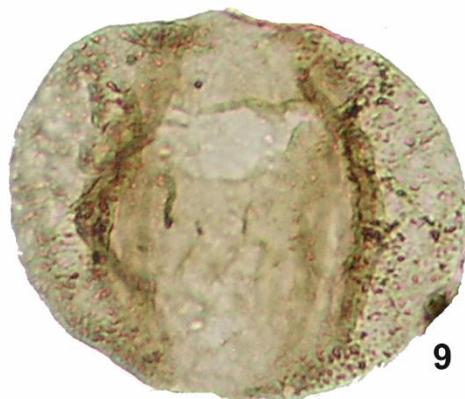
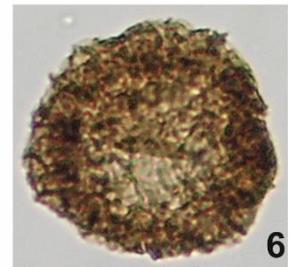
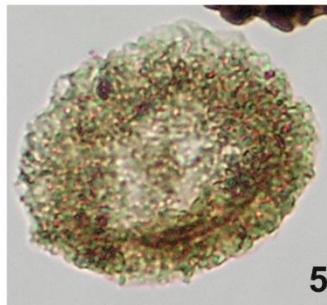
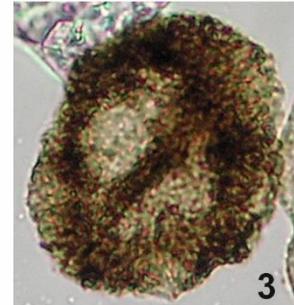
6 – *Vallasporites ignacii* Leschik 1955, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1415-115).

7 – *Alisporites* sp., Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1478-20).

8 – *Alisporites* sp., Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1180-79).

9 – *Alisporites* sp., Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1251-250).

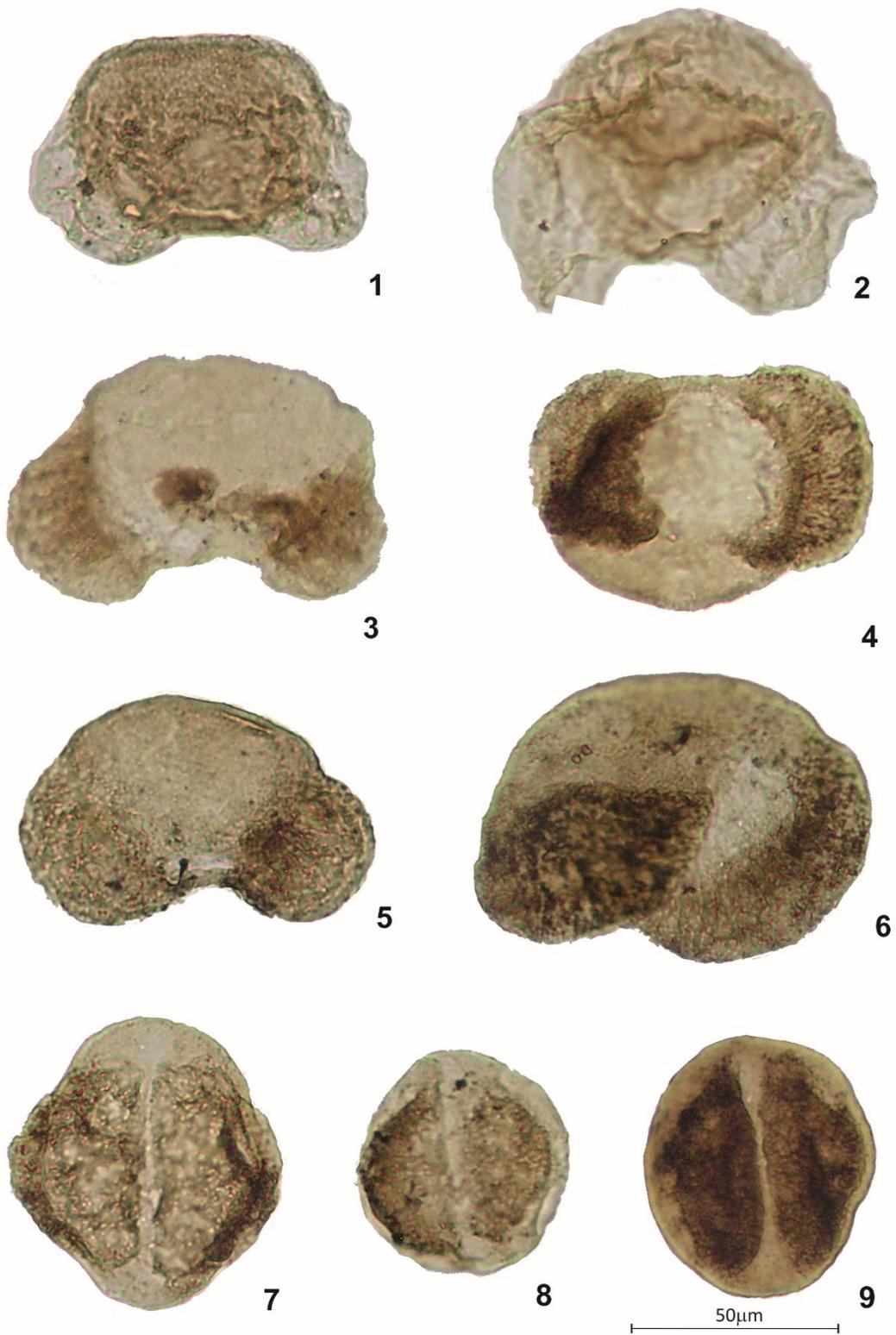
ESTAMPA 18



## **Estampa 19**

- 1 – *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp 1970, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 8; lâmina 4 (1175-162).
- 2 – *Pinuspollenites minimus* (Couper) Kemp 1970, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 6; lâmina 2 (1285-239).
- 3 – *Samaropollenites speciosus* Goubin 1965, Perfil Pingo Doce; Formação da Conraria; amostra PD1; lâmina 4 (1478-39).
- 4 – *Samaropollenites speciosus* Goubin 1965, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1215-41).
- 5 – *Samaropollenites speciosus* Goubin 1965, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1542-181).
- 6 – *Samaropollenites speciosus* Goubin 1965, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1435-178).
- 7 – *Ellipsovelatisporites* sp., Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1480-143).
- 8 – *Ellipsovelatisporites* sp., Perfil Sobral Cid; Formação da Conraria; amostra SC3; lâmina 4 (1220-100).
- 9 – *Ellipsovelatisporites* sp., Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1472-169).

ESTAMPA 19



## Estampa 20

1 – *Triadispora staplini* (Jansonius) Klaus 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1405-38).

2 – *Triadispora* sp., Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1309-158).

3 – *Microcachrydites doubingeri* Klaus 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1130-115).

4 – *Microcachrydites doubingeri* Klaus 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1490-124).

5 – *Microcachrydites doubingeri* Klaus 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1470-170).

6 – *Microcachrydites fastidioides* (Jansonius) Klaus 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1462-140).

7 – *Microcachrydites fastidioides* (Jansonius) Klaus 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC1; lâmina 7 (1333-232).

8 – *Microcachrydites fastidioides* (Jansonius) Klaus 1964, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1475-213).

ESTAMPA 20



1



2



3



4



5

50µm



6



7



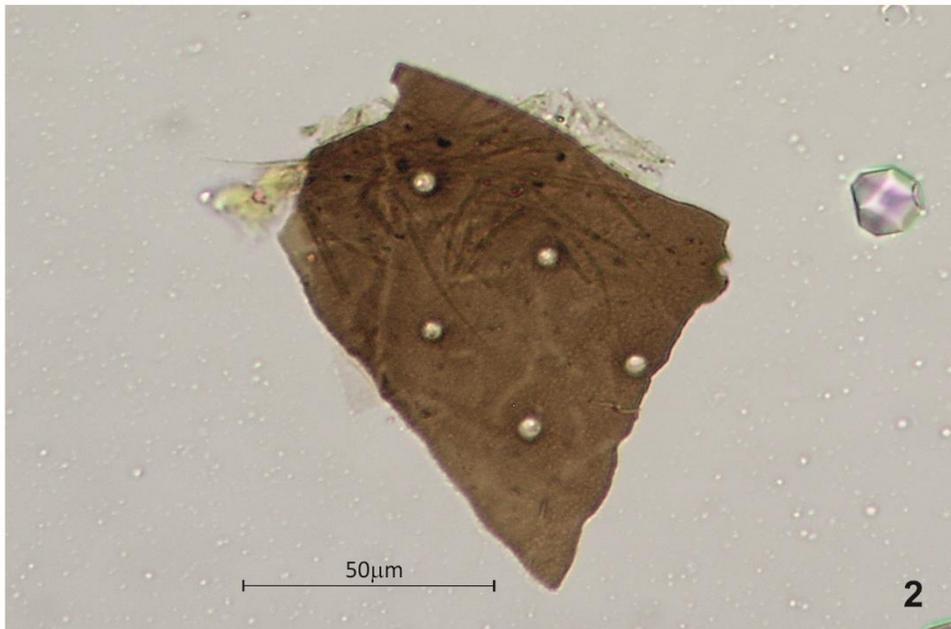
8

## **Estampa 21**

1 – Fitoclasto não opaco, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1530-81).

2 – Fitoclasto não opaco perfurado, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LORDC1b; lâmina 3 (1345-188).

ESTAMPA 21

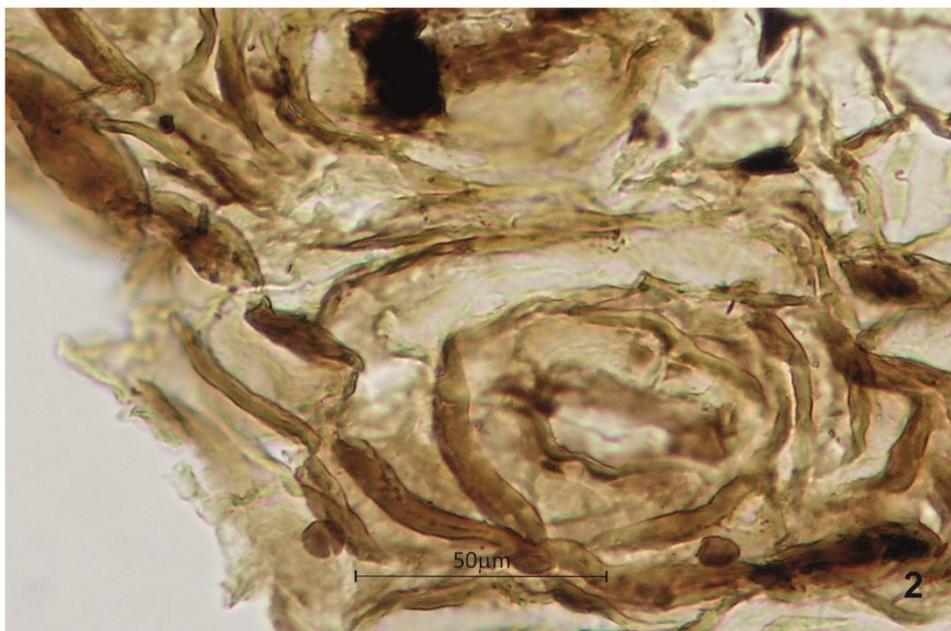


## **Estampa 22**

1 – Fitoclasto não opaco estriado, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1360-160).

2 – Tecido vegetal (estoma) rodeado por células subsidiárias, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 1; lâmina 2 (1430-200).

ESTAMPA 22



### **Estampa 23**

1 – Fungo?, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LORDC1b; lâmina 3 (1255-155).

2 – Fungo?, Perfil Lordemão; Formação de Pereiros; amostra LORDC1b; lâmina 3 (1245-100).

ESTAMPA 23



## **Estampa 24**

1 – Fitoclasto e matéria orgânica amorfa, Perfil Parque de Campismo; Formação da Conraria; amostra PC2; lâmina 9 (1322-119).

2 – *Classopollis meyeriana* danificada (Klaus) Venkatachala & Góczán 1964, Perfil Lamas; Formação de Pereiros; amostra LAM 4; lâmina 1 (1349-151).

ESTAMPA 24

