

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

PALINOESTRATIGRAFIA E PALEOAMBIENTES DE DEPÓSITOS PALEOGENOS
DA BACIA DE PELOTAS, RS, BRASIL

TIAGO VIER FISCHER

ORIENTADOR: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

BANCA EXAMINADORA:

Dra. Elizabete Pedrão Ferreira (PETROBRAS/CENPES/BPA)

Prof. Dr. Claiton Marlon dos Santos Scherer (UFRGS)

Profa. Dra. Mirta Elena Quattrocchio (Universidad Nacional del Sur, Argentina)

Dissertação de Mestrado apresentada como
requisito parcial para a obtenção do Título de
Mestre em Geociências

PORTO ALEGRE

2012

Dedico a conclusão deste estudo aos meus avôs, *Nelson (in memoriam)* e *Francisco (in memoriam)*, raízes por excelência.

AGRADECIMENTOS

Em sua composição “Samba da Benção”, o poetinha Vinícius de Moraes resume a vida à “arte do encontro”. Eu costumo celebrar a vida e os encontros contidos nela, parte indispensável à minha construção. A alegria que existe neste momento em dividir esses agradecimentos com aqueles que contribuíram, em qualquer esfera da minha vida, à elaboração desta dissertação de mestrado é grande.

Eu costumo considerar que muitos dos encontros da minha vida têm participação direta nos meus resultados. Alguns encontros que aconteceram durante o mestrado, outros que existem já de longa data, e mesmo alguns desencontros, ou encontros que não aconteceram, conduzindo, cada um à sua maneira a história para este final, tal como se apresenta. O ato de viver trata-se, a meu ver, tal qual essa dissertação de mestrado: da busca pela compreensão da inexorabilidade do tempo e do posicionamento do ser dentro dessa substância etérea; e como este, o tempo, é o grande regente da constante mudança a que tudo o que existe está submetido.

Primeiramente, tenho no Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) minha gratidão, pela concessão dos auspícios que permitiram o desenvolvimento deste estudo. A Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS), representada pelo Programa de Geologia do Petróleo (convênio UFRGS/ANP-PRH12), pelo Programa de Pós-Graduação em Geociências (área da Estratigrafia), pelo Instituto de Geociências e pelo Laboratório de Palinologia Marleni Marques-Toigo, também tem a sua impressão digital aqui, sendo sempre um lar em que encontrei aporte intelectual e estrutura para que nada me faltasse.

Algumas figuras são imprescindíveis nesses agradecimentos.

O professor e orientador, Dr. Paulo Alves de Souza, que aceitou o compromisso de reger este estudo, intervindo sempre positivamente, confiando, compreendendo e respeitando o meu espaço dentro da pesquisa, bem como a minha liberdade intelectual.

Ainda que não tenhamos conseguido vencer a burocracia e formalizarmos a orientação, o Prof. Dr. Javier Helenes é personagem da maior importância, por sua

simpatia e atenção, vencendo a barreira da distância, sempre que necessário, trazendo preciosas contribuições à minha formação.

A banca avaliadora deste estudo, composta pelos doutores Mirta Quattrocchio, Elizabete Pedrão Ferreira e Claiton Scherer, que sempre demonstraram disposição em repassar seus ensinamentos, e que aceitaram a gentileza de colaborar com o cumprimento dessa etapa.

A Dra. Marília da Silva Pares Regali, pelo aprendizado diário, quando estivemos lado a lado. Os doutores Cecília Cunha Lana, Mitsuru Arai, Karin Goldberg e Tânia Lindner Dutra, pelos importantes acréscimos ao longo da minha jornada dentro da geologia do petróleo.

A IPEXco.

A comunidade geológica brasileira, responsável pelo enriquecimento da minha bagagem cultural pelos lugares em que passei, apresentando-se sempre disposta a trocar qualquer coisa que valha a pena. Obrigado também pelas acolhidas durante as viagens, e pelas parcerias de tantas outras. Em especial ao colega e amigo Leonardo Pressi, que embarcou comigo num trecho do transatlântico da vida, em parte exilados de algo, em parte comprometidos com demandas que lutavam contra a ampulheta. E no interstício dessa realidade, uma grande parceria e cumplicidade. Os inqualificáveis, inumeráveis e infalíveis grupos de amigos que a vida permitiu-me encontrar no caminho, dignos de todo o meu agradecimento e respeito. Sou muito feliz por ter a companhia de tanta gente que admiro. Continuem sempre por perto!

Aquele pouco de arte que ajuda a dar sentido à vida, que a colore nos seus momentos tingidos em tons de cinza, deve-se em grande parte à Apóstrofes, uma entidade na qual encontrei liberdade para transitar como criador, poética e musicalmente. Além de alentar sonhos inquietos, desejos vorazes e ansiedades incontroláveis. Um encontro entre amigos que compartilham ideais parecidos, e sabem que “os sonhos não envelhecem”.

A família Aumond Kuhn e agregados, com seu acolhimento carinhoso de tantos dias e de tantas noites, com sua parceria, suas inspirações e seus incentivos. A Sofia, celebração de um encontro encantador.

Minhas famílias, múltiplos dos meus “quatro pescadores”, que, independente do uso de palavras, sempre me fizeram saber que acreditavam em mim, desde quando eu era bem pequeno, dando-me a segurança de poder alçar meus voos. Os colegas de

laboratório, família emprestada, também fizeram esse papel ao longo dos últimos anos, oferecendo-me sempre apoio. Todos fazem parte na construção da minha jornada e do meu dia-a-dia.

As pessoas que não estão nomeadas aqui, mas que estiveram presentes e compartilharam comigo as mais distintas situações vividas.

De nada valeriam todos esses agradecimentos, se não terminassem onde tudo começou: lá dentro de casa. Meus pais e irmã, alicerces fundamentais, têm toda a minha gratidão, por me ensinarem ao longo da vida o que é importante, e a ser quem eu sou.

Muito obrigado, é uma alegria, e uma honra, poder dividir uma história com todos vocês!

“Não se pode percorrer duas vezes o mesmo rio e não se pode tocar duas vezes uma substância mortal no mesmo estado; por causa da impetuosidade e da velocidade da mutação, esta se dispersa e se recolhe, vem e vai.”

Heráclito de Éfeso

RESUMO

Amostras de testemunhos de sondagem e de calha dos poços BP-1 (6 amostras) e BP-2 (22 amostras), respectivamente, perfurados na porção *offshore* da Bacia de Pelotas, foram submetidas a estudo palinológico, com fins de atribuições de idades e interpretações paleoambientais. As associações palinológicas identificadas revelaram a existência de matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos. Este último grupo está representado em todos os níveis estudados, nos dois poços, por conteúdos ricos em cistos de dinoflagelados, com subordinada participação de outros componentes, incluindo acritarcos, palinoforaminíferos, ovos de copépodes e miósporos. Espécies-guia de dinoflagelados mundialmente conhecidas foram utilizadas para fins de determinação do posicionamento biocronoestratigráfico e dos paleoambientes. Para o Poço BP-1 identificaram-se associações palinológicas marcadas por expressiva mistura de fósseis de idades variando entre o limite Maastrichtiano – Daniano (Cretáceo – Paleógeno) e o limite Thanetiano – Ypresiano (Paleoceno – Eoceno), permitindo duas interpretações distintas. Uma indica que a idade relativa do material concerne ao intervalo Maastrichtiano – Daniano, e que os táxons mais recentes (Thanetiano – Ypresiano) estariam misturados aos mais antigos pelo fato de a seção estar relacionada a uma superfície na qual houve condensação, com preservação das duas assembleias distintas. A outra interpretação defende a idade mais recente para os depósitos, na qual as associações mais antigas estariam retrabalhadas. O Poço BP-2 foi fatiado utilizando-se das informações de últimas ocorrências dos táxons registrados, para traçar os limites biocronoestratigráficos entre as amostras. Como resultado, identificaram-se associações representativas de idades entre Cretáceo e Eoceno. Para cada associação delimitada por uma idade específica, quais sejam Maastrichtiano, Daniano, Selandiano, Thanetiano, Ypresiano e Lutetiano, do mais antigo para o mais novo, foram observadas constelações palinológicas ricas em dinoflagelados, com alta diversidade taxonômica, compatíveis com seções coevas de outras bacias de mesmo contexto geológico. Para ambos os poços, o paleoambiente é interpretado como essencialmente marinho, dada a ampla diversidade de dinoflagelados registrada, em detrimento do baixo teor de palinomorfos de procedência continental. Propõe-se que o sítio deposicional não tenha apresentado significantes mudanças ao longo da seção; espécies de dinoflagelados características de corpos d'água pouco salinos e de coluna d'água pouco espessa foram registradas.

ABSTRACT

Core and cutting samples from the BP-1 (6 samples) and the BP-2 (22 samples) wells, respectively, drilled on the offshore Pelotas Basin, were palynologically studied for and biostratigraphical and paleoenvironmental analysis. Amorphous organic matter, phytoclasts and palynomorphs comprise the palynological assemblages. Palynomorphs are recorded at all levels studied in both wells, represented predominantly by dinoflagellate cysts. Other palynomorphs are subordinated, such as acritarchs, microforaminifera test linings, copepod eggs-envelope and miospores. Guide-species of dinoflagellate cysts were used for biostratigraphy. Palynological assemblages from the six samples of the BP-1 well are marked by mixing of different ages, between the Maastrichtian - Danian (Cretaceous - Paleogene boundary) and the Thanetian - Ypresian (Paleocene - Eocene boundary). Two different interpretations are possible: (i) the relative age of the material would be Maastrichtian - Paleocene, and the more recent taxa (Thanetian - Ypresian) would be mixed to the older taxa within a condensation surface, allowing preservation of fossils of two distinct assemblages; or, (ii) the relative age of the deposits would be Thanetian - Ypresian, and the older assemblage (Maastrichtian - Paleocene) would be reworked. The BP-2 well was biostratigraphically divided accordingly to the LOD of certain taxa. Dinoflagellate-rich assemblages were identified between Cretaceous and Eocene interval, including typical taxa of all ages between Maastrichtian and Lutetian (Danian, Selandian, Thanetian and Ypresian, from the oldest to the youngest). The taxonomic composition is comparable with coeval sections in other sedimentary basins under similar geological settings. The paleoenvironment for both wells is interpreted as essentially marine, because of the high diversity of dinoflagellate, while continental palynomorphs are less abundant. Significant changes in the depositional site were not observed along the sections; characteristic assemblages of low saline water bodies and thin water column were recorded.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Subdivisões da Carta Estratigráfica Internacional, destacando o período Paleógeno (modificado de Ogg <i>et al.</i> , 2008).....	20
Figura 2. Localização da Bacia de Pelotas, com o posicionamento dos poços estudados (modificado de Gomide, 1989; e Anjos-Zerfass <i>et al.</i> , 2008).....	22
Figura 3. Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas (modificado de Bueno <i>et al.</i> , 2007).	35
Figura 4. Perfil idealizado da seção estudada no Poço BP-1.....	46
Figura 5. Perfil idealizado da seção estudada no Poço BP-2.....	47
Figura 6. Principais distribuições estratigráficas dos palinomorfos ao longo do tempo geológico.....	61
Figura 7. Representação do ciclo de vida dos dinoflagelados (modificado de Evitt, 1985)...	63
Figura 8. Esquema morfológico de um cisto de dinoflagelado (Modificado de Evitt, 1985). .	65
Figura 9. Gráfico de distribuição da matéria orgânica sedimentar.....	75
Figura 10. Táxons registrados no Poço BP-1.....	87
Figura 11. Táxons registrados no Poço BP-1.....	88
Figura 12. Táxons registrados no Poço BP-1.....	89
Figura 13. Táxons registrados no Poço BP-1.....	90
Figura 14. Táxons registrados no Poço BP-1.....	91
Figura 15. Táxons registrados no Poço BP-1.....	92
Figura 16. Táxons registrados no Poço BP-1.....	93
Figura 17. Táxons registrados no Poço BP-2.....	107

Figura 18. Táxons registrados no Poço BP-2.....	108
Figura 19. Táxons registrados no Poço BP-2.....	109
Figura 20. Táxons registrados no Poço BP-2.....	110
Figura 21. Táxons registrados no Poço BP-2.....	111
Figura 22. Táxons registrados no Poço BP-2.....	112
Figura 23. Táxons registrados no Poço BP-2.....	113
Figura 24. Táxons registrados no Poço BP-2.....	114
Figura 25. Integração das distribuições estratigráficas dos táxons mais importantes no estudo.....	126
Figura 26. Integração dos bioeventos de palinomorfos (principalmente dinoflagelados) mais importantes identificados nas bacias da Argentina e Uruguai..	127

LISTA DE QUADROS

Quadro 1: Relação de lâminas para cada amostra estudada do Poço BP-1.....	49
Quadro 2: Relação de lâminas para cada amostra estudada do Poço BP-2.....	50
Quadro 3: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos identificados no Poço BP-1, com ênfase na subdivisão dos grupos taxonômicos.....	180
Quadro 4: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos identificados no Poço BP-2, com ênfase na subdivisão dos grupos taxonômicos.....	181
Quadro 5: Distribuição estratigráfica dos palinomorfos identificados no Poço BP-2, com ênfase nas profundidades de última ocorrência.....	182

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS.....	iii
RESUMO.....	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE FIGURAS.....	ix
LISTA DE QUADROS.....	xi
1 INTRODUÇÃO.....	15
1.1 Generalidades	15
1.2 Justificativas	16
1.3 Objetivos.....	16
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	18
2.1 Considerações gerais	18
2.1.1 O período Paleógeno.....	18
2.1.2 A Bacia de Pelotas.....	20
2.2 Estudos anteriores.....	24
2.2.1 Tectônica e geologia estrutural	24
2.2.2 Evolução estratigráfica e sedimentar	31
2.2.3 Paleontologia	38
3 MATERIAIS E MÉTODOS	45
3.1 Seleção das amostras	45
3.2 Processamento laboratorial das amostras	46

3.3 Análise sob microscopia óptica	49
3.4 Análise taxonômica	51
3.5 Análise quantitativa	52
3.5.1 Poço BP-1	52
3.5.2 Poço BP-2	53
3.6 Análise bioestratigráfica	55
3.6.1 Biocronoestratigrafia	55
3.6.2 Paleoambientes	56
4 PALINOLOGIA	58
4.1 Características gerais e potencialidades	58
4.2 O Querogênio	59
4.2.1 Palinomorfos	60
4.2.2 Fitoclastos	67
4.2.3 Matéria orgânica amorfa (MOA)	68
5 RESULTADOS	69
5.1 Características gerais das associações	69
5.1.1 Poço BP-1	71
5.1.2 Poço BP-2	73
5.2 Sistemática palinológica	77
5.2.1 Poço BP-1	77
5.2.2 Poço BP-2	94
6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS	115
6.1 Posicionamento biocronoestratigráfico dos depósitos estudados	116

6.1.1 Poço BP-1.....	119
6.1.2 Poço BP-2.....	122
6.1.3 Aspectos comuns entre os poços.....	132
6.2 Identificação dos paleoambientes e paleoecologia associados aos depósitos estudados	134
6.2.1 Poço BP-1.....	134
6.2.2 Poço BP-2.....	138
6.3 Integração com outros dados.....	141
6.3.1 Considerações sobre a seção.....	141
7 CONSIDERAÇÕES FINAIS	148
7.1 Poço BP-1.....	149
7.2 Poço BP-2.....	151
7.3 Integração entre os poços.....	153
8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	156

1 INTRODUÇÃO

1.1 Generalidades

Em muito as atenções de diversos setores da sociedade têm-se voltado para o conhecimento geológico da Margem Continental Brasileira (MCB), desde meados do século XX, quando do advento da Petrobras S.A. e do início da história da indústria de óleo e gás e pesquisas relacionadas nas bacias sedimentares do país. Dentre outras manifestações, este fato foi publicamente consolidado pelas campanhas científicas realizadas ao longo da costa brasileira, como a instalação da empresa na região nordeste, com fins de realizar investigações nas bacias do Recôncavo, Tucano, Jatobá e Sergipe, pioneiras na exploração de hidrocarbonetos, ou outros projetos, destacando o Programa de Geologia e Geofísica Marinha – PPGM, o Projeto de Reconhecimento Global da Margem Continental Brasileira – REMAC, e o *Programme on Ocean Science in Relation to Non Living Resources* – OSNLR, conforme Martins & Nunes (2006). Aliando-se à busca por recursos energéticos, diversos outros fatores conduzem a esse interesse no estudo da MCB, sendo, ainda assim, a maioria concernente a aspectos econômicos, associados a questões portuárias, estratégicas ou minerárias. Este foi o mote para o surgimento de uma série de oportunidades no cenário científico brasileiro, e desde então a extensa faixa territorial que abrange o litoral brasileiro e adjacências é tema de grande quantidade de estudos. Conjuntamente com o avanço das pesquisas e tecnologias exploratórias, e estabelecendo um diálogo muito estreito com estes, o desenvolvimento do conhecimento científico da MCB possibilitou que a sociedade recebesse o anúncio de constantes descobertas de potenciais jazidas petrolíferas nos sistemas de bacias sedimentares instalados na plataforma continental brasileira.

A origem dessas bacias sedimentares data da separação entre a África e a América do Sul, quando da ruptura do Supercontinente Gondwana e abertura do Oceano Atlântico Sul, iniciada no Juro-Cretáceo e perdurando durante o Eocretáceo. Este importante evento tectônico é responsável por consideráveis mudanças geológicas na placa continental Sulamericana, dentro das quais se destaca o soergimento da cordilheira andina. A Bacia de Pelotas, objeto do estudo que se apresenta, encontra-se inserida neste contexto, sendo a mais meridional dentre as bacias marginais brasileiras.

1.2 Justificativas

Ainda que existam investigações tencionadas em identificar a evolução tectônica e sedimentar da Bacia de Pelotas (e.g. Fontana, 1996; Anjos-Zerfass, 2009), sendo a maioria publicada dentro do âmbito acadêmico, há flagrante carência de dados. O fomento à ampliação do número destas investigações torna-se então uma demanda necessária, visando uma maior contribuição à Geologia do Brasil. No tocante à palinologia, poucas contribuições estão ao alcance do público, sendo o estudo de Regali *et al.* (1974ab) um pioneiro na tentativa de estabelecer um arcabouço bioestratigráfico padrão para as bacias marginais brasileiras. O estudo supracitado é resultado da integração de inúmeros dados oriundos de extensivas pesquisas palinoestratigráficas em diversas seções posicionadas no meso-cenozoico brasileiro, dentre as quais se excetuam aquelas concernentes à Bacia de Pelotas. É importante ressaltar que nenhum outro estudo de tamanho impacto e abrangência no tema fôra apresentado desde então.

Dessa forma, com vistas à complementação do conhecimento da bacia, buscou-se amostrar seções relativas ao Paleógeno da bacia, inseridas em uma série de estudos sistemáticos, inaugurados pelas pesquisas que resultaram nas publicações de Premaor *et al.* (2010) e Silva *et al.* (2011), cujo objetivo consiste do reconhecimento das associações palinológicas contidas em poços perfurados nas porções *onshore* e *offshore* da plataforma continental, do seu comportamento e de sua aplicação estratigráfica. A palinologia foi a ferramenta escolhida para tal finalidade em virtude de suas potencialidades na resposta geológica (i.e. boa recuperação em diferentes tipos de depósitos sedimentares, com naturezas ambientais distintas). Além disso, configura atualmente um grupo fóssil muito usado nas pesquisas dentro da indústria de óleo e gás em todo o mundo (Arai, 2005). O fato de não haver, quando do início deste estudo, significativa quantidade de dados disponíveis para a seção pré-quaternária da Bacia de Pelotas, é também importante motivação à elaboração do estudo, por conferir ao grupo caráter inédito.

1.3 Objetivos

Com a finalidade de complementar os dados apresentados por Premaor *et al.* (2011) Silva *et al.* (2011), destinados aos preenchimentos cretácico e neogênico, respectivamente, da Bacia de Pelotas, os resultados ora apresentados buscam identificar,

refinar e/ou corroborar, a partir de dados micropaleontológicos inéditos, os posicionamentos biocronoestratigráficos de seções previamente indicadas por Gomide (1989), através do estudo de nanofósseis calcários, como relativas ao período Paleógeno, em dois poços perfurados na porção *offshore* da bacia, a partir de amostras de testemunhos de sondagem (Poço BP-1) ou de calha (Poço BP-2), à luz da literatura disponível e dos resultados adquiridos. Adicionalmente, espera-se o mesmo efeito com relação aos paleoambientes deposicionais das seções, com base no grau de ocorrência preferencial dos diferentes tipos de organismos encontrados nas amostras.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Considerações gerais

2.1.1 O período Paleógeno

O Paleógeno, intervalo objeto deste estudo, é o período mais basal do Cenozoico, com duração de aproximadamente 42 Ma, entre 23 e 65 Ma, e caracteriza-se pela ocorrência de eventos que influenciam sobremaneira na configuração geográfica e climática atual. As séries compreendidas por este período são, da mais antiga para a mais recente, Paleoceno, Eoceno e Oligoceno. O termo “Terciário”, originalmente proposto por Giovanni Arduino, em 1759 (Suguio *et al.*, 2005), foi cunhado para classificar os estratos relativos à “terceira camada” (da base para o topo) de um extenso pacote de rochas localizadas na Itália. Esta camada, disposta em baixas colinas, apresentava composição dominada por sedimentos cascalhosos, arenosos e argilosos (Suguio *et al.*, *op. cit.*). Em 1833, Charles Lyell propôs que as Épocas Eoceno, Mioceno e Plioceno representassem as subdivisões do Terciário, reconhecido então como unidade temporal caracterizado como Período. Entretanto, M. Hörnes, em 1853 (Suguio *et al.*, *op. cit.*) sugere a divisão do Período Terciário em dois andares: Paleógeno (inferior) e Neógeno (superior), com suas respectivas épocas, tal como são aceitas atualmente pela *International Commission of Stratigraphy* (ICS) (Paleoceno, Eoceno e Oligoceno, no Paleógeno, e Mioceno, Plioceno e Pleistoceno, no Neógeno), com a ressalva de que apenas o Pleistoceno recebeu reposicionamento, saindo do Neógeno para o Quaternário (Suguio *et al.*, *op. cit.*). O reconhecimento formal destes andares foi dado pela ICS, indicando duração total do Cenozoico de aproximadamente 65 Ma, subdividido em dois períodos, Paleógeno e Neógeno, suprimindo-se o uso do termo Terciário, que passa a ter caráter informal, por apresentar-se ambíguo. Essas adequações foram apresentadas na tabela do tempo geológico proposta por Gradstein *et al.* (2004).

O início do Paleógeno ocorre coincidentemente com o início da Era Cenozoico, marcado por um importante evento de extinção que limita esta era com o Mesozoico. No Brasil, como no resto do mundo, a passagem do Mesozoico para o Cenozoico não é estratigraficamente bem clara. Ceolin (2010) assinala o registro de apenas quatro seções com a passagem entre as duas eras bem preservada no Brasil, situadas nas bacias de Campos e Pernambuco. Segundo Regali (1994), o limite entre Cretáceo e

Paleoceno, no Brasil, é historicamente identificado através de uma expressiva discordância de caráter regional, que mascara a existência dos andares Neomaastrichtiano e Eopaleoceno. Entretanto, nas bacias localizadas no NE brasileiro é possível identificar essa passagem, principalmente na Plataforma continental do Maranhão. A autora cita também a Pedreira Poty, na Bacia de Pernambuco-Paraíba, como um ótimo exemplo de exposição da passagem entre Maastrichtiano e Paleoceno no Brasil. Para a Bacia de Pelotas, Fontana (1996) propõe o posicionamento do exato limite entre o Cretáceo e o Paleógeno, no Poço 2-RSS-1, a aproximadamente 3.915 m de profundidade. Entretanto, o conhecimento estratigráfico do Paleógeno, segundo Neal & Hardenbol (1998), é mais completo em seções oriundas de duas áreas geográficas do hemisfério Norte: a grande bacia do Mar do Norte, e a grande bacia do Mediterrâneo.

A partir do Paleógeno identificam-se com grande expressão no registro fóssil os precursores de muitos táxons encontrados no mundo atualmente, como por exemplo, as angiospermas, que atingiram proeminência ecológica durante o Paleógeno, perpetuando-se até os dias atuais (Prámparo *et al.*, 2007). Essa informação pode estar amplamente relacionada com a discreta movimentação que o continente sulamericano sofreu desde o Cretáceo, conforme indica Romero (1986), e à mudança climática paulatina do Cenozoico, reportada por Prámparo *et al.* (*op. cit.*).

Segundo Kemp (1978), em estudo com base em florestas fósseis do Eoceno da Austrália, as comunidades vegetais do Paleógeno não podem ser representadas por um único tipo de floresta atual, considerando-se ainda a possibilidade de o regime climático que suportou essa floresta não ter um análogo moderno. Romero (1986) assinala evidências de que, no Sul da América do Sul, há um progressivo aumento da temperatura entre Maastrichtiano e Eoceno Inferior, enquanto em outras partes do mundo esse aumento progressivo de temperatura foi detectado entre Paleoceno e Eoceno inferior (Wolfe, 1978). O aumento de temperatura durante o Eoceno Superior pode ser considerado o mais importante, por estar relacionado ao Evento Terminal Eocênico (Wolfe, 1975).

Wolfe (1978) reporta que intervalos de quedas na temperatura podem ter ocorrido no Paleoceno superior, entre Eoceno Inferior e início do Eoceno Médio, e no início do Eoceno Superior. O evento de diminuição de temperatura do Eoceno Superior, observado em maior detalhe, pode estar relacionado com a abertura do Estreito de Drake, quando a Antártida foi finalmente separada do extremo sul da América do Sul para criar a passagem de correntes oceânicas que, mais tarde, viriam a conformar a corrente circumpolar antártica, com alta influência nas temperaturas globais do final do Paleógeno, do Neógeno e do Quaternário. Com a Antártida completamente envolta pelo Oceano do Sul, a Corrente Circumpolar Antártica passou a ganhar potência, isolando efetivamente a

Antártida da maioria do calor dos oceanos globais e provocando resfriamento em larga escala (Haug *et al.*, 2004).

	Éon	Era	Período	Época	Idade	
20,43	Fanerozoico (parcial)	Cenozoico (parcial)	Neógeno	Mioceno	Aquitânico	
23,03					Oligoceno	Chatiano
28,4 ± 0,1			Paleógeno	Eoceno		Rupeliano
33,9 ± 0,1					Priaboniano	
37,2 ± 0,1					Bartoniano	
40,4 ± 0,2				Lutetiano		
48,6 ± 0,2				Ypresiano		
55,8 ± 0,2				Paleoceno	Thanetiano	
58,7 ± 0,2			Selandiano			
~61,1			Daniano			
65,5 ± 0,3			Mesozoico (parcial)	Cretáceo	Superior	Maastrichtiano
70,6 ± 0,6						

Figura 1. Subdivisões da Carta Estratigráfica Internacional, destacando o período Paleógeno (modificado de Ogg *et al.*, 2008).

2.1.2 A Bacia de Pelotas

A Bacia de Pelotas, denominação conferida por Ghignone (1960), é reconhecida atualmente como a mais meridional entre as bacias da margem continental brasileira, compreendendo também parte da região costeira do Uruguai, entre a fronteira com o Brasil e a feição estrutural chamado Alto de Polônio, que confere o seu limite estrutural, ao sul (Ucha *et al.*, 2003). A bacia está disposta paralelamente à linha de costa brasileira, estendendo-se até aproximadamente 200 km na plataforma continental, e até os depósitos da Bacia do Paraná e do Escudo Cristalino Sul-Riograndense, a W. As suas

delimitações estruturais são, ao norte, o alto estrutural denominado Alto de Florianópolis, situado no Estado de Santa Catarina, o qual marca a fronteira entre as bacias de Pelotas e Santos (Bueno *et al.*, 2007), e, ao sul, o já referido Alto de Polônio (Figura 2).

Esta delimitação, entretanto, configurou alvo de discussões por parte de alguns autores, entre eles Gonçalves *et al.* (1979), que consideraram a Plataforma de Florianópolis, atualmente posicionada na porção setentrional da Bacia de Pelotas, como uma bacia com evolução própria, individualizada, a qual Gamboa & Rabinowitz (1981) suspeitam ter se desenvolvido sobre a Zona de Fratura de Rio Grande a partir do Alto de Torres. A origem desta bacia estaria relacionada a um evento de intumescência do manto posicionado entre as zonas de fraqueza identificadas em Cabo Frio e Florianópolis, que atuariam como limites estruturais interbaciais, subsidiando a delimitação de Gonçalves *et al.* (1979) em três províncias geológicas distintas nessa porção da plataforma brasileira: a Bacia de Santos, a Plataforma de Florianópolis e a Bacia de Pelotas propriamente dita. Enquanto a Plataforma de Florianópolis experimentava vulcanismo particularmente ativo, as movimentações ao sul dessa feição permaneciam discretas, com comportamento essencialmente passivo. Esta proposta é aceita também por Koutsoukos (1982), que aceita a individualização da Plataforma de Florianópolis, posicionada sobre o Alto de Florianópolis, em estudo envolvendo seções completas de poços perfurados nas bacias de Santos e de Pelotas. O consenso a respeito desta delimitação é pouco claro, tendo em vista que este limite estrutural está relacionado a uma feição geomorfológica elevada e plana (plataforma) de grande extensão regional, situada entre os paralelos 26° S e 28°40'S (Koutsoukos, *op. cit.*), e de pouca expressão altimétrica, tornando discutível a exata delimitação do divisor das bacias de Pelotas e de Santos. Assim, optou-se por incluir a Plataforma de Florianópolis e suas áreas adjacentes como parte da Bacia de Pelotas, referindo-a como uma feição peculiar localizada no seu segmento setentrional. Considera-se, todavia, que a Bacia de Pelotas e a Plataforma de Florianópolis tiveram comportamento próprio nos primeiros estágios das suas evoluções (Gonçalves *et al.*, 1979), pelo menos até o Estágio Pré-Rifte, quando uma subsidência gradual no segmento norte, diferenciou-se do sul, o qual encontrava-se submetido a ascensão astenosférica, vinculada à Pluma Tristão da Cunha (Bueno, 2004).

Ademais, Silveira & Machado (2004) salientam a existência de uma feição denominada Terraço de Rio Grande, caracterizando assim um possível marco geológico divisor da Bacia de Pelotas em duas sub-bacias: Torres, ao norte do divisor, e Pelotas, ao sul, seguindo a mesma concepção anteriormente descrita. Mais tarde, o divisor entre as duas sub-bacias passou a ser considerado o lineamento estrutural de Porto Alegre.

Entretanto, a delimitação mais consagrada na bibliografia para a Bacia de Pelotas nasce do enquadramento desta bacia como bacia do Tipo V – marginal costeira – de acordo com a classificação de Klemme (1980) e consta da carta estratigráfica proposta por Bueno *et al.* (2007), o qual classifica todo este território abrangido pelos altos de Polônio e Florianópolis, como pertencentes à mesma bacia.

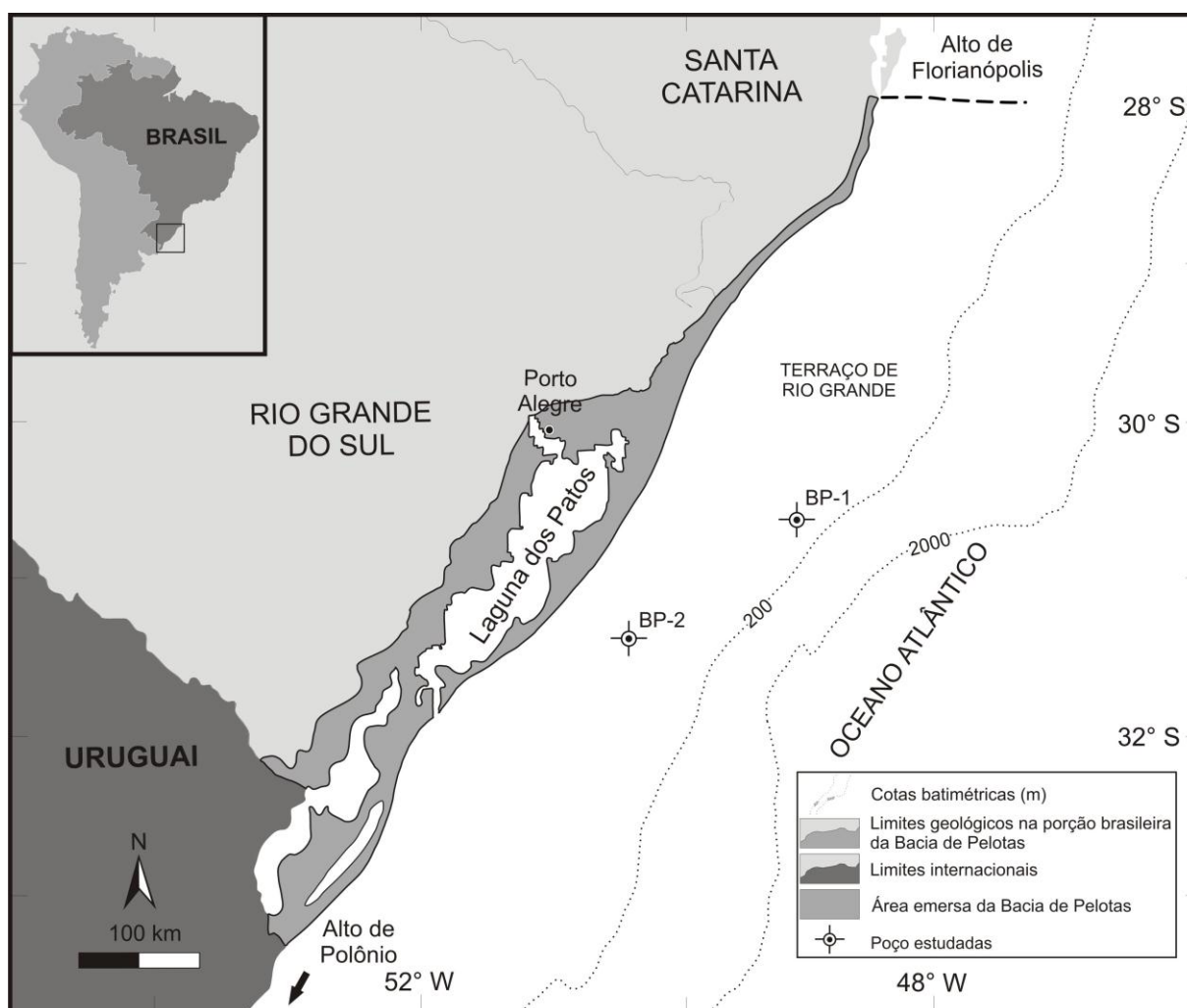


Figura 2. Localização da Bacia de Pelotas, com o posicionamento dos poços estudados (modificado de Gomide, 1989; e Anjos-Zerfass *et al.*, 2008).

Segundo Dias *et al.* (1994), a Bacia de Pelotas ocupa uma área de aproximadamente 200.000 km² no Rio Grande do Sul, sendo 40.000 km² relativos à sua área emersa. Na sua porção sudoeste, a bacia está assentada sobre a Faixa Móvel do Ciclo Brasileiro conhecida como Cinturão Dom Feliciano, composto por rochas metamórficas de baixo grau, granitos e migmatitos cobertos por uma sequência molássica afetada por vulcanismo, e que Villwock & Tomazelli (1995) consideram como área fonte da bacia,

através do Batólito de Pelotas, feição geológica definida por Fragoso Cesar *et al.* (1986). Aproximadamente na altura do paralelo equivalente aos 30° para nordeste da bacia, o embasamento é constituído de sequências vulcanossedimentares paleozoicas e mesozoicas da Bacia do Paraná, que também atuam localmente como fonte de sedimentos (Bueno *et al.*, 2007).

Destaca-se uma densa cobertura sedimentar quaternária, à qual se relaciona um conspícuo domínio geomorfológico presente no Estado do Rio Grande do Sul e no sul do Estado de Santa Catarina, reconhecido como Planície Litorânea (RADAMBRASIL/IBGE, 1986), com extensas faixas arenosas paralelas à borda flexural (Barboza *et al.*, 2008), que marcam a área emersa da bacia (Figura 2). Estas faixas conformam uma cobertura que se impõe sobremaneira aos estratos sedimentares de idades pré-quaternárias, que conseqüentemente pouco se apresentam na forma de afloramentos, fato que torna o conhecimento destes últimos restrito a dados obtidos através de perfuração de poços, seja em terra ou a grandes profundidades de coluna d'água. Dessa forma, grande quantidade dos dados gerados relativos ao conhecimento subsuperficial da Bacia de Pelotas deve-se às campanhas de perfuração desenvolvidas pela Petrobras S.A. a partir da segunda metade do Século XX, quando se iniciaram as atividades de extração de petróleo nas bacias marginais brasileiras (Arai, 2005). Ademais, a esta ampla cobertura sedimentar estão associados depósitos quaternários costeiros, representados por turfeiras recentes e expressivos sistemas de dunas, além de quatro sequências transgressivo-regressivas resultantes de sistemas deposicionais do tipo Laguna-Barreira e leques aluviais (Delaney, 1965; Villwock, 1972), com significativa abrangência areal, constituindo porções das regiões costeiras do Rio Grande do Sul e Santa Catarina, no Brasil.

Na Bacia de Pelotas, particularmente, a aquisição de dados subsuperficiais é relativamente restrita, havendo o registro de perfuração de poços rasos, principalmente para poços artesianos, no século XIX (Ghignone, 1960). Há poucos estudos realizados a partir de poços, assim como há poucos poços que foram submetidos a estudos (*e.g.* Anjos-Zerfass *et al.*, 2008). Considerável quantidade destes poços é proveniente de campanhas da Petrobras S.A. ocorridas a partir de 1959 (Ghignone, *op. cit.*), como, por exemplo, os poços 2-CA-1 – RS (Curral Alto), 2-CI-1-RS (Cassino), 2-GA-1-RS (Guaraxaím), 2-GA-2-RS (Guaraxaím), 2-MO-1-RS (Mostardas), 2-PN-1-RS (Povo Novo), 2-PJ-1-RS (Ponta do Juncal), 2-PS-1-RS (Palmares do Sul), perfurados na porção emersa da bacia. Perfurações em águas profundas, como as que subsidiam este estudo, são oriundas de esforços, principalmente daquela empresa, em investir nessa fronteira exploratória (Bruhn, 1990). Ainda que substancial quantidade dessas perfurações tenha sido realizada durante a

década de 80, no Brasil, existem poços que datam de 1978 na porção *offshore* da Bacia de Pelotas, como o Poço 1-RSS-2, também da Petrobras S.A. (Bruhn, *op. cit.*). Além deste, existem ainda os poços *offshore* 1-RSS-3, 2-RSS-1, 1-SCS-2, 1-SCS-3B e 2-BPS-6a, todos eles alvos de publicações existentes (e.g. Gomide, 1989). Embora não se tenha acessado o dado preciso, estima-se que o Poço 2-RSS-1 seja ainda mais antigo do que 1978 (1-RSS-2), uma vez que a sigla 2 no início do nome substitua o termo “estratigráfico” (Regali, comunicação pessoal, 2011). Além destes, o Serviço Geológico Brasileiro (CPRM) também realizou perfurações subaéreas na bacia, como os poços TG-77, TG-99, TG-120 e TG-129. Em terras emersas uruguaias há também o registro de sondagens (e.g. CHUY-364), realizadas pelo Instituto Geológico del Uruguay (Anjos-Zerfass *et al.*, *op. cit.*).

2.2 Estudos anteriores

A constante busca por petróleo no Brasil subsidiou um movimento substancial para a compreensão do preenchimento e desenvolvimento das bacias sedimentares instaladas no país, a partir de iniciativas partidas principalmente da Petrobras S.A.. Nesse contexto, o conhecimento do empilhamento estratigráfico e sucessão de eventos registrados nas bacias sedimentares tem sido aprimorado a partir do desenvolvimento de estudos concernentes principalmente à tectônica e à estratigrafia de sequências. Para a Bacia de Pelotas, estudos sobre a Geologia do Petróleo têm atingido maior impacto a partir do detalhado estudo sismoestratigráfico de Fontana (1996), voltado à interpretação da história evolutiva da bacia, incrementando-a com o reconhecimento e divisão dos seus estágios evolutivos, sob uma ótica genética.

Neste capítulo pretende-se apresentar um levantamento dos principais estudos com abrangência direta ou indireta à Bacia de Pelotas, além de avaliar o atual estágio do conhecimento científico acerca desta. Assim, o capítulo é dividido em três seções: Tectônica e Geologia Estrutural; Evolução Estratigráfica e Sedimentar; e Paleontologia.

2.2.1 Tectônica e geologia estrutural

A Bacia de Pelotas participa do grupo de bacias originadas no evento de ruptura do Gondwana, durante o que Ponte & Asmus (1978) reconhecem como a evolução de uma margem continental de rompimento, dividida pelos estágios Pré-Rifte Continental,

Proto-Oceânico Evaporítico e Oceânico Marinho Franco. Gonçalves *et al.* (1979) a caracterizam como margem continental do tipo Atlântico, pressupondo uma fase primeira de intumescência e distensão crustal com magmatismo, erosão e formação de bacias periféricas. A esta fase seguem-se as fases de tafrogenia, protogolfo, golfo e oceânica de bacia marginal aberta, com larga duração, quando a injeção de material magmático já ocasionou maior expansão do assoalho oceânico. Todas essas etapas são observadas através dos estudos tectonoestratigráficos já realizados na bacia, que pode ser definida também como uma bacia marginal subsidente (Asmus & Porto, 1972).

Muitos estudos sobre a separação são provenientes da pesquisa do geólogo Fernando Flávio Marques de Almeida (*e.g.* Almeida, 1967; 1971), que embasam grande quantidade dos estudos pontuais que serão citados aqui.

Schobbenhaus & Campos (1984) cunham Evento Sul-Atlântico o evento que levou à separação do Supercontinente Gondwana, responsável pela origem do Oceano Atlântico Sul, e identificaram como Reativação Sul-Atlântica a reativação tectônica da Plataforma Sulamericana, inserida nesse evento e diretamente relacionada com a formação da Bacia de Pelotas. Segundo Conceição *et al.* (1988), esta reativação registra-se no primeiro ciclo do Evento Sul-Atlântico precoce, e incluiu regime de deformação predominantemente dúctil/rúptil, envolvendo forte afinamento litosférico em áreas mais restritas. Registram-se falhas de embasamento de grande porte subparalelas à costa, na forma de grábens assimétricos, atribuídas ao mecanismo de basculamentos resultantes da influência do movimento de subsidência da crosta oceânica, às quais estima-se serem as expressões mais antigas de tectonismo na bacia, interpretados como pertencentes à fase de tafrogenia (Gonçalves *et al.*, 1979). A este tectonismo, Almeida (1967) propõe a denominação de Reativação Wealdiana da Plataforma Brasileira, que representa um tectonismo do Cretáceo Inferior pré-Aptiano, responsável pelo arcabouço estrutural presente nas bacias da margem continental. Ponte & Asmus (1978) ressaltam, ainda, que nas bacias de Pelotas e Santos as falhas de rifte apresentam evidências de uma subsidência mais intensa da margem continental sul, estilo estrutural corroborado por Conceição *et al.* (*op. cit.*) (bacias profundas, submetidas a intenso falhamento normal de grande rejeito).

Conceição *et al.* (1988) registram a ocorrência de eventos ígneos durante o Jurássico sobre a porção meridional do Escudo Atlântico, associados ao início da separação do supercontinente Gondwana, sendo os termos básicos mais antigos e os ácidos mais recentes. Adicionalmente, os autores relatam que o primeiro pulso de rompimento entre América do Sul e África na região meridional dessas placas, coincide em tempo com o rompimento entre os dois continentes na sua região setentrional e com o início da abertura

do Atlântico Norte, entre África e América do Norte. Esse evento fica evidenciado também nas atividades ascensionais dos arcos de Rio Grande e Ponta Grossa, coincidentes à ascensão do Arco de Ferrer-Urbano Santos, na margem equatorial. Não existe, entretanto, o registro de um rifte com início da sedimentação seguramente datado como Jurássico tal como ocorre no norte. Nesse contexto, Gonçalves *et al.* (1979) reportam a ausência de registros da fase de tafrogenia, provavelmente atribuída à exposição da bacia a ciclos erosionais resultantes de processos de basculamento durante o Cretáceo e o Cenozoico. Contudo, salienta-se a suposta existência de uma grande estrutura aulacógena que se desenvolve perpendicular à margem continental relacionada às bacias Salado e Punta del Este (Daners & Guerstein, 2004). Logo, evidências de um rifte devem ser investigadas nas bacias da margem continental argentina e uruguaia, além da Bacia de Pelotas, uma vez que é relatado por Martínez & Veroslavsky (2004) o comportamento semelhante das bacias Salado, Punta del Este e Pelotas a partir do Cretáceo superior, e por Gonçalves *et al.* (*op. cit.*), o distinto comportamento apresentado pela Bacia de Pelotas em relação às demais bacias da MCB. Como exemplo dessa investigação, pode-se citar Almeida *et al.* (1996), que interpretaram basaltos atravessados por um poço perfurado na porção *offshore* da Bacia de Pelotas como relativos ao preenchimento da parte inferior de um hemigráben formado na Fase Rifte da bacia a partir de dados de datação por K/Ar (ca. 124 Ma), dos quais suspeita-se, todavia, o grau de confiabilidade.

Conceição *et al.* (1988) apresentam uma revisão bibliográfica embasada nos estudos concernentes ao processo de rifteamento, propondo que este resulta em uma rotação horária para a porção meridional do Continente Sulamericano, responsável pela origem das bacias de Salado e Colorado, ambas de direção NW, coincidentemente com a direção da zona de transcorrência dextral, estendida pela Sinclinal de Torres do Atlântico, tanto a oeste para o Pacífico, quanto a leste, prolongando-se para a plataforma continental (Cadeia de Rio Grande). Essas estruturas coincidem com a Zona de Falha Curitiba-Maringá (ZFCM), provavelmente a mais proeminente feição de direção NW da região, que pode ainda ter atuado como duto dos volumes magmáticos que vieram a recobrir grande parte do continente, em consequência do evento de ruptura. Acredita-se que essa zona de falha seja a região ao longo da qual o deslocamento aconteceu, fazendo aliviar a tensão acumulada na litosfera, impedindo o progresso do rifte para o norte, no ponto em que se delimita o fim do primeiro ciclo, para o início de uma nova fase de acúmulo de tensões a partir do Platô de São Paulo, que daria início ao segundo ciclo. Assim, a ZFCM atua como um limite entre dois sítios tectônicos: uma crosta continental em franca ruptura, já denunciando a instalação precoce de um oceano com livre circulação de água, evidenciando um contexto de drifte, ao sul; e uma crosta sofrendo estiramento e sucessivos falhamentos, num contexto ainda de

rifte, com pequenas ingressões marinhas restritas, ao norte. A ZFCM faz parte de um grupo de estruturas implantadas desde o pré-Cambriano na região da Bacia do Paraná e reativadas posteriormente durante a separação das placas Sulamericana e Africana (Ponte & Asmus, 1978; Bueno, 2004).

À ruptura do Gondwana dá-se o nome de *breakup*, referido por diversos autores, sintetizado por Oreiro (2008) como um evento tectônico de rompimento de crosta continental atribuído a um magmatismo do tipo fissural, no qual a crosta continental previamente afinada é submetida à intrusão de enxames de diques máficos, que servem de conduto para o magma extrudido. Por esse motivo, as bacias sedimentares localizadas no segmento sul-sudeste da margem continental brasileira estão inseridas em um contexto de margem continental vulcânica, ou rifte ativo, que denota uma extensão relacionada a plumas mantélicas, segundo Sengör & Burke (1978), conforme o que se conclui da verificação dos estudos mais abrangentes na bacia (Oreiro, *op. cit.*). Esta assertiva concorda com a ocorrência do significativo evento vulcânico que compõe a Província Paraná-Etendeka, produzido pela Pluma Tristão da Cunha, entre 138 e 127 Ma (Stewart *et al.*, 1996), que coincide, ainda, com um aquecimento climático que culminou no primeiro efeito estufa do Cretáceo (Bueno, 2004). Os arcos de Rio Grande, Ponta Grossa e Walvis, e o Platô de São Paulo, refletem a forte influência da pluma mantélica Tristão da Cunha na área de desenvolvimento do Rifte Sulatlântico (Oreiro, *op. cit.*; Abreu, 1998).

O Arco de Rio Grande e o Arco de Walvis são localizados em direção oblíqua relativamente às falhas transformantes, correlacionados horizontal e cronologicamente, sendo, de acordo com Schmidt (2004), oceânicos em origem, sem, contudo, terem sido os eixos do espraiamento do assoalho oceânico. Segundo Bueno (2004), com a consolidação do *breakup*, em torno de 132 +/- 2 Ma, as taxas de erupção, que são crescentes até este ponto, sofrem uma queda brusca, refletindo na descompressão da capacidade de fusão mantélica, que passa a ter maior efeito na formação dessas cordilheiras, em detrimento das erupções subaéreas que vinham ocupando espaços no rifte.

Muitos estudos versam a respeito da exata idade e intervalo de ocorrência do *breakup* entre os continentes sulamericano e africano, a partir, principalmente das relações estratigráficas e geocronológicas que os derrames basálticos permitem estabelecer. A revisão de Cordani (1999), concernente ao banco de idades radiométricas da Província Paraná-Etendeka, indicou a existência de inúmeros estudos relacionados. As idades variam entre 160 e 100 Ma, com maior concentração em 130-135 Ma, ensejando a interpretação de que o evento magmático teria ocorrido de maneira diácrona, entre o Mesojurássico e o Eocretáceo.

Entretanto, este evento é primordialmente reconhecido através de uma discordância, bem mapeada em sísmica, formada pelo soerguimento da crosta continental, sendo este último provavelmente derivado de correntes convectivas do manto (Oreiro, 2008). Os produtos dessa manifestação são erosão pronunciada e a extrusão de um grande volume de magma, formador da protocrosta oceânica (Oreiro, *op. cit.*), e responsável por uma alternância entre comportamento crustal dúctil no rifte ativo e rúptil no passivo, ressaltada por Bueno (2004).

A assinatura sísmica desse grande volume de magma é conhecida como *seaward dipping reflectors* (SDR), identificados como conspícuos refletores sísmicos superpostos que se estendem ao longo das bacias de Pelotas, no Brasil e Uruguai, Punta del Este, no Uruguai, e Salado, Colorado e San Jorge, na Argentina, entre as latitudes 48°S e 27°S, possibilitando correlação entre elas (Bueno *et al.*, 2007). O registro dos refletores estende-se, ainda, em direção à Bacia de Campos, onde sua visualização nas seções sísmicas é prejudicada pelas províncias de domos e diápiros salíferos (Oreiro, 2008), e à Bacia de Walvis, na África, que apresentam significativa semelhança com aqueles encontrados nas seções sísmicas da Bacia de Pelotas (Bueno, 2004). Esses refletores mergulham em direção ao mar (SE), em virtude de subsidência termal posterior, e se apresentam convexos e acunhados em direção à sua terminação superior, em discordância angular, a partir da qual Oreiro (*op. cit.*) sugere separá-los dos refletores sobrepostos, os quais têm mergulhos mais suaves. Assim, os SDR permitem a correlação entre outros estágios de evolução do rifte, por exemplo, por estarem discordantemente sotopostos aos sedimentos da fase de *sag basin* (Oreiro, 2008).

Os SDR representam extrusões subaéreas com centro de espalhamento efetivo localizado a leste, em direção às águas ultraprofundas da bacia, e encontram-se com padrão semelhante às extrusões inerentes ao embasamento (Província Paraná-Etendeka), dificultando localmente a delimitação da discordância de *breakup*, que limita as fases Rifte e Pós-Rifte. Oreiro (2008) afirma ter, na Bacia de Pelotas, os melhores exemplos de SDR da Margem Continental Brasileira, mas ressaltam a natureza geométrica, e não genética do termo. Assim mesmo, diversos autores usam essas evidências para corroborar que se considere que as bacias Salado, Punta del Este e Pelotas, apresentam significativa contiguidade a partir do final do Cretáceo, comportando-se como uma única bacia, de grande extensão, durante todo o Cenozoico (Martínez & Veroslavsky, 2004), o que vem a concordar com Ucha *et al.* (2003), que salientam a ocorrência de uma constante e importante subsidência durante essa era, que atingiu esse grupo de bacias. Por esse motivo, Martínez & Veroslavsky (*op. cit.*) recordam que alguns autores aceitam a

denominação Bacia do Prata como uma unificação da espessa sedimentação que contempla as três bacias no intervalo referido.

Bueno (2004) reporta que o diacronismo entre gerações de SDR, de enxames de diques e lineações magnéticas observadas nas margens sulamericana e africana, suporta a interpretação de um rifte propagante para o Atlântico Sul. O autor verifica essa configuração a partir da ação e geração de megafraturas de direção N-S ao longo do eixo de ruptura. Assim, o processo de rifteamento constitui uma atividade progressiva e diácrona, uma vez considerado o caráter não linear da evolução de uma separação continental ao longo de zonas de fraqueza. O autor identifica três fases distintas de *breakup*: i) em 131 Ma, das Malvinas até os atuais afloramentos da Província Paraná-Etendeka; ii) em 126 Ma, do Norte da Bacia de Pelotas até o Sul da Bacia de Santos; e iii) em 115 Ma, do Norte da Bacia de Santos até, no mínimo, a Bacia de Alagoas. Essas interpretações corroboram as de Conceição *et al.* (1988), com fundamentação na teoria dos pulsos tectônicos, em que a progressão da abertura do Atlântico Sul ocorreu de sul para norte, a partir do Platô das Ilhas Malvinas. Conforme Conceição *et al.* (*op. cit.*), os altos estruturais paralelos à direção de transcorrência são agentes importantes também na determinação dos limites geográficos das fases que compõem o processo de rifteamento diacrônico, que desenvolveu-se progredindo simultaneamente em duas frentes, aparentemente independentes uma da outra, ambas em ambiente distensional.

Conceição *et al.* (1988) reportam a individualização da abertura entre América do Sul e África em dois ciclos/estágios principais, um no Triássico inferior – Jurássico, e outro no Eocretáceo (225-160 Ma e 160-115 Ma, respectivamente). Bueno (2004) corrobora, citando que as distintas larguras das zonas de ocorrência e as diferentes idades indicadas pelos lineamentos magnéticos que acompanham a simétrica província de SDR (San Jorge–Pelotas), permitem supor uma evolução bifásica, também de sul para N. A identificação do *breakup* por Bueno (*op. cit.*), entretanto, caracteriza-se por um escala de maior resolução.

Segundo Abreu (1998) e Bueno (2004), o sistema de bacias compreendido pelos SDR é correlacionável ao sistema de bacias do sudoeste africano, incluindo Namíbia, Walvis, Lüderitz e Orange, todas oriundas de processos tensionais. Nesse contexto, Bueno (*op. cit.*) limita ainda, espacialmente, duas províncias de correlação horizontal entre os dois sistemas, a partir dos SDR: San Jorge – Orange, até as primeiras expressões da Província Paraná-Etendeka (mais antiga); e Santos Sul – Walvis Norte (mais recente). Além do mapeamento dos refletores, essa correlação pode ser feita a partir de outras feições registradas no assoalho oceânico do Atlântico Sul, dentre as quais se destacam os altos de Walvis e de Rio Grande, que conformam uma cordilheira contínua entre os dois sistemas de

bacias. Schmidt (2004) resgata ainda a memória de que a fase mais precoce da abertura do Oceano Atlântico Sul sofreu fortes influências destas feições estruturais, principalmente como barreiras físicas às circulações oceânica e sedimentar até aproximadamente 80 Ma. Como consequência, o preenchimento sedimentar das margens continentais sulatlânticas é transversalmente diferente no norte e no sul do sistema Walvis – Rio Grande. Feijó (1996) ressalta que a sua atuação como restrições topográficas conferiu ao oceano que ensaiava seu estabelecimento uma característica de mar restrito.

No tocante à Geologia do Petróleo, a principal consequência dessa configuração estrutural e tectônica implica na ausência de expressivos depósitos salíferos cretácicos para a Bacia de Pelotas. Essa peculiaridade do arcabouço litoestratigráfico da Bacia de Pelotas confere à sua configuração tectônica pós-deposicional um caráter monótono, contrastando claramente com o restante da margem brasileira (Milani *et al.*, 2000), cujas bacias apresentam uma tectônica salífera significativamente prolífica no que diz respeito à geração de trapas para a acumulação e armazenamento de hidrocarbonetos. Verifica-se que a ausência de depósitos salíferos pode ser relativa à configuração fisiográfica da plataforma continental neste período, através da qual os sedimentos mergulhavam suavemente em direção ao mar, formando uma cunha que se espessa nessa direção (Gonçalves *et al.*, 1979). As primeiras expressões de depósitos evaporíticos no Brasil são observadas na porção setentrional da Bacia de Pelotas (Plataforma de Florianópolis) e Bacia de Santos, conforme Gonçalves *et al.* (*op. cit.*), onde é possível verificar extensos pacotes salíferos associados às fases de protogolfo, ou marinho restritas, e golfo, todas posicionadas no Cretáceo Inferior (Oreiro, 2008). Assim, é possível aferir que a fase oceânica na Bacia de Pelotas ocorre de maneira precoce em comparação com a Bacia de Santos, considerando-se a barreira restritiva que se impõe através das feições embrionárias dos altos de Rio Grande/Walvis (Asmus & Porto, 1972).

Para Gonçalves *et al.* (1979), a instalação precoce de ambientes deposicionais marinhos francos na bacia, favoreceu o desenvolvimento discreto de depósitos carbonáticos em plataforma rasa. Abreu (1998) salienta a influência da taxa de abertura do Oceano Atlântico Sul para o desenvolvimento de sistemas carbonáticos de águas rasas nas bacias, tendo sido a abertura mais lenta durante o Aptiano superior e grande parte do Albiano do que durante o Cretáceo Superior. De acordo com Gonçalves *et al.* (*op. cit.*), o registro desses carbonatos é mascarado, na Bacia de Pelotas, pelos ciclos de erosão experimentados posteriormente, que os teriam destruído, à exceção de uma região onde se identifica uma plataforma construcional neocretácea. Esta região seria adjacente ao Baixo de Mostardas, feição tectônica que, de acordo com Fontana (1996), desde a sua

formação, teria sido potencialmente concentradora de areia e provavelmente zona de convergência de *canyons* e de captação de sistemas fluviais na plataforma (vales incisos).

2.2.2 Evolução estratigráfica e sedimentar

Ghignone (1960) considerou que o preenchimento sedimentar da bacia teria idades terciárias e quaternárias, reconhecendo a abrangência da bacia até as lagoas do litoral do Estado do Rio Grande do Sul. Inúmeros estudos foram publicados posteriormente, contudo foi em Dias *et al.* (1994) que a primeira carta estratigráfica formal e completa da Bacia de Pelotas foi publicada, identificando o seu arcabouço litoestratigráfico, que resultou na interpretação e classificação de nove formações, quais sejam (em ordem decrescente de idade): Imbituba, Cassino, Curumim, Ariri, Portobelo, Tramandaí, Atlântida, Cidreira e Imbé. Entretanto, os autores da carta ressaltam o seu caráter genérico, e não integratório, por não apresentar todas as relações estratigráficas e nem todas as variações de conteúdo litológico do pacote sedimentar. Com efeito, Gonçalves *et al.* (1979) já haviam anteriormente aplicado os conhecimentos da estratigrafia de sequências no estudo da evolução tectonoestratigráfica da Bacia de Pelotas, reconhecendo, pioneira e sistematicamente, oito unidades cronoestratigráficas informais, cujos limites concordam com os episódios transgressivos de terceira ordem mais conspícuos. Koutsoukos (1982) relata ainda que a história deposicional da parte setentrional da bacia registra duas grandes sequências deposicionais de segunda ordem concordantes com as tendências globais de variação do nível do mar, do Albiano ao Holoceno: uma transgressiva, do Albiano ao Oligoceno superior, iniciando-se a partir da subsidência do Alto de Florianópolis, e uma regressiva, do Oligoceno superior ao Holoceno. Cabe salientar que essas variações são afetadas não só pelas variações globais do nível do mar, idealizadas por Vail *et al.* (1977), Haq *et al.* (1987) e Hardenbol *et al.* (1998), como também, de maneira subordinada, pelas diferentes fases de registro de maiores taxas de subsidência, sejam de caráter tectônico, sejam ligadas ao maior acúmulo de sedimentos na plataforma, ou ambas, como ocorre, conspicuamente, durante o Campaniano/Maastrichtiano, Eoceno inferior e Oligoceno inferior (Abreu, 1998; Barboza *et al.*, 2008). Segundo Abreu (*op. cit.*), os limites de sequências registrados na Bacia de Pelotas são similares em idade àqueles propostos por Vail *et al.* (*op. cit.*), Haq *et al.* (*op. cit.*) e Hardenbol *et al.* (*op. cit.*). Além disso, Corrêa *et al.* (1996) e Corrêa & Villwock (1996) reportam que uma vez que os registros de eventos de variação do nível relativo do mar na Margem Continental Sulamericana estejam impressos, ainda que incipientes, sobre plataforma e talude continental, é possível reconstituir a evolução paleogeográfica e geológica dessa região.

Ponte & Asmus (1978) consideram que o preenchimento das bacias marginais brasileiras, quando completo, consiste de três sequências estratigráficas, com seus ambientes deposicionais correspondentes: i) Sequência Clástica Inferior, não marinho; ii) Sequência Evaporítica Média, marinho restrito; e iii) Sequência Clástica Superior, marinho franco. As idades dos pacotes situam-se entre Jurássico e o Recente.

Fontana (1996), em estudo sismoestratigráfico de cunho genético, propõe uma subdivisão simplificada em quatro estágios, os quais foram identificados como megassequências, todas relacionadas a um estágio da evolução tectônica da bacia, quais sejam: Megassequência Pré-Rifte, Megassequência Rifte, Cunha Passiva de Estágio Inicial (Precoce) e Cunha Passiva de Estágio Final (Tardio). A bacia é então fatiada em dezessete sequências deposicionais com base na interpretação dos dados geofísicos, todas amarradas bioestratigraficamente com as zonas de nanofósseis calcários dispostas por Gomide (1989). Assim, são identificados eventos na bacia que datam do Aptiano inferior ao Holoceno.

Abreu (1998) identifica 48 limites de sequências na Bacia de Pelotas, com base nas análises de 1.500 km de perfis de sísmica de reflexão 2D e quatro poços de exploração. Essas sequências formam um arcabouço estratigráfico representativo do Albiano ao Cenozoico e seu controle tem base na bioestratigrafia dos nanofósseis calcários e foraminíferos. Este arcabouço de estratigrafia de sequências local é comparado com a carta global de Haq *et al.* (1987) e com a carta cíclica de Hardenbol *et al.* (1998).

À semelhança do que fôra executado para a margem brasileira, Light *et al.* (1992) propõem cinco megassequências para a porção meridional da margem africana, entre a Namíbia e África do Sul. Cada uma das megassequências deposicionais foi relacionada às principais fases tectônicas que compõem a evolução da margem africana: Pré-Rifte; Sin-Rifte I e II, Transição e Subsidência Térmica.

Na atualização da carta estratigráfica da Bacia de Pelotas (Figura 3), Bueno *et al.* (2007) indicam que o arcabouço geotectônico da bacia é composto pelos estágios de evolução relativos a Sinéclise (Sakmariano), Pré-Rifte (Hauteriviano Superior ao Barremiano Inferior), Rifte (Barremiano ao Aptiano), Pós-Rifte (Aptiano superior) e Drifte (Aptiano superior ao Neógeno), estando a Sinéclise posicionada no Cisuraliano (idade Sakmariano, Permiano inferior), o que sugere que a bacia assente localmente sobre estratos da Supersequência Gondwana I da Bacia do Paraná. O arcabouço estratigráfico da fase de maior expressão vulcânica na Bacia de Pelotas registra três discordâncias, reconhecidas como relativas aos intervalos Pré-Rifte, Intra-Rifte e *Breakup*. Sobrepondo-se a estes

estratos, é identificada substancial sedimentação dentro do intervalo que data do Cretáceo (Aptiano médio) ao Recente, entre os estágios Rifte (final) e Drifte, dentro do qual são reconhecidas nove (9) discordâncias, posicionadas no Aptiano, Albiano, Coniaciano, Intra-Campaniano, Paleoceno, Eoceno médio, Mioceno inferior e Pleistoceno (Bueno *et al.*, *op. cit.*).

Abreu (1998) apresenta uma carta cronoestratigráfica e uma curva do nível relativo do mar para o Cretáceo superior e Cenozoico da Bacia de Pelotas com base nas variações no *onlap* costeiro. O autor observou significativas quedas do nível do mar durante o Aptiano superior/Albiano inferior, Oligoceno médio e Serravaliano superior. Por outro lado, registros como o do Trato de Nível Alto relativo ao Eoceno inferior, presente no registro da Exxon (Haq *et al.*, 1987) ao Eoceno inferior não é bem marcado na Bacia de Pelotas. O mesmo ocorre para o nível do mar mais alto registrado em Haq *et al.* (*op. cit.*) posicionado no Turoniano inferior, diferentemente dos registros da Bacia de Pelotas, nos quais o nível máximo do mar ocorreu no Albiano superior/Cenomaniano inferior.

Nesse contexto, a Bacia de Pelotas distingue-se das demais bacias da costa brasileira, por não possuir fase de tafrogenia francamente marcada por sedimentação fluvial e lacustre, bem como depósitos relativos às fases protogolfo e golfo, dada a ausência de evaporitos (Gonçalves *et al.*, 1979), fato que pode ter sido desconsiderado por Bueno *et al.* (2007), que incluem marcada sedimentação aluvial contígua à fase de *breakup*, conforme apresentado na carta estratigráfica da bacia. Por outro lado, apresenta registros de deposição sedimentar em ambiente caracterizado por condições marinhas francas, corroborados pelo reconhecimento de um período de quiescência tectônica e progressiva subsidência da margem (Sequência do Mar) (Asmus & Guazelli, 1981; Asmus, 1983), relacionados ao Estágio Drifte. Com efeito, esses depósitos são representados predominantemente por folhelhos e arenitos, reconhecidos sobremaneira dentro do arcabouço litológico da bacia, enquanto a ocorrência de carbonatos e conglomerados dá-se de maneira subordinada. O empilhamento litoestratigráfico da bacia totaliza mais de dez mil metros de espessura, cujas rochas são de origens marinhas, continentais e transicionais (Villwock & Tomazelli, 1995). Também com considerável expressão registram-se as rochas ígneas no arcabouço litológico da bacia, principalmente aquelas relacionadas ao vulcanismo fissural geneticamente ligado à separação do Gondwana.

A ausência de evaporitos no arcabouço litoestratigráfico da Bacia de Pelotas pode estar relacionada às condições de maior circulação oceânica já vigentes na bacia, concernente à sua franca abertura marinha, mais precoce que as bacias ao norte (Bueno *et al.*, 2007), como já referido anteriormente. Assim, no lugar da sedimentação evaporítica, que

ocorre expressivamente durante parte do Andar Alagoas das bacias de Santos, Campos e Espírito Santo, a porção setentrional da Bacia de Pelotas registra, contemporaneamente, depósitos relativos ao que Koutsoukos (1982) reconhece como sequência marinha rasa basal, composta predominantemente por carbonatos. De acordo com Gonçalves *et al.* (1979), essa condição de oceano já instalado, com sedimentação marinha franca, pode ter permitido o desenvolvimento pontual de carbonatos desde as primeiras manifestações sedimentares na porção meridional da Bacia de Pelotas, a depender das condições locais, tendo sido submetidos à erosão ao longo da história da bacia, enquanto o desenvolvimento de plataformas carbonáticas apresentou conspicuidade nos altos topográficos da porção setentrional da Bacia de Pelotas e no flanco W da Bacia de Santos durante a transição para a fase de golfo. Segundo Conceição *et al.* (1988), predomina na bacia um ambiente sedimentar de alta energia, gerando depósitos imaturos.

O vulcanismo observado no empilhamento sedimentar da bacia denuncia rochas magmáticas dispostas de maneira estratiforme em diversas etapas de seus estágios evolutivos. Esses pacotes intermitentes auxiliam na determinação das idades absolutas dos estratos e de eventos aos quais a bacia foi submetida, considerando-se que a sua história magmática está intimamente relacionada à sua história tectônica, uma vez que a bacia é oriunda de um processo de rifteamento e consequente geração de crosta oceânica através de vulcanismo fissural. À medida que o rompimento do Supercontinente Gondwana se desenvolvia, sucessivos falhamentos normais geravam instabilidades nos perfis de equilíbrio das regiões adjacentes, gerando espaço de acomodação e instalação de processos sedimentares que, vez ou outra, encontravam-se inundados por pulsos de derrames vulcânicos, principalmente nos estágios iniciais da evolução da bacia, contíguos aos estratos da Formação Serra Geral da Bacia do Paraná. Essas rochas, relacionadas por Bueno *et al.* (2007) ao Estágio Pré-Rifte, são classificadas como basaltos, e foram datadas por Stewart *et al.* (1996) através do método Ar-Ar, apresentando idades entre 138 e 127 Ma. Depósitos vulcânicos de afinidade básica estão associados também ao Estágio Rifte, caracterizado pela Formação Imbituba na Bacia de Pelotas, Camboriú na Bacia de Santos e Cabiúnas nas bacias de Campos e Espírito Santo, tanto na porção terrestre quanto na plataforma continental (Bueno, 2004). A esses depósitos, Conceição *et al.* (1994 *apud* Bueno, *op. cit.*), em relatório inédito, atribuíram idades entre 118 e 136 Ma, às quais Regali (1992 *apud* Bueno, *op. cit.*), também em relatório inédito, através de análise palinológica, posicionaram no Eocretáceo. De acordo com Bueno (2004), essas formações apresentam características potencialmente correlacionáveis à Formação Serra Geral. Apesar disso, Oreiro (2008) traz novos dados que relatam a ocorrência do evento magmático da Província

Paraná-Etendeka, com picos de geração em 145 e 127,5 Ma. Por esse motivo levanta-se a possibilidade de existência do evento magmático pretérito à ruptura do Gondwana.

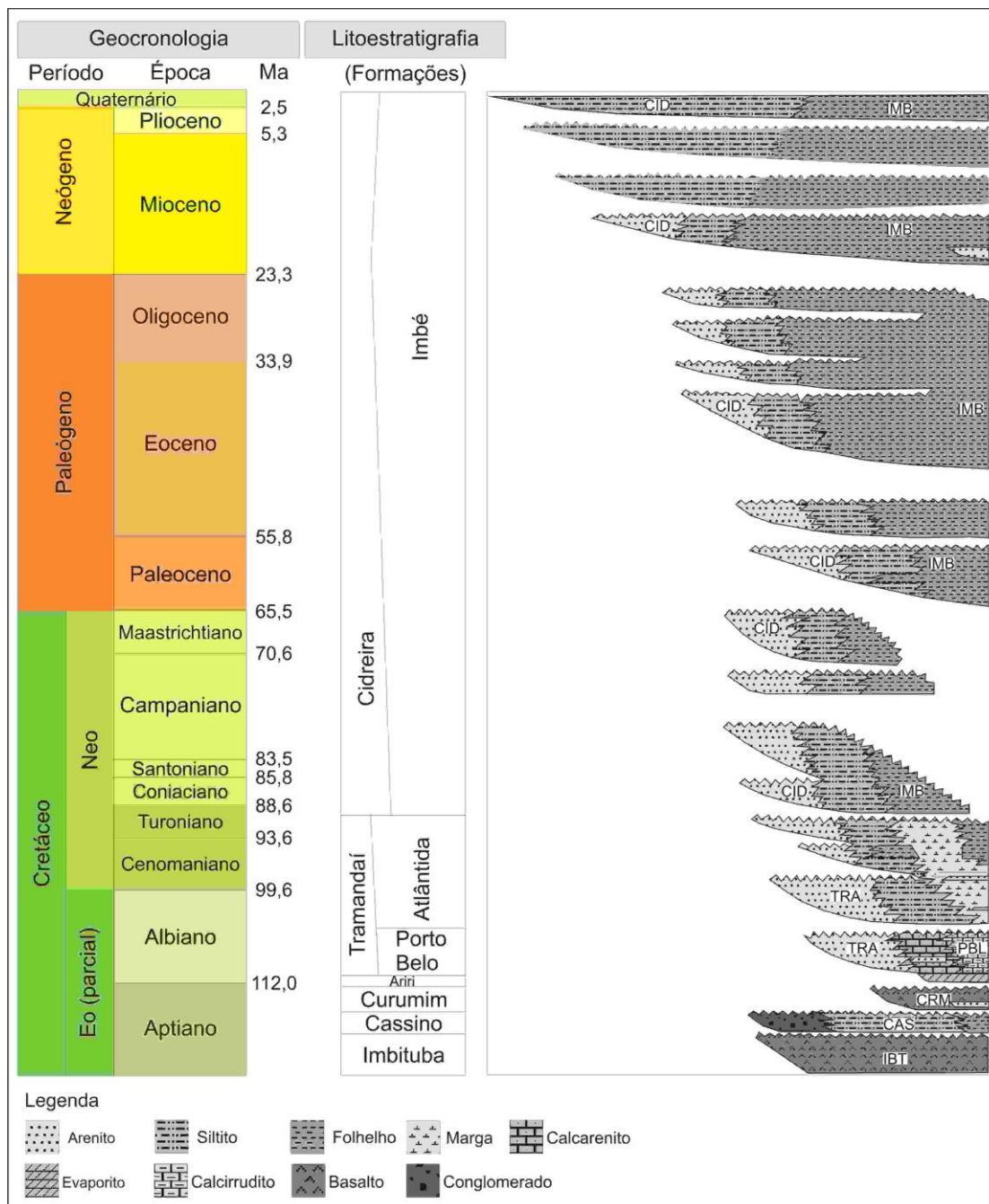


Figura 3. Carta estratigráfica da Bacia de Pelotas (modificado de Bueno *et al.*, 2007).

A Formação Imbituba foi datada por Lobo (2007) através do método Ar-Ar, tendo sido registradas idades de $118 \pm 1,9$ Ma próximo ao topo da unidade e $125,3 \pm 0,7$ Ma

em direção à base. O Estágio Pós-Rifte tem registro ígneo associado às extrusões classificadas como Suíte Vulcânica Curumim, na qual são identificados basaltos, andesitos e traquiandesitos, com idades próximas a $113 \pm 0,1$ Ma, obtidas através do método Ar-Ar, e reportadas por Dias *et al.* (1994). Na Fase Drifte, apenas um evento magmático é registrado, relacionado a intrusões alcalinas e posicionado no Eoceno médio, durante a sequência transgressiva E50-E80, de Bueno *et al.* (2007). Ademais, Mizusaki & Saracchini (1991 *apud* Mizusaki *et al.*, 2002), em relatório interno para a Petrobras S.A., realizaram três datações através do método K/Ar em materiais de diferentes localidades da Bacia de Pelotas, reconhecendo basaltos de afinidade toleítica em 84 ± 10 , 100 ± 6 e 124 ± 8 Ma. Todavia, não há divulgação da procedência destas amostras, o que impede maiores aprofundamentos com relação à interpretação destes dados.

Bueno (2004) considera o magmatismo da Província Paraná-Etendeka como relativo ao Estágio Pré-Rifte da Bacia de Pelotas, dispondo-se de maneira sotoposta à discordância de *breakup*, que por sua vez é inundada pelas manifestações magmáticas representadas pelos SDR, relativas ao Estágio Rifte.

O Período Quaternário, por fim, no centro-sul do Estado do Rio Grande do Sul inclui, de maneira muito conspícua, a evolução de uma planície litorânea dominada por depósitos costeiros, como mencionado anteriormente, com registro de atividade recente, originando, a partir do Pleistoceno, peculiaridades na paisagem litorânea, como por exemplo, a Laguna dos Patos (Ghignone, 1960; Villwock, 1984). Dessa forma, identifica-se a discreta ocorrência de exposições das seções pré-quaternárias da bacia, devido à ampla distribuição areal desta cobertura quaternária supracitada.

Barboza *et al.* (2008) reportam que a configuração da bacia, as falhas normais e as linhas de flexura, paralelas à margem continental formam degraus escalonados. Dessa forma, a cunha sedimentar apresenta diferentes profundidades ao longo da bacia, encontrando-se na porção rasa pacotes sedimentares de até 3.000 m, e em áreas mais profundas, três compartimentos semi-isolados, atingindo valores de 6.000, 7.000 e 8.000 m, respectivamente, de norte para sul em seus depocentros. Por outro lado, os maiores efeitos da subsidência tectônica na bacia estão registrados nos sedimentos que datam do Albo-Aptiano ao Mioceno (Fontana, 1990), o que significa um período relativamente grande de influência dessa subsidência.

A seguir é apresentada uma síntese sobre as principais características dos estágios evolutivos da bacia, segundo compilação dos trabalhos de Bueno *et al.* (2007), Barboza *et al.* (2008) e Oreiro (2008).

- **Supersequência Paleozoica – Mesozoica**

Os estágios posteriores ao Pré-Rifte da bacia estão intimamente associados ao contexto da Bacia do Paraná a partir do Permiano inferior, estendendo-se até o Juro-Cretáceo, de caráter principalmente tectônico (Sinéclise), não havendo registros significativos de depósitos sedimentares.

- **Supersequência Pré-Rifte**

O Estágio Pré-Rifte é marcado pelo evento de ascensão da litosfera, representado pelo expressivo vulcanismo que se estabeleceu, precedendo o processo de rifteamento, o qual é representado pela Formação Serra Geral da Bacia do Paraná.

- **Supersequência Rifte**

O Estágio Rifte preenche uma associação de meio-grábens antitéticos dominados por intenso regime de falhas normais (subsidência mecânica) oriundos da extensão crustal, embora menos desenvolvido que nas bacias de Campos e Santos. Em um primeiro momento observa-se a ocorrência do vulcanismo da Formação Imbituba, que é seguido pelo registro de fácies siliciclásticas da Formação Cassino. O início dessa Supersequência está compreendido entre o Hauteriviano superior e o Barremiano inferior.

As rochas conglomeráticas da Formação Cassino contêm seixos provenientes das rochas metamórficas do embasamento e das vulcânicas básicas, subsidiando a interpretação de um provável soerguimento crustal durante a Fase Rifte (Turcotte *et al.*, 1977), como registrado no mesmo estágio para a Bacia de Campos (Ponte & Asmus, 1978).

Este Estágio é separado da Supersequência Pré-Rifte por uma discordância. No caso dos SDR, essa discordância apresenta-se geometricamente disposta para cima e para baixo.

- **Supersequência Pós-Rifte**

Este estágio é marcado por uma subsidência térmica, constituindo uma fase de *sag basin* marcada por considerável quiescência tectônica, quando o interior do continente estava depletado de maiores barreiras topográficas, correspondente às rochas vulcânicas da Formação Curumim. O estudo através de poços perfurados na bacia indica a

ocorrência dessa supersequência apenas na sua porção setentrional. Geocronologicamente, esse intervalo está associado ao Aptiano superior. Ausenta-se nesse momento, na Bacia de Pelotas, o registro de fase marinho restrita, com evaporitos.

Este intervalo está separado da supersequência sotoposta (Rifte) por uma discordância que denuncia a separação continental (*breakup*) nas bacias que apresentam a evolução completa do rifte.

- **Supersequência Drifte**

O Estágio Drifte correspondente à abertura da bacia, evidenciada pelo registro das sequências plataformais. Dentre essas, podem se identificar três fases, quais sejam: Plataforma Rasa (Albiano), Transgressiva (Albiano – Oligoceno) e Regressiva (Neógeno). Neste estágio encontram-se os principais potenciais reservatórios da bacia (Bruhn, 1990).

2.2.3 Paleontologia

Estudos paleontológicos concernentes aos depósitos da Bacia de Pelotas têm destacada relevância no âmbito do conhecimento paleontológico brasileiro. Há aproximadamente um século envolvendo pesquisas de diversos grupos de macro- e microfósseis ocorrentes na planície costeira do Estado do Rio Grande do Sul, alguns relativos ao Período Neógeno, mas com grande maioria relativa ao Período Quaternário, cujos depósitos encontram-se dispostos em superfície, sendo as assembleias fossilíferas relativas ao Cretáceo e ao Paleógeno estudadas subordinadamente, as quais ocorrem, geralmente, em subsuperfície, juntamente aos estratos neogenos. Os estudos pioneiros em paleontologia, do ponto de vista taxonômico, paleoecológico, ou bioestratigráfico, de acesso público, remontam ao século XX, dentre os quais se podem citar Carvalho (1932), com bivalves; Couto (1939a, b *apud* Lopes *et al.*, 2001), com mamíferos; Martins (1952), com braquiópodes; Pinto & Kotzian (1961), com ostracodes; Closs (1966), com foraminíferos; Daemon (1969 *apud* Anjos & Carreño, 2004), com palinóforos; Tomazelli *et al.* (1982), com impressões fósseis de *Callichirus* sp.; Gomide (1989), com nanofósseis calcários; e Bergqvist & Maciel (1994), com icnofósseis de mamíferos. Devido à já citada ampla cobertura quaternária verificada na bacia, as seções mais antigas do que esse período são geralmente acessadas através de perfurações, sejam em ambientes subaéreos (*onshore*) ou subaquosos (*offshore*), o que torna as respostas paleontológicas concernentes a essas

idades altamente restritas a microfósseis, com destaque a foraminíferos (e.g. Koutsoukos, 1982; Anjos & Carreño, *op. cit.*), nanofósseis calcários (e.g. Gomide, 1989) e ostracodes (e.g. Carreño *et al.*, 1997; 1999), grupos mais extensamente estudados dentre aqueles que apresentam reconhecidamente maior potencial para respostas de cunho bioestratigráfico.

Com base nas literaturas concernentes a esses grupos, Anjos-Zerfass *et al.* (2008) apresentaram a mais completa e atualizada revisão dos dados micropaleontológicos disponíveis para a bacia, relativa à seção pré-quadernária. Dos grupos de microfósseis apresentados no trabalho, destacam-se os nanofósseis calcários e foraminíferos, por concentrarem maior qualidade e quantidade de dados. Mais recentemente, novos dados sobre foraminíferos (Coimbra *et al.*, 2009) e ostracodes (Ceolin *et al.*, 2011) foram divulgados. Ademais, outros dois estudos foram recentemente publicados para depósitos pré-quadernários da bacia, quais sejam: (i) Simões *et al.* (2008) reportam a ocorrência de braquiópodes em subsuperfície, identificando, partir dos espécimes encontrados, depósitos de idades miocenas; e (ii) de Figueiredo *et al.* (2012) descrevem a ocorrência de um gênero e de uma espécie novos de peixe no Turoniano da bacia.

O uso da palinologia como ferramenta de pesquisa em depósitos pré-quadernários encontra-se ainda em fase inicial, uma vez que é baixo o número de estudos publicados nesse âmbito. Assim, pouco se encontra a respeito de um arcabouço palinológico da bacia, nem do ponto de vista taxonômico, nem do ponto de vista paleoecológico, e nem tampouco do ponto de vista biocronoestratigráfico. Este fato é acentuado pela ausência de uma seção completa de poços de perfuração que tenha sido estudada em sua completude até o momento. Por outro lado, essa característica é, em parte, exclusiva da Bacia de Pelotas, ao considerar que as demais bacias da margem costeira brasileira vêm sendo estudadas intensamente pelas companhias de petróleo, a partir do advento da exploração de hidrocarbonetos na Plataforma Continental Brasileira. Os dados palinológicos advindos desses estudos vêm sendo aprimorados a partir de Regali *et al.* (1974ab), porém a substancial maioria apresenta caráter restrito, no que tange aos arcabouços bioestratigráficos internos das empresas de exploração de petróleo.

Nos últimos anos, os esforços empreendidos para a recuperação e estudo palinológico de seções com idades pré-quadernárias resultaram em comunicações preliminares (e.g. Arai & Botelho-Neto, 1996; Arai *et al.*, 2006) e monografias acadêmicas (e.g. Arai, 2007; Kley, 2007; Fischer, 2008, Premaor, 2008; Silva, 2008; Premaor, 2011; Silva, 2011), das quais deriva um número ainda pouco substancial de publicações (e.g. Premaor *et al.*, 2010; Silva *et al.*, 2011). O grau de abordagem destes trabalhos é heterogêneo, alguns dos quais focando todas as bacias brasileiras com registro de

depósitos marinhos meso-cenozoicos (Arai & Botelho-Neto, *op. cit.*; Arai, *op. cit.*), incluindo a de Pelotas, ou aqueles com ênfase em determinados intervalos estratigráficos da bacia, com maior escala de resolução (Arai *et al.*, *op. cit.*; Kley, *op. cit.*; Fischer, *op. cit.*, Premaor, *op. cit.*; Silva, *op. cit.*; Premaor, *op. cit.*; Silva, *op. cit.*). Entretanto, recebem destacada importância neste contexto as publicações de Premaor *et al.* (2010) e Silva *et al.* (2011), que materializam o pioneirismo dos trabalhos palinológicos de acesso público com fins bioestratigráficos na bacia, direcionados à seção cretácea e miocena, respectivamente.

De cunho paleoambiental e taxonômico, entretanto, configura-se a grande maioria dos estudos paleontológicos publicados, sejam com macro- ou microfósseis estando as propostas de fatiamento biocronoestratigráfico restritas a duas publicações que contemplam a seção Cretáceo – Recente (Koutsoukos, 1982; Gomide, 1989), além de outras restritas à seção neogena, reportadas por Anjos-Zerfass *et al.* (2008), todas de caráter informal.

As contribuições paleontológicas exclusivamente taxonômicas mais relevantes devem-se aos trabalhos de Closs & Madeira (1968), Madeira-Falceta *et al.* (1980a; 1980b), Bertels *et al.* (1982), Boltovskoy *et al.* (1982; 1983a; 1983b) e Thiesen & Madeira-Falceta (1984), com base em foraminíferos, Sanguinetti (1974) e Carreño *et al.* (1999), com base em ostracodes; e Gonçalves & Dehnhardt (1999), com base em nanofósseis. Além destes, são registrados também macrofósseis de vertebrados e icnofósseis em diversas localidades do Estado do Rio Grande do Sul, de idades cenozoicas (e.g. Buchmann 1994, 2002; Buchmann *et al.*, 2003).

Neste capítulo procura-se apresentar um resgate dos trabalhos biocronoestratigraficamente mais relevantes realizados na bacia, individualizados por grupo de microfóssil. Salienta-se a restrição de estudos de cunho biocronoestratigráfico que retratem seções de idades pré-oligocênicas na Bacia de Pelotas.

Os grupos micropaleontológicos também são amplamente utilizados com o intuito de se estabelecerem relações paleogeográficas, paleoambientais, paleoclimáticas e paleoecológicas. Cabe ressaltar que, assim como na biocronoestratigrafia, a integração de informações de diferentes grupos fósseis refina consideravelmente as interpretações pertinentes ao assunto. Outrossim, também há carência de dados paleoambientais para a seção pré-miocena da bacia.

- **Foraminíferos**

Embora exista uma quantidade considerável de estudos taxonômicos na bacia, Anjos-Zerfass *et al.* (2008), destacam que as contribuições bioestratigraficamente mais relevantes restringem-se à delimitação de correlações entre estratos do Mioceno e Pleistoceno da bacia, versando sobre foraminíferos planctônicos (Closs, 1966; 1967; Boltovskoy *et al.*, 1983a; Madeira-Falcetta & Thiesen, 1988) e ostracodes (Kotzian & Eilert, 1985). Todavia, não há publicações até então que proponham qualquer zoneamento bioestratigráfico. Em Closs (1970) há a proposição de quatro zonas informais para o Mioceno inferior e médio com base em foraminíferos bentônicos, a partir do estudo de oito poços perfurados na bacia pela Petrobras S.A. Outras zonas informais para a bacia foram propostas por Fernandes (1975) e por Thiesen (1977). O primeiro sugere quatro zonas, sendo três delas associação de diversos táxons, e todas concordantes com as amplitudes estratigráficas de pelo menos um táxon a elas restrito. Thiesen (*op. cit.*), por sua vez, propõe a delimitação do mesmo intervalo em apenas três zonas, delimitadas pela abundância das espécies que nomeiam as zonas, sendo duas delas de abundância de mais de uma espécie. Ambos propõem biozoneamentos para o Mioceno médio e superior da bacia, realizados com dados de foraminíferos bentônicos, nos poços 2-CI-1-RS e 2-MO-1-RS.

Koutsoukos (1982) levanta dados bioestratigráficos de estratos posicionados estratigraficamente entre o Cretáceo e o Recente dos poços 1-SCS-2, 1-SCS-3B, 1-SCS-7 e 1-SPS-14A, dos quais apenas os dois primeiros localizam-se dentro dos limites geológicos da Bacia de Pelotas. O autor realiza o estudo com base em foraminíferos, principalmente planctônicos, reconhecendo dezenove unidades descritas por Noguti & Santos (1972), em arcabouço bioestratigráfico padrão para as bacias marginais brasileiras, e uma zona informal para o Maastrichtiano, a partir do reconhecimento das formas bentônicas relacionadas ao gênero *Orthokarstenia*. Ademais, o autor realiza interpretação paleoambiental no material estudado, com auxílio de dados paleobatimétricos e sedimentares.

Mais recentes, e também de grande importância no tema estão os estudos de Anjos (2004), Anjos & Carreño (2004) e Anjos-Zerfass *et al.* (2005), além dos já citados Anjos-Zerfass (2009) e Coimbra *et al.* (2009) versando sobre as seções miocenas a pliocenas, tendo reconhecido, ao todo, sete biozonas e duas subzonas do esquema bioestratigráfico padrão de Bolli & Saunders (1985), além de um evento de transgressão expressiva na bacia durante o Mioceno.

Koutsoukos (1979 *apud* Gomide, 1989) apresenta considerações sobre paleoambientes associados à distribuição dos foraminíferos ao longo das seções representadas pelos poços 1-SCS-3B, estando os resultados obtidos nesse último restritos a um relatório interno, conforme já citado.

- **Ostracodes**

Os ostracodes foram também alvo de inúmeros estudos na bacia. Sanguinetti (1974; 1980) configuram as primeiras contribuições relativas a esse grupo de microfóssil, visando à interpretação das condições paleoambientais do intervalo miocênico da bacia em oito poços localizados na sua porção *onshore*. Os resultados obtidos indicaram ambiente plataformal externo entre 50 e 200 m, caracterizando profundidade nerítica a infranerítica. A proposição de duas zonas e duas subzonas de caráter informal permitiu a identificação de variações do nível do mar dentro do intervalo. Em Sanguinetti (1980), verifica-se a provável existência de duas zonas e duas subzonas para o intervalo miocênico. Ornellas (1981) apresenta estudo com ostracodes de idades pós-miocênicas, sugerindo quatro zonas de associação entre o Plioceno e o Quaternário. As interpretações apresentadas pelo autor indicam alta variação ambiental ao longo da seção, entre transicional continental e plataforma externa. Por outro lado, o arcabouço bioestratigráfico mais abrangente realizado através desse grupo fóssil, está em Carreño *et al.* (1997), os quais identificam quatro zonas de associação e duas interzonas para a seção Mioceno inferior-Quaternário, estudando as variações do nível do mar e as conseqüentes mudanças paleoambientais neste intervalo. Todos os três estudos citados usaram poços perfurados pela Petrobras S.A. apenas na área emersa da bacia.

- **Nanofósseis calcários (Cocolitoforídeos)**

Com base em nanofósseis calcários, Gomide (1989) realiza o trabalho bioestratigraficamente mais relevante na Bacia de Pelotas. Utilizando cinco poços perfurados na plataforma continental e sete localizados em terra, o autor propõe o fatiamento mais completo da bacia, erigindo zonas desde o Albiano/Cenomaniano até o Pleistoceno nos poços localizados na área imersa da bacia, enquanto nas perfurações em terra foram identificadas idades entre Mioceno inferior e Pleistoceno. A correlação das zonas informais propostas foi feita em todos os poços estudados, totalizando vinte e nove zonas, concordantes com o esquema zonal de Troelsen & Quadros (1971), modificado por Antunes

(1984) e Shimabukuro *et al.* (1985). A discussão dos resultados, contudo, destaca que há questionamentos pertinentes às proposições, que residem nas más condições da litologia para a preservação dos fósseis para alguns intervalos e da existência de um hiato não mensurado posicionado no Paleoceno inferior a médio.

Ademais, Cunha & Gomide (1992 *apud* Ferreira, 2004) redigiram relatório interno para a Petrobras S.A. valendo-se da distribuição dos nanofósseis calcários, com reavaliação do fatiamento bioestratigráfico proposto anteriormente e correlação com curvas de variação do nível do mar de caráter global.

Recentemente, Guerra *et al.* (2010) identificaram associações campanianas de nanofósseis calcários em amostras de testemunhos de sondagem de um poço locado na porção *offshore* da Bacia de Pelotas, reinterpretando o fatiamento pretérito de Gomide (1989), o qual havia posicionado as amostras estudadas no Maastrichtiano inferior.

Importantes estudos estratigráficos como o de Fontana (1996) e de Abreu (1998), consideram que o controle bioestratigráfico da Bacia de Pelotas se dê a partir de nanofósseis calcários e foraminíferos.

- **Palinologia**

A grande maioria das contribuições estratigraficamente mais relevantes em palinologia está restrita a resumos em anais de eventos técnico-científicos e monografias de conclusão de cursos de graduação e pós-graduação, de caráter inédito. Além disso, também em outras bacias da margem continental brasileira a palinologia configura grupo fóssil ainda pouco conhecido publicamente, excetuando-se estudos como o de Regali *et al.* (1974ab), por exemplo. Portanto, a palinologia apresenta-se como ferramenta ainda pouco explorada para a Bacia de Pelotas. Além de Regali *et al.* (*op. cit.*), Uesugui (1976 *apud* Arai, 2005) propõe uma das primeiras subdivisões bioestratigráficas com base em palinologia para o Meso-Cenozoico de bacias brasileiras.

Dentre os estudos realizados na Bacia de Pelotas, destacam-se os de Premaor *et al.* (2007; 2010), com a sugestão de uma associação palinológica referente ao Campaniano da bacia; Fischer *et al.* (2007; 2008a), delimitando um intervalo estratigráfico referente ao Paleógeno inferior; Kley (2007), com o reconhecimento de depósitos miocênicos da bacia; e Silva *et al.* (2008; 2011), tendo reconhecido assembleias palinológicas de um intervalo de aproximadamente 100 m, representantes de estratos do

Mioceno Superior ao Quaternário do poço 2-CA-1-RS, configuram investigações inéditas na bacia.

Nesse contexto, pode ser citado também o estudo de Daemon (1969 *apud* Anjos, 2004), que consiste em relatório de cunho bioestratigráfico nos poços *onshore* 2- PS-1-RS, 2-MO-1-RS e 2-CI-1. Todavia, os dados apresentados encontram-se restritos à Petrobras S.A.

Há considerável quantidade de estudos que versam sobre palinóforos presentes em sedimentos quaternários, para caracterizar a evolução paleoambiental e paleoclimática, como é observado em Neves (1991), Neves & Lorscheitter (1995), Lorscheitter & Dillenburg (1998), Medeanic *et al.* (2000, 2006, 2007), Werneck & Lorscheitter (2001), Marques-Toigo *et al.* (2002), Bauermann (2003), Meyer (2004), Meyer *et al.* (2005, 2006) e Medeanic (2006a, 2006b).

Adicionalmente, Premaor *et al.* (2008) identificou paleoambientes relativos a seção posicionada no Cretáceo Superior, enquanto Fischer *et al.* (2008b; 2009) apresentou resultados preliminares sobre a interpretação paleoambiental de seção selecionada do poço BP-1, posicionada no Paleoceno da bacia. Kley (2007) e Silva *et al.* (2008) apresentaram interpretações sobre dinâmicas paleoambientais da seção miocena da Bacia de Pelotas nos poços *onshore* 2-TG-96-RS e 2-CA-1-RS, respectivamente.

Do ponto de vista paleogeográfico, Arai (2007) realizou um extenso estudo acerca da distribuição dos dinoflagelados ao longo da margem continental brasileira para todo o Cretáceo, dentro do qual a Bacia de Pelotas também foi estudada através de dados do poço 2-BPS-6A. O reconhecimento dos cistos de dinoflagelados, permitiu a proposição de modelos paleogeográficos com base no provincialismo e/ou endemismo dos táxons presentes, além de interpretações a respeito da disposição continental Sulamericana durante esse período.

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 Seleção das amostras

As amostras estudadas são relativas a duas sondagens efetuadas pela Petrobras S.A. durante a década de 70 na plataforma continental brasileira, dentro dos limites territoriais do Estado do Rio Grande do Sul, incluindo sua área oceânica. A área de abrangência corresponde à Bacia de Pelotas, conforme situação apresentada na Figura 2. Os poços referidos situam-se a aproximadamente 80-100 km da linha de costa, e recebem as denominações de BP-1 (sob as coordenadas geográficas 30°39'43"S e 49°15'17"W) e BP-2 (31°14'06"S e 50°17'24"W), dos quais foram extraídas amostras de rochas com dois caracteres distintos: testemunhos de sondagem e amostras de calha, respectivamente.

O poço BP-1 (Figura 4), que apresenta profundidade máxima de 4.652 m, foi estudado a partir de seis (6) amostras de testemunhos de sondagem correspondentes a um intervalo de cerca de 8 m, posicionados entre as profundidades 3.795,10 e 3.787,05 m, as quais foram relacionadas por Gomide (1989) a um intervalo com idade entre Cretáceo superior e Paleoceno inferior/médio, através do emprego de datação relativa por nanofósseis calcários. O poço BP-2 (Figura 5) está locado na porção interna do Baixo de Mostardas, feição tectônica associada a eventos de incisão de vales fluviais na plataforma (Fontana, 1996) e alcança a profundidade máxima de 5.202 m. Relativas a este poço estudaram-se vinte e duas (22) amostras de calha, referentes às profundidades entre 3.390 e 2.595 m, contemplando as épocas entre Paleoceno e Eoceno, segundo Gomide (*op. cit.*). Cada amostra de calha representa o resgate de 15 m de rocha perfurada, dispondo-se assim sob a forma de fragmentos de rocha extraídos durante a perfuração. Os perfis litológicos idealizados dos poços são apresentados nas figuras 3 e 4.

A seleção das amostras foi realizada de acordo com aspectos considerados por Arai (1982) como mais profícuos ao estudo palinológico, buscando-se respeitar parâmetros como granulometria fina, cor escura e quaisquer outros caracteres indicativos de presença de matéria orgânica, como por exemplo, a ocorrência de aspecto carbonoso no material. Além da seleção cuidadosa do material a ser processado, contemplando os parâmetros já citados, procurou-se respeitar ainda um espaçamento entre as amostras, que permitisse a representação satisfatória da base, do meio e do topo das seções, bem como

de seus intervalos intermediários. Enfim, foram submetidos ao processamento palinológico fragmentos de rochas caracterizados como folhelhos, eventualmente com algum conteúdo significativo de areia ou com predominância de cores claras sobre escuras, no caso das amostras de calha.

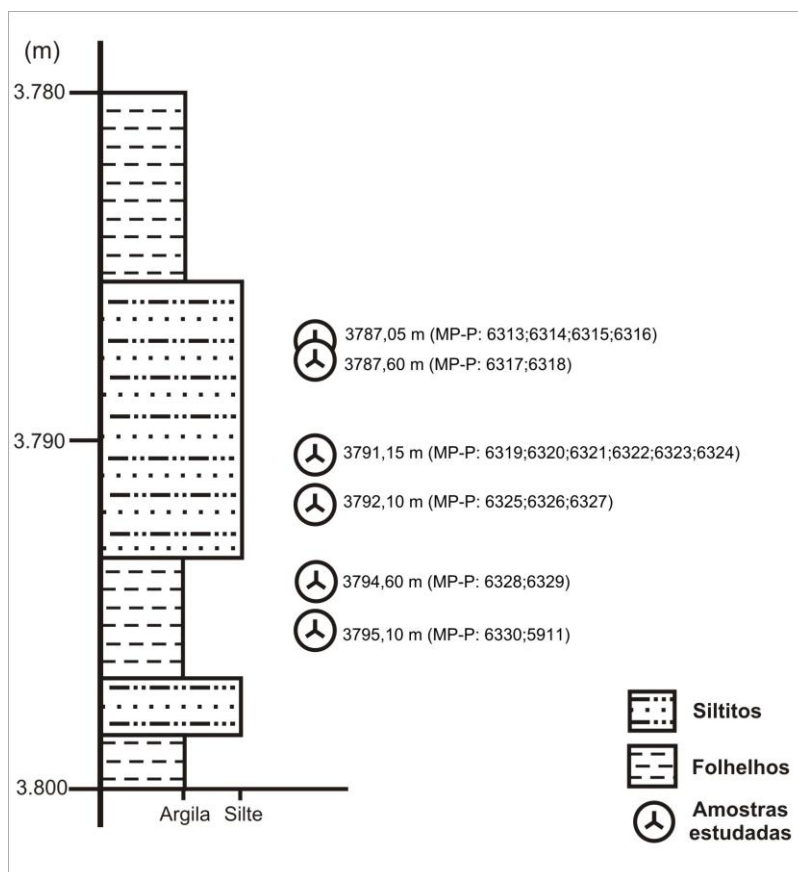


Figura 4. Perfil idealizado da seção estudada no Poço BP-1.

3.2 Processamento laboratorial das amostras

O processamento palinológico das amostras foi realizado integralmente no Laboratório de Palinologia Marleni Marques-Toigo (LPMMT), Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). Para o correto desempenho do processamento, buscou-se acompanhar o procedimento padrão descrito na literatura para material palinológico fóssil, incluindo cistos de dinoflagelados, adaptado de Quadros & Melo (1987) e Wood *et al.* (1996).

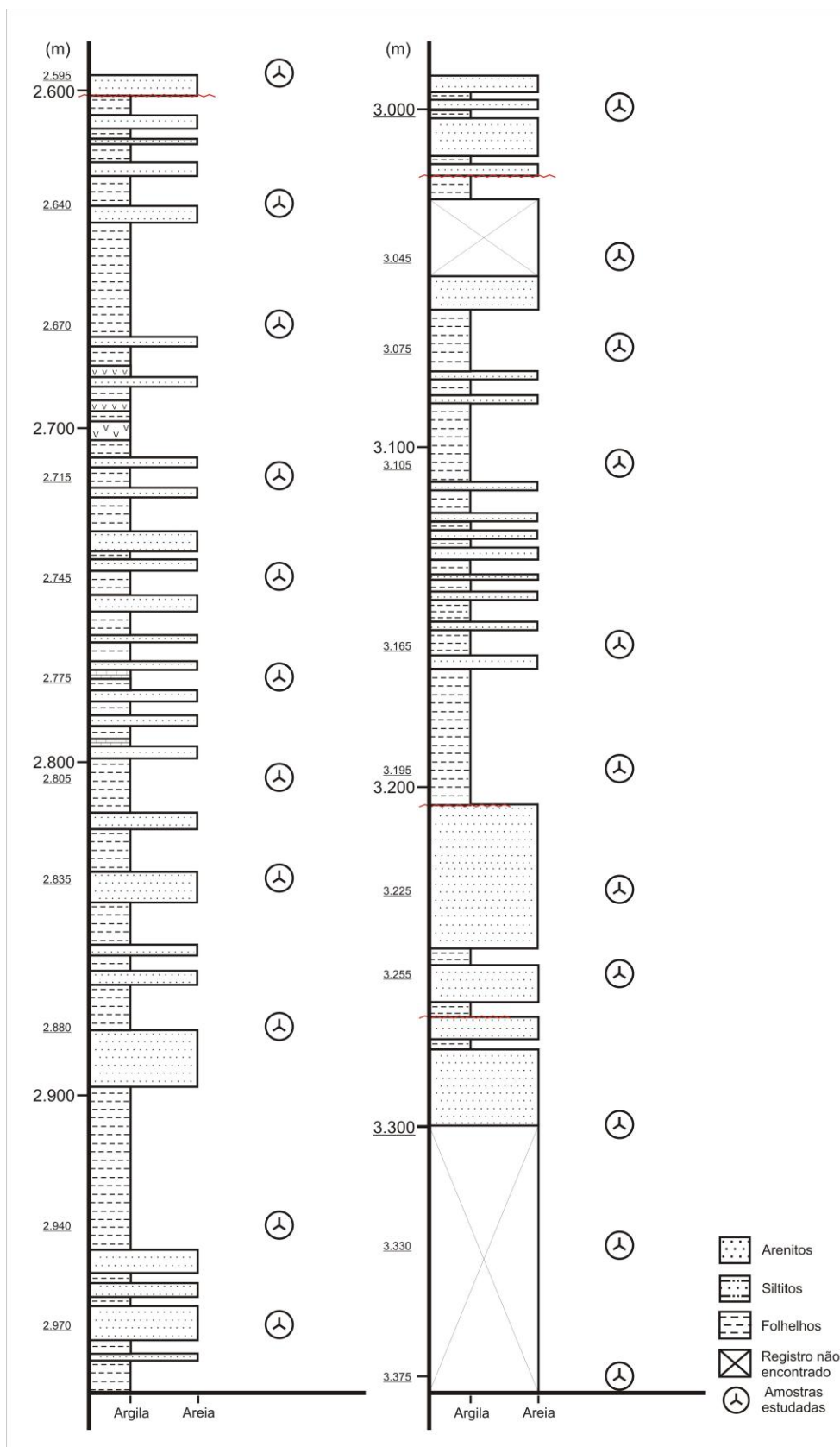


Figura 5. Perfil idealizado da seção estudada no Poço BP-2.

Esse procedimento objetiva a remoção total da fração mineral de uma amostra, e conseqüente concentração da sua fração orgânica, doravante denominado resíduo palinológico. A seleção das amostras parte da observação visual dos aspectos litológicos, procurando-se selecionar amostras que atendam aos critérios propostos por Arai (1982), conforme citado anteriormente. Do material selecionado, foram separados fragmentos entre 2 e 5 mm de diâmetro de cada amostra, oriundos do procedimento de maceração em almofariz de porcelana, sem pulverizar a amostra, no caso das amostras de rocha maciça dos testemunhos de sondagem. Essa etapa é ausente no processamento das amostras de calha, tendo em vista que as amostras já são coletadas sob a forma de fragmentos de rochas, sendo necessária apenas a separação do volume pretendido. As massas totais dos fragmentos selecionados variaram entre aproximadamente 10 e 30 g de rocha, a depender da quantidade de folhelho existente, os quais foram submetidos então ao ataque químico, com a finalidade de diluir os componentes inorgânicos das amostras. Os ataques químicos foram realizados em três (3) etapas principais: (i) reação através de ácido clorídrico (HCl), em béqueres de plástico, (ii) ácido fluorídrico (HF), em béqueres de plástico, e (iii) ácido clorídrico até 60°C de temperatura, em *erlenmeyer*, para dissolução dos constituintes inorgânicos carbonáticos, silicáticos e neoformados durante o processamento, como fluoretos, por exemplo. Em seguida, procedeu-se com a concentração da fração residual por peneiramento em malhas entre 0,02 e 0,25 mm, a fim de obter o material palinologicamente mais profícuo, configurando o resíduo palinológico, a partir do qual foi realizado o estudo. Constituintes carbonáticos foram acusados de maneira mais expressiva nas amostras de calha do poço BP-2, uma vez que estas reagiram ao teste de ataque químico por ácido clorídrico, no qual um pequeno volume de amostra é imerso em pequeno volume de ácido, a fim de otimizar os gastos de tempo e financeiros envolvidos no processamento, e verificar se há valores expressivos de minerais carbonáticos. Este teste é realizado anteriormente a qualquer etapa de adição de reagentes químicos às amostras. Todos os procedimentos envolvendo reagentes químicos foram realizados em capela de exaustão, utilizando-se equipamentos de proteção individual, tais como luva, óculos e jaleco. Os constituintes ácidos de cada etapa foram eliminados por adição de água destilada, decantação e descarte para tratamento químico em local apropriado nas dependências da universidade.

A partir do resíduo palinológico foram confeccionadas lâminas palinológicas, através da mistura de um pequeno volume deste resíduo disposto em solução aquosa com goma (*Cellosize*) de fabricação especial para facilitar o espalhamento do material sobre a lamínula. A lamínula recebe aquecimento para a secagem da mistura nela contida, para a posterior colagem na lâmina através de *Entellan* (cola sintética).

Para materiais em que foi constatada a presença substancial de matéria orgânica agrupando partículas e dificultando a identificação, optou-se utilizar metodologia para desagregação deste material, que consiste do acréscimo de Hidróxido de Potássio (KOH) 10% ao resíduo palinológico. A opção pela utilização desse método consiste da busca pela separação do material agrupado, permitindo assim a melhor visualização dos palinomorfos existentes no material. A solução de KOH é adicionada ao resíduo palinológico, dobrando o seu volume. Por isso é importante retirar a água sobressalente, ensejando menor gasto de material. A reação deve ser interrompida em até dez (10) minutos com adição de água destilada e nova lavagem da amostra na peneira, para diluição do KOH, evitando a sequência da reação, que por ser de oxidação, levariam à degradação total do material com o tempo. Vale ressaltar que somente parte do resíduo palinológico foi utilizada nesse procedimento, resultando na confecção de lâminas para o estudo exclusivamente taxonômico e bioestratigráfico. As lâminas que embasam as contribuições de cunho paleoambiental são aquelas confeccionadas com o resíduo palinológico original.

O material selecionado dos poços BP-1 e BP-2 subsidiou a confecção de 19 e 35 lâminas palinológicas para estudo, respectivamente. As lâminas foram depositadas na palinoteca do LPMMT, sob as codificações MP-P: 6313-6330 e 5911 (Poço BP-1), e MP-P: 5912-5946 (Poço BP-2), conforme se observa nos quadros 1 e 2. Atenta-se para o fato de que, apesar de o número de amostras e o intervalo amostrado no Poço BP-2 ser significativamente maior do que no Poço BP-1, necessitou-se utilizar um número proporcionalmente maior de lâminas no estudo deste último, devido a este material ter sido extensivamente utilizado durante o treinamento de identificação palinológica.

Poço	Profundidade (m)	Codificação (MP-P)
BP-1	3.787,05	6313; 6314; 6315; 6316
	3.787,60	6317; 6318
	3.791,15	6319; 6320; 6321; 6322; 6323; 6324
	3.792,10	6325; 6326; 6327
	3.794,60	6328; 6329
	3.795,10	6330; 5911

Quadro 1: Relação de lâminas para cada amostra estudada do Poço BP-1.

3.3 Análise sob microscopia óptica

O material palinológico de interesse constante do resíduo palinológico inclui palinomorfos, fitoclastos e matéria orgânica amorfa. As dimensões dessas partículas são

variadas, o que explica o peneiramento dentro do intervalo 0,02-0,25 mm, sendo assim visíveis a partir do uso da microscopia ótica em luz branca transmitida, podendo, em casos específicos, serem visualizados a partir de outras técnicas de microscopia ótica, dentre as quais se pode citar a reflexão por luz azul incidente. Os equipamentos utilizados para a visualização do material foram os microscópios biológicos das séries Olympus CX31, BX41, BX51, BX61, do LPMMT, em aumentos entre 100 e 1.000 vezes. Todo o material presente nas lâminas foi observado a partir de varreduras em seções transversais visando o exame geral e total do resíduo orgânico, como triagem inicial para fins de melhoria na qualidade das lâminas, do ponto de vista de fertilidade palinológica, abundância/preservação dos espécimes e presença/ausência de minerais ou outros constituintes indesejáveis a cada tipo de análise. Da etapa de triagem inicial foram selecionadas as melhores lâminas para o exame palinológico (i.e. com material mais bem distribuído na lamínula), as quais foram analisadas com maior afinco através da varredura total com o uso dos aparelhos supracitados.

Poço	Profundidade (m)	Codificação (MP-P)
BP-2	2.595 – 2.610	5912; 5913
	2.640 – 2.655	5914
	2.670 – 2.685	5915; 5916; 5917
	2.715 – 2.730	5918
	2.745 – 2.760	5919
	2.775 – 2.790	5920
	2.805 – 2.820	5921
	2.835 – 2.850	5922
	2.880 – 2.895	5923; 5924
	2.940 – 2.955	5925; 5926
	2.970 – 2.985	5927
	3.000 – 3.015	5928; 5929
	3.045 – 3.060	5930; 5931; 5932
	3.075 – 3.090	5933
	3.105 – 3.120	5934; 5935
	3.165 – 3.180	5936
	3.195 – 3.210	5937
	3.225 – 3.240	5938
	3.255 – 3.270	5939; 5940
	3.300 – 3.315	5941; 5942
3.330 – 3.345	5943; 5944	
3.375 – 3.390	5945; 5946	

Quadro 2: Relação de lâminas para cada amostra estudada do Poço BP-2.

Nas amostras do Poço BP-1, para os casos em que se observou matéria orgânica amorfa a afetar irredutivelmente a visibilidade dos espécimes encontrados, ou de espécimes com paredes orgânicas muito finas, tornando-os translúcidos, optou-se por utilizar, adicionalmente, o método de reflexão por iluminação através de fluorescência, à qual, ao reagir com componentes orgânicos altamente hidrogenados, gera espectros de reflexão que ganham destaque no campo ótico, facilitando a visualização de elementos fitoplanctônicos, que possuem, comumente, altos teores de hidrogênio em suas paredes orgânicas, em decorrência da presença de pigmentos fotossintetizantes (Strother *et al.*, 1996). Essa técnica foi utilizada para auxiliar o exercício de contagem das partículas presentes nas lâminas.

O uso de KOH em algumas amostras figurou como imprescindível à melhor visualização do material, nas amostras do Poço BP-1. O procedimento de adição de KOH aos resíduos palinológicos não foi necessário nas amostras do poço BP-2. Além do uso da técnica de luz incidente nos palinomorfos, o auxílio do *Differential Interference Contrast* (DIC), uma técnica de visualização com base no contraste gerado pela diferença de relevo das formas dos palinomorfos, destacando os seus aspectos morfológicos, também se mostrou de grande eficiência na melhor visualização de espécimes de difícil identificação.

Os espécimes encontrados foram registrados em fichas de leitura para cada lâmina, buscando-se separá-los em morfogrupos, de acordo com suas afinidades e características biológicas e/ou diagenéticas. Suas posições nas lâminas foram registradas conforme o sistema de coordenadas *England Finder*. À etapa de identificação taxonômica seguiram-se as etapas de fotodocumentação dos espécimes mais representativos, seja do ponto de vista bioestratigráfico, ecológico ou paleoambiental, em aumentos de 400, 600 e 1.000 vezes.

Os dados obtidos durante a etapa de análise sob microscopia ótica são aqui considerados dados brutos, uma vez que as etapas posteriores são dedicadas ao refino qualitativo e quantitativo do material. Estas etapas tencionaram subsidiar o estudo bioestratigráfico, e são descritas a seguir.

3.4 Análise taxonômica

O estudo taxonômico foi realizado com base nos dados obtidos das leituras das lâminas. Após a etapa inicial de reconhecimento dos morfogrupos, procurou-se

identificar sistematicamente os espécimes registrados. Assim, valendo-se do dado prévio de Gomide (1989), que posiciona o material estudado ao longo de parte do Paleógeno, incluindo o seu limite com o Cretáceo, as identificações taxonômicas tiveram apoio principalmente na literatura nacional e internacional existente para material relativo a essa idade.

A análise taxonômica constitui etapa de grande importância em estudos de cunho bioestratigráfico, pois buscam ensejar a correta interpretação da idade relativa das amostras, do seu significado paleoambiental e paleoecológico, através do confronto dos resultados com outros dados disponíveis, que possam vir a colaborar com as discussões, e consequentes conclusões do estudo.

3.5 Análise quantitativa

A análise quantitativa foi realizada juntamente à análise taxonômica, porém de maneira diferente para os dois poços estudados, visando identificar as principais diferenças entre um método e outro, dado que os métodos de coleta das amostras são caracteristicamente diferentes (testemunhos de sondagem e calha). Os métodos de quantificação são descritos a seguir.

3.5.1 Poço BP-1

A quantificação palinológica do Poço BP-1 foi realizada a partir de amostras de testemunhos de sondagem, sob métodos de amostragem que permitem o fidedigno acesso à rocha. Dessa forma, a contagem dos elementos palinológicos presentes nas lâminas foi então realizada de maneira absoluta, em aumentos de 400 vezes, com o auxílio de luz fluorescente para a visualização de alguns palinomorfos ocultos sob a matéria orgânica amorfa, ou de parede translúcida. Durante as contagens procurou-se identificar e agrupar previamente os elementos, à medida que eram registrados nas lâminas. Os principais morfogrupos são matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos, cada um contendo subdivisões de acordo com suas peculiaridades. Existem ainda outros grupos, que não se enquadram em nenhum dos três anteriores, mas que também são importantes à identificação da natureza da associação palinológica.

Para cada nível estudado foram confeccionadas lâminas que permitissem a contagem necessária da matéria orgânica particulada, buscando-se espalhar bem a matéria orgânica sobre a lamínula, a fim de se evitar o acúmulo de elementos em grumos, o que dificultaria a visualização e, conseqüentemente, a contagem. Nessa etapa efetuou-se a quantificação de todos os componentes até atingir o montante de, no mínimo, 200 palinórfos, saturação mínima a partir da qual Chang (1967), reconhecendo a dificuldade existente na preservação da assembleia fóssil completa e valendo-se de dados estatísticos, concorda que a variação no desvio padrão dos dados obtidos de forma quantitativa não apresenta mudanças significativas, opinião compartilhada por Dino (1992) em estudo do Cretáceo da Bacia de Potiguar. Dessa forma, optou-se por usar esse limite de contagem. Por outro lado, Chang (*op. cit.*) reconhece que a contagem palinológica ideal é de pelo menos mil (1.000) palinórfos por nível.

Os valores de frequência foram tratados no *Software* TILIA AND TILIAVIEW®, versão 2.0.2 (Grimm, 2004), mais comumente utilizado em trabalhos de palinologia do Quaternário (Oliveira *et al.*, 2005) e que se mostra adequado para a apresentação dos dados gerados neste trabalho, pois permite a organização dos dados concernentes à quantificação de constituintes da matéria orgânica particulada, parte do exercício de análise paleoambiental.

3.5.2 Poço BP-2

O material relativo ao Poço BP-2 consiste de amostras de calha, representadas por intervalos de 15 m de rocha, cada. Esse foi o método de coleta utilizado durante grande parte da operação da sonda estudada, segundo o que se pode concluir a partir do lote de amostras do qual o material estudado foi extraído. Geralmente, o intervalo de 15 m de rocha representa uma quantidade de informações relativamente grande. Como parâmetro, pode-se verificar que os folhelhos geradores mais importantes da Bacia do Solimões têm caráter frasniano (Devoniano Superior), e são oriundos de depósitos associados a uma superfície de inundação máxima da bacia, contendo seções condensadas, nas quais se registram grandes intervalos de tempo dentro de espessuras de rochas relativamente pouco expressivas, estando entre aproximadamente 40 e 50 m em algumas seções estudadas dessa bacia (Barata & Caputo, 2007). É importante verificar, para fins de entendimento do efeito da carga sedimentar sobre as rochas, ainda que com menor significância, que os prospectos da Bacia do Solimões são encontrados a profundidades da ordem de 3.000 m, assim como acontece com os estratos estudados no

Poço BP-2, na Bacia de Pelotas (profundidade máxima de 3.390 m). Entretanto, a Bacia de Solimões possui idades mais antigas, e uma área muito maior, o que faz com que a carga sedimentar seja baixa, relativamente (Eiras & Wanderley Filho, 2006), enquanto a mesma profundidade é observada na Bacia de Pelotas, ao longo de uma área menor, o que pode incrementar os efeitos da carga sedimentar. Apesar disso, nesta última, as idades são também mais recentes, implicando assim em menor tempo de efeito da compactação. Ainda assim, estima-se que a compactação na Bacia de Pelotas tenha influências consideráveis, fato que colaboraria para a diminuição das espessuras das rochas e condensação de materiais, incluindo as associações palinológicas, fato relevante para considerar a ocorrência de mistura de fósseis, diagênese e metamorfismo que pode haver em um determinado nível estratigráfico, crescendo de modo diretamente proporcional à espessura do intervalo compreendido pela amostra selecionada para estudo. Além disso, como amostras de calha são coletadas durante a perfuração, sem cuidados especiais, é natural que fragmentos consistentes de material de profundidades mais rasas incorporem o material recuperado a maiores profundidades, relativamente, de maneira a tornar o processo de contaminação algo esperado, e muito comum, para amostras dessa natureza (Regali, com. verb., 2011). Dentro desse contexto, recomenda-se, quando do estudo de amostras de testemunhos de sondagem, a submissão de amostras com menores espessuras possíveis ao processamento palinológico.

Dessa forma, considerando as limitantes citadas, realizar a contagem em amostras de calha configura um procedimento cuja resposta é pouco fiel à realidade de cada intervalo, pois misturaria diferentes informações, podendo ensejar interpretações inconsistentes. Optou-se então por fazer observações dos comportamentos gerais das assembleias contidas nas lâminas palinológicas das amostras de calha do Poço BP-2 de uma maneira expedita, procurando-se identificar se há conspicuidade na ocorrência de algum elemento, por exemplo, ou qualquer outra observação de grande destaque dentro das associações, configurando, assim, as informações que tendem a ser mais contundentes em estudos a partir de amostras de calha. Essas descrições buscaram fornecer um aporte informativo que pudesse enriquecer os dados obtidos através da análise taxonômica. Com o argumento de que considerações ambientais feitas a partir de amostras de calha tendem a serem pouco fiéis à realidade, Daners & Guerstein (2004) optaram por utilizar do mesmo método ao estudarem amostras do limite entre Cretáceo e Paleógeno da Bacia de Punta Del Este, afirmando que não é recomendado o uso de métodos estatísticos no tratamento de amostras de calha, uma vez que as flutuações menores nas frequências relativas podem estar alteradas pela natureza da amostragem.

3.6 Análise bioestratigráfica

A bioestratigrafia compreende o estudo de sucessões estratigráficas a partir do fósseis contidos nas rochas. A partir dessa ferramenta são possíveis as interpretações verticais e horizontais, com base no reconhecimento do comportamento ambiental, ecológico e/ou temporal, por exemplo, dos organismos estudados.

Os dados obtidos através da microscopia óptica embasaram as considerações bioestratigráficas do estudo, fornecendo subsídio a partir das análises qualitativas (taxonômica) e quantitativas (agrupamento numérico dos elementos presentes, associado ou não à análise taxonômica) ao posicionamento biocronoestratigráfico, e à interpretação paleoambiental. Essas duas disciplinas são estudadas com base no confronto dos dados obtidos durante a leitura das lâminas com o material disponível na literatura, buscando-se identificar características estratigráficas dos depósitos que contêm associações palinológicas de maior semelhança com aquelas registradas no estudo.

3.6.1 Biocronoestratigrafia

Para o posicionamento biocronoestratigráfico que enseja a datação relativa dos depósitos estudados, é fundamental trabalhar com o conceito de primeira e última ocorrência dos táxons registrados. A profundidade mais rasa de ocorrência de um táxon é tentativamente associada ao seu último aparecimento, coincidindo com o termo conhecido mundialmente na área da bioestratigrafia pela sigla LOD (*Last Occurrence Datum*), inserida juntamente com o termo FOD (*First Occurrence Datum*) por Berggren & Van Couvering (1978 *apud* Daners & Guerin, 2004).

Os dados taxonômicos coletados durante o desenvolvimento do estudo são os principais subsidiadores das interpretações biocronoestratigráficas. O confronto dessas informações com a literatura existente permite a identificação de quais dos táxons registrados são aqueles que apresentam as amplitudes estratigráficas mais relevantes ao intervalo estudado, a partir dos seus limites de primeira e última ocorrência, FOD e LOD, respectivamente. Uma vez compreendidos esses intervalos para os táxons identificados, é possível interpolá-los em busca da verificação da idade relativa da associação fossilífera, finalizando-se assim a etapa mais importante do estudo biocronoestratigráfico. Visualizando-se esses limites, é possível traçar uma faixa de idade provável para as associações, no caso

do Poço BP-1, no qual um intervalo muito pouco espesso é estudado. Cabe ressaltar que, no caso das amostras de calha, coletadas durante a perfuração do poço, o LOD torna-se a principal informação biocronoestratigráfica a ser obtida, uma vez que os limites de primeiro aparecimento podem fornecer falsas informações. Assim, para o Poço BP-2, em que estudou-se um intervalo estratigráfico maior a partir de amostras de calha, o uso exclusivo dos LOD's dos táxons permite que se estabeleçam relações de diferenciais de idades, nas quais as últimas ocorrências de táxons refletem horizontes marcados por bioeventos.

Grande valia ao estudo biocronoestratigráfico tem ainda a compreensão dos bioeventos de ocorrência, marcados pela conspícua participação de determinadas espécies nas associações palinológicas. Além disso, procede-se com o exercício de visualizar a associação inteira de táxons. Portanto, é importante acessar literatura em que depósitos contíguos em idade e, de preferência, geograficamente, são estudados, para verificar quais são as principais semelhanças e diferenças entre o que já foi estudado e os resultados alcançados durante o estudo.

Os poços estudados apresentaram associações palinológicas ricas em cistos de dinoflagelados, elementos muito úteis à bioestratigrafia em depósitos de idades mesozoicas, tanto por sua rápida evolução e diferenciação ao longo do tempo geológico, quanto pela característica de serem extremamente sensíveis às condições físicas e químicas da região, favorecendo ou não a sua proliferação. O arcabouço bioestratigráfico mais importante para bacias sedimentares brasileiras com depósitos de idades mesozoicas, presente em Regali *et al.* (1974a), tem seu conteúdo de dinoflagelados muito pouco explorado, sendo mais concentrado em palinomorfs de hábitos terrestres. Estudos em seções marinhas de bacias situadas em configurações geológicas ou geográficas similares às de Pelotas, foram importantes para o ajuste, comparação, tratamento e refino dos dados levantados durante o estudo.

3.6.2 Paleoambientes

As relações paleoambientais são propostas de acordo principalmente com o comportamento quantitativo dos elementos palinológicos presentes nas amostras estudadas. Os grupos predominantes nas associações fósseis tendem a indicar quais as condições paleoambientais presentes nos depósitos estudados. A identificação taxonômica, por sua vez, bem como a associação de táxons registrada, também podem fornecer

informações importantes sobre a paleobatimetria oceânica, no caso de estratos marinhos, por exemplo. Assim, o quantitativo final de elementos, apoiado pelo estudo qualitativo dos grupos fósseis presentes dentro de uma lâmina, dizem muito a respeito do ambiente deposicional em que o material se encontra, tanto no âmbito do sítio deposicional, quanto nos âmbitos da sua paleobatimetria, paleoclimatologia, e inclusive das possíveis relações paleoecológicas existentes na amostra estudada.

Como já citado, os resultados alcançados durante o estudo revelam predomínio de cistos de dinoflagelados nas associações palinológicas. Esses elementos são tipicamente registrados em ambientes marinhos, e costumam apresentarem-se dispostos em diferentes profundidades. Portanto, a identificação taxonômica dentro da associação palinológica pode conferir importantes informações de cunho paleobatimétrico. Diversos são os estudos que buscam propor distribuições ambientais de gêneros de dinoflagelados, dentre os quais se podem destacar Köthe (1990) e Sluijs *et al.* (2005). Além disso, o registro de espécies ou gêneros de dinoflagelados ocorrendo em grande abundância fornece informações valiosas a respeito das condições paleoambientais e paleoecológicas, permitindo a proposição, inclusive de zoneamentos a partir de ecozonas, como é possível verificar em Arai *et al.* (1994).

4 PALINOLOGIA

4.1 Características gerais e potencialidades

O termo “palinologia” designa o estudo de organismos constituídos por parede orgânica, e foi cunhado por Hyde & Williams (1944) para descrever uma “farinha fina” recuperada de amostras de sedimentos. Os grupos biológicos comportados pela palinologia são variados, e possuem uma ampla abrangência dentro da história geológica da Terra, distribuindo-se praticamente por todo o Fanerozoico, através de diferentes formas de vida. Dentre eles, destacam-se miósporos (grãos de pólen e esporos), quitinozoários, cistos de dinoflagelados e acritarcos. Assim, é importante ressaltar que a palinologia incorpora elementos respeitando uma lógica descritiva e composicional (necessariamente organismos constituídos por parede orgânica), e não necessariamente sistemática. Os componentes da palinologia, doravante denominados palinomorfos (do grego palino = disperso e *morfo* = forma), são identificados como partículas orgânicas de dimensões compreendidas entre 0,005 e 0,5 mm, e possuem registro que data desde o Proterozoico até os tempos modernos. Assim, o grupo é caracterizado por representar grande importância em estudos estratigráficos, uma vez que tem oferecido satisfatório aporte a questões dentro do âmbito da bioestratigrafia.

A parede fossilizável dos palinomorfos é constituída de moléculas orgânicas extremamente resistentes, que compõem substâncias geralmente classificadas como esporopolenina, quitina, pseudoquitina ou dinosporina, por exemplo. Esses compostos têm por característica apresentarem grande potencial para a fossilização. Contudo, apesar da alta resistência, a ação física e química causada por inúmeros processos diagenéticos ou geológicos externos podem tornar essas paredes vulneráveis a fenômenos de não preservação, como deposição em ambiente oxidante ou alcalino, recristalização ou neoformação de minerais, associação de depósitos sedimentares a estruturas tectônicas como brechas, falhas e zonas de cisalhamento, e temperaturas elevadas relacionadas a atividades vulcânicas sob a forma de intrusões ou soterramento que gradualmente carrega os estratos a diferentes geotermas. Em ambos os casos em que há ação de temperaturas elevadas, é possível verificar efeitos de carbonificação nos palinomorfos, geralmente conferindo alteração da composição e coloração dos palinomorfos (Traverse, 1988). O

estudo da palinologia em uma bacia sedimentar agrega dados importantes a respeito de seu arcabouço geológico, permitindo o reconhecimento de associações fossilíferas, as quais possibilitam a elaboração de estudos tencionados à bioestratigrafia, ferramenta que, segundo Antunes & Melo (2001), torna possível a detecção de feições geológicas em escala de detalhe as quais dificilmente seriam visíveis em seções sísmicas. Da mesma forma, a ferramenta provê uma informação refinada sobre as idades e paleoambientes relativos aos depósitos sedimentares.

A palinologia permite, ainda, considerações ecológicas, climáticas, latitudinais, entre outras áreas do conhecimento, por contar com a disposição de organismos representantes de diferentes reinos e hábitos, fornecendo um substancial refino à estratigrafia.

Entretanto, Bueno (2004) reporta que a cronocorrelação deve ser realizada a partir da utilização de todas as evidências geológicas possíveis, incluindo, além da distribuição de vários tipos de fósseis, traços e sequências de camadas, litologias, marcos elétricos de perfis de poços, transgressões e regressões, paleoclimatologia, atividade vulcânica, assinatura paleomagnética, datações isotópicas e até discordâncias.

4.2 O Querogênio

De acordo com Welte (1972), querogênio é a fração da matéria orgânica sedimentar insolúvel em solventes orgânicos, sendo comumente mais rica em hidrogênio e de baixa aromaticidade. Para Tyson (1995), designa a matéria orgânica contida em uma rocha sedimentar, resistente à completa dissolução da matriz rochosa através de ataque químico.

O querogênio é composto por três grandes grupos, que se diferenciam entre si por suas características predominantemente morfológicas, quais sejam: palinomorfos, fitoclastos e matéria orgânica amorfa.

A partir da quantificação do querogênio, se reconhecem as palinofácies, método descrito por Combaz (1964) como o estudo palinológico da assembleia total da matéria orgânica contida em um sedimento após a remoção da matriz inorgânica pela acidificação com ácido clorídrico (HCl) e ácido fluorídrico (HF), conceito defendido também por Tyson (1995). A importância dessa disciplina reside na análise da distribuição de

frequências dos morfogrupos da matéria orgânica particulada (e conseqüente identificação das associações mais semelhantes) aliada às informações tafonômicas dos elementos fósseis. Essa identificação pode acusar evidências sobre a natureza dos processos sin- e pós-deposicionais ocorridos e também da proveniência dos organismos. Embora tenham classificações muito semelhantes, os conceitos de querogênio e palinofácies têm significados distintos.

A seguir são apresentadas breves apresentações sobre os constituintes do Querogênio registrados nesse trabalho.

4.2.1 Palinomorfos

Os palinomorfos são divididos em: miósporos, cistos de dinoflagelados, acritarcos, elementos *incertae sedis*, zoomorfos e zooclastos, conforme detalhamento a seguir. O grupo dos dinoflagelados será explorado neste capítulo com maior afinco, de acordo com o seu elevado grau de importância no estudo, qualitativa e quantitativamente. Outros grupos estratigraficamente importantes para o estudo concernem aos esporos, grãos de pólen e acritarcos, cujas amplitudes estratigráficas estão contempladas na Figura 6.

- **Miósporos**

Miósporos é um grupo composto por grãos de pólen, esporos e esporos de fungos. Esses elementos estão predominantemente relacionados a organismos continentais.

- **Esporos**

Os esporos são relativos às células reprodutivas de alguns vegetais, principalmente pteridófitos e briófitos. Esses vegetais são geralmente encontrados sob a forma arbustiva, bordejando corpos d'água, por necessitarem de ambientes úmidos para que ocorra a germinação. Logo, esses organismos conformam vegetação típica desse tipo de ambiente, despejando seus esporos comumente na forma de tétrades ou díades (uniões de quatro e dois esporos, respectivamente), das quais remanescem estruturas conhecidas como cicatrizes de contato. O transporte dos esporos pode ser entomófito, ornitófilo ou hidrófilo.

Seu registro estratigráfico data do Ordoviciano, anterior ao aparecimento das primeiras plantas com reprodução sexuada. Assim, a resolução estratigráfica dos esporos perde em refino para os grãos de pólen, elementos surgidos no Carbonífero, que apresentam evolução mais rápida no tempo geológico.

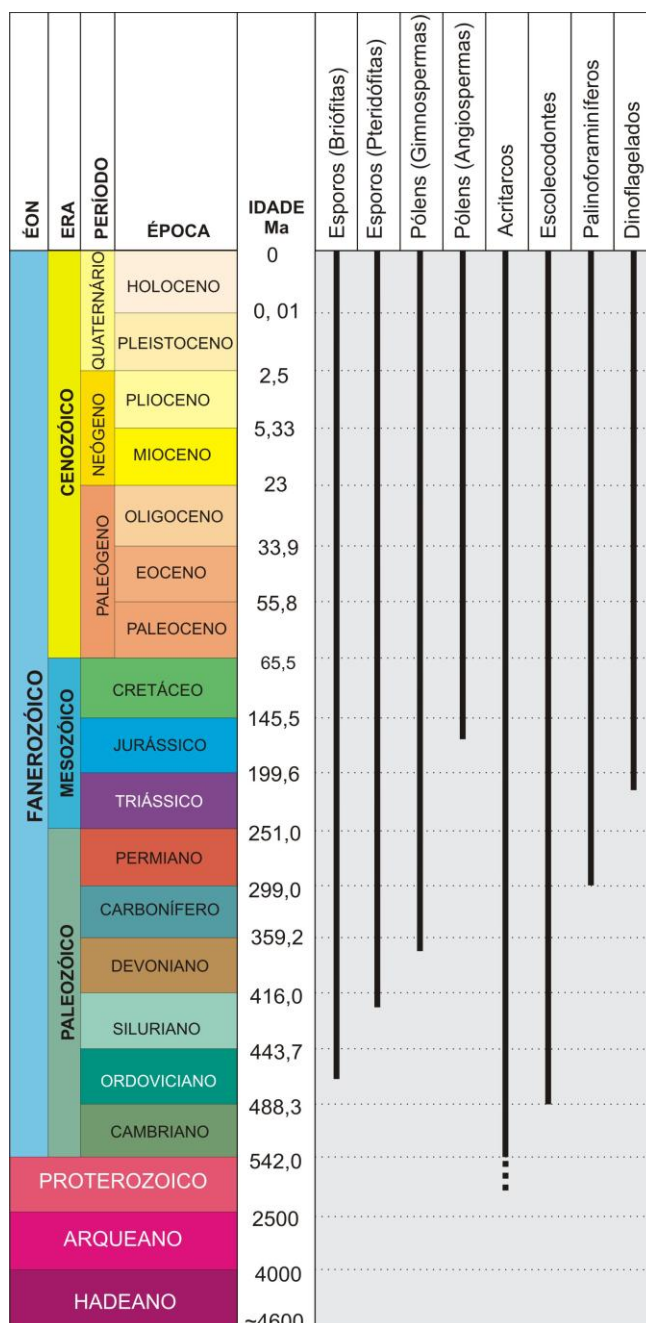


Figura 6. Principais distribuições estratigráficas dos palinomorfos ao longo do tempo geológico.

- **Grãos de Pólen**

Os grãos de pólen são registrados atualmente como estruturas reprodutivas de alguns grupos vegetais, em destaque gimnospermas e angiospermas. Essas estruturas são responsáveis pela condução dos gametas entre as plantas, permitindo a geração da semente. A disposição em tétrades ou díades também pode ser observada em grãos de pólen. Contudo, é mais comum a sua ocorrência isolada, em mônades.

A distribuição estratigráfica dos grãos de pólen é caracteristicamente importante no Paleozoico superior, no qual apresentam relevantes resultados bioestratigráficos. Grãos de pólen encontrados em registros dessa era são geralmente identificados pela presença de um ou mais sacos, ferramentas para a realização do transporte aéreo, como é o caso da maioria das plantas atuais relacionadas às gimnospermas.

Grãos de pólen de angiospermas (Cretáceo até o Recente), caracterizados principalmente por aberturas do tipo poros e colpos, têm estratégias de dispersão mais diferenciadas, incluindo vento, aves e insetos, por exemplo.

- **Dinoflagelados**

Os dinoflagelados são organismos unicelulares eucariontes de hábito planctônico e habitam todos os tipos de ambiente subaquoso, sendo abundantemente mais comuns em águas salgadas, transicionais ou oceânicas. No oceano, são tidos como os segundos produtores primários, compondo de forma representativa o fitoplâncton. Um exemplo do poder de reprodução desses organismos pode ser demonstrado pelos fenômenos conhecidos como marés vermelhas, ocorridos em períodos de abundância de nutrientes, o que favorece a acentuada reprodução de algumas espécies. Esse fenômeno tem um forte significado ecológico, visto que a alta proliferação de uma população de dinoflagelados permite a liberação de toxinas nocivas à fauna marinha, causando altas taxas de mortalidade de peixes. Tal fato se deve à relativa sensibilidade desses organismos a fatores externos, como a temperatura da água, a salinidade e a disponibilidade de oxigênio dissolvido. Atualmente, dois gêneros são comumente associados a esses fenômenos caracterizados como *Harmful Algae Bloom* (HAB): *Gymnodinium* e *Gonyaulacysta*. A tonalidade avermelhada da água durante as marés vermelhas deve-se aos pigmentos carotenoides (denoxantina e peridina), característicos desses organismos (Arai & Lana, 2004).

Durante o seu ciclo de vida (Figura 7), dinoflagelados podem incorporar-se ao sedimento através da produção de um cisto de repouso, cuja função é proteger e armazenar o conteúdo celular durante fases de péssimas configurações físicas ou químicas do ambiente para os organismos, devido à sensibilidade a mudanças ambientais. Dentro da palinologia estudam-se os cistos constituídos por uma parede orgânica altamente resistente, de composição similar à da esporopolenina conhecida como dinosporina, o que permite, sob condições ideais, a sua fossilização.

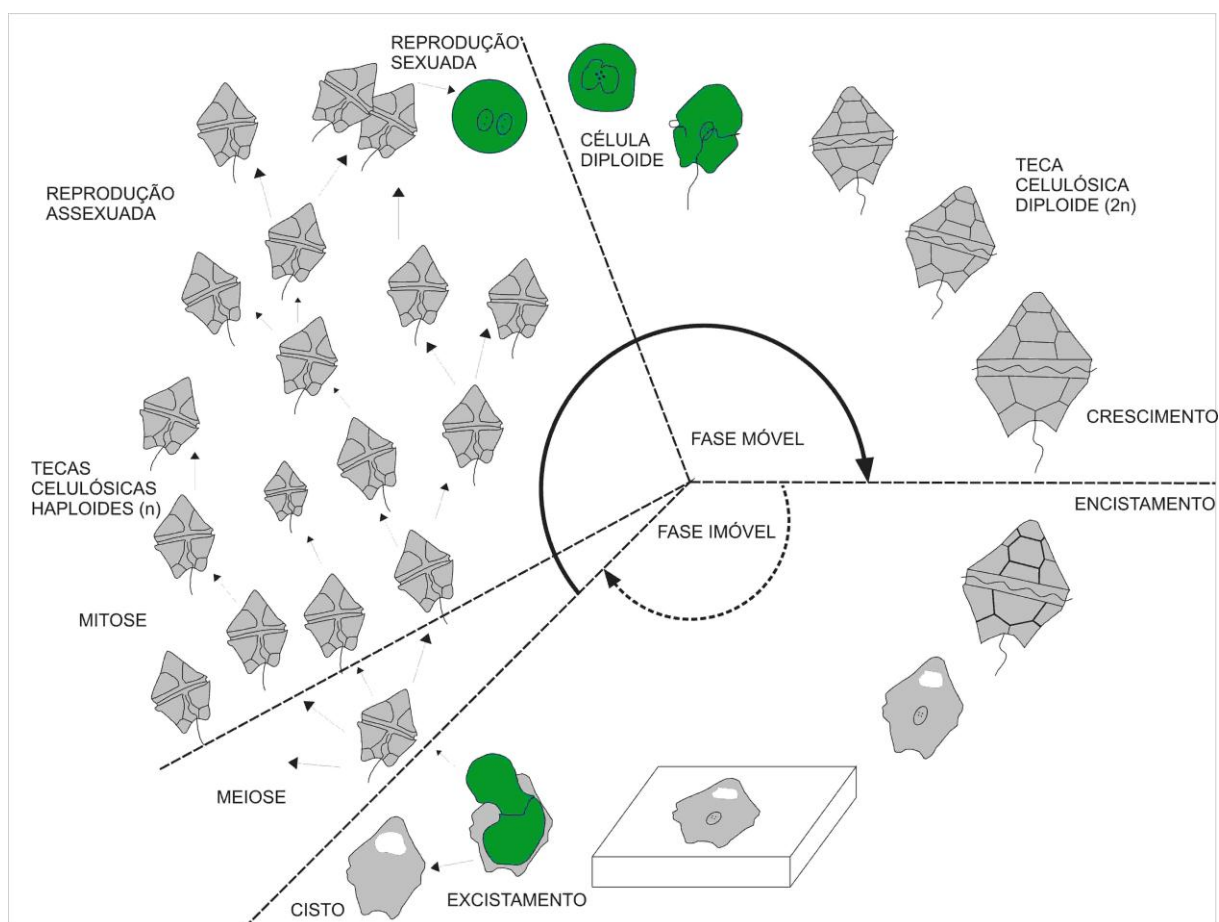


Figura 7. Representação do ciclo de vida dos dinoflagelados (modificado de Evitt, 1985).

Como microfósseis, dinoflagelados têm sido alvo de estudos em bacias do mundo todo, produzindo dados relevantes para o posicionamento bioestratigráfico e paleoambiental de depósitos sedimentares do Triássico Superior até o Recente, porém fornecendo melhores resultados em materiais de idades entre o Cretáceo e o Paleógeno, quando o grupo apresenta maior diversidade (Fensome *et al.*, 1996). Para os organismos fósseis, há uma subdivisão em quatro grupos, de acordo com sua morfologia e trofismo:

Gymnodinioides, Ceratioides, Gonyaulacoides e Peridinioides, todos com representantes atuais. Dentre esses quatro, os únicos registrados no presente trabalho são os dois últimos (Gonyaulacoides e Peridinioides). Os Gonyaulacoides são autótrofos e podem viver em profundidades diferentes na lâmina d'água, por conterem além de clorofila, uma substância denominada peridina, que os confere tal propriedade, diferentemente das diatomáceas, que são também autótrofas, porém contêm apenas clorofila, fazendo com que os organismos necessitem se estabelecer em profundidades mais superficiais da lâmina d'água. Os peridinioides, por outro lado, são heterótrofos e alimentam-se principalmente de diatomáceas e outros dinoflagelados. Por esse motivo, costumam habitar as profundidades da lâmina d'água nas quais se encontram os seus alimentos.

Quando em atividade, os dinoflagelados atuais produzem uma teca quitinosa, que é sua estrutura física externa na fase planctônica do ciclo de vida, a qual é dividida em dois momentos: o primeiro, após o excistamento, quando a célula é haploide; e o segundo, em sequência da reprodução sexuada, quando a célula é diploide. Essa teca é resultado da união de diversas placas, dispostas conforme um esquema morfológico de tabulação. A estrutura física interna dos dinoflagelados estudados pela palinologia é composta por um cisto de parede orgânica (Figura 8). Muitas características da teca estão refletidas no cisto, o qual passa a apresentar então, uma paratabulação, que pode resultar em uma cópia fiel da morfologia da teca ou não, a depender do gênero. Por esse motivo, a compreensão dessa paratabulação é essencial para a identificação taxonômica dos cistos de dinoflagelados. Os dinoflagelados recebem esse nome por causa da sua característica de locomoção em movimentos circulares ao redor do seu próprio eixo através de dois flagelos (do grego, *dinos* = pião, *flagellates* = flagelados), um circundando a posição equatorial da teca através de uma sutura bastante conspícua e outro na face ventral, associado a uma estrutura denominada sulco. Essas estruturas também são formadas por placas, sendo muitas vezes possível identificar a sua paratabulação. Essa disposição permite que os organismos flutuem por diferentes profundidades da lâmina d'água, através de movimentos verticais possibilitados pela ação dos flagelos.

Uma característica importante identificada somente no cisto e não na teca, é a presença de um arqueopilo, abertura pela qual a célula é liberada quando deixa o cisto para continuar o seu ciclo de vida. O fragmento que se “descola” da parede orgânica para a geração do arqueopilo é denominado opérculo. Assim, a observação de caracteres geométricos do arqueopilo pode ser diagnóstica no momento da identificação de um cisto de dinoflagelado. Outras características importantes à identificação taxonômica de um cisto são a sua forma geral (lenticular, discoide, oval, elipsoide, bicônico e poliédrico), a relação cisto-

teca (proximidade/distalidade entre o cisto e a teca), relações de parede (cavação ou presença de subdivisões na parede do cisto) e estrutura externa (tipo e tamanho dos processos ou ornamentações).

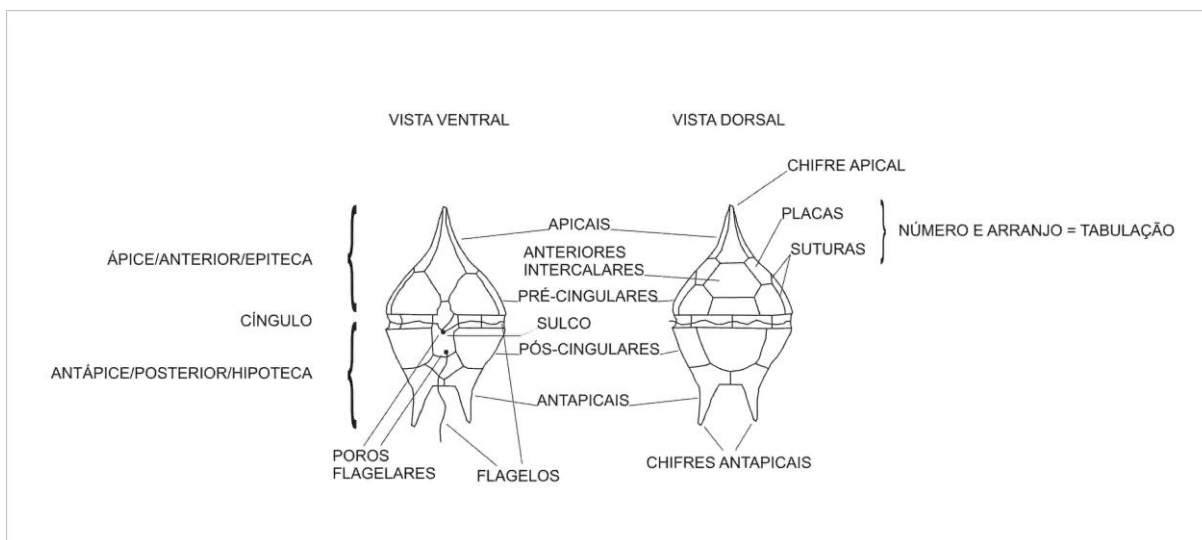


Figura 8. Esquema morfológico de um cisto de dinoflagelado (Modificado de Evitt, 1985).

- **Acritarcos**

Os acritarcos configuram um grupo palinológico associado a organismos sem uma classificação biológica exata. Entretanto, sabe-se que são registrados predominantemente em ambientes subaquosos, principalmente marinhos, e têm o seu registro fóssil desde o Proterozoico, a 1,4 Ga, com maior abundância e diversificação entre o Cambriano Inferior e o Devoniano Superior (Martin, 1994).

- **Esporos de Fungos**

Estruturas reprodutivas de fungos, com morfologias simples, o que dificulta a obtenção de dados taxonômicos e relações ecológicas e estratigráficas desses organismos. Salgado-Labouriau (2007) reporta possíveis relações de parasitismo para essas estruturas, sendo geralmente encontradas em associação com outros materiais de decantação em depósitos lacustres atuais.

- **Elementos *incertae sedis***

Elementos com formas diversas e sem afinidade biológica são geralmente associados a este grupo. Registram-se comumente em estudos palinológicos de material lagunar e marinho.

- **Palinomorfos indeterminados**

O alto transporte, de caráter abrasivo, as condições óxicas do ambiente e/ou a degradação parcial de palinomorfos são comumente causadoras de danos às estruturas físicas desses elementos. Assim, em associações palinológicas, podem ser reconhecidos elementos relativos a palinomorfos, porém de difícil identificação, o que os confere, geralmente, a classificação de palinomorfos indeterminados. O registro desses elementos pode fornecer subsídios para diversas interpretações sobre a dinâmica sedimentar de uma seção, bem como aspectos tafonômicos do material orgânico. Palinomorfos indeterminados podem estar associados também ao grupo *incertae sedis*, por não terem sido encontrados em registros bibliográficos.

- **Palinoforaminíferos**

Pouco se sabe sobre esse grupo, além do conhecido para foraminíferos. Estima-se que os palinoforaminíferos sejam a membrana orgânica interna das carapaças carbonáticas de foraminíferos, cuja dissolução resulta do tratamento químico durante o processamento das amostras de rocha. Uma vez estando essas estruturas orgânicas assim relacionadas, as únicas respostas que a sua identificação permite alcançar estão relacionadas ao ambiente e à ecologia.

- **Ovos de copépodes**

Ovos de copépodes (microcrustáceos) constituem os elementos reconhecidos como zooclastos mais comumente citados na bibliografia. Com dimensões geralmente muito grandes em relação aos demais palinomorfos, esses organismos apresentam difícil identificação e ocorrem em ambientes tipicamente marinhos.

4.2.2 Fitoclastos

Fitoclastos são partículas relacionadas a tecidos orgânicos associados a materiais lenhosos (xilema) desagregados de vegetais superiores ou fungos (hifas), e que são geralmente encontrados em lâminas palinológicas. O termo foi proposto por Bostick (1971), o qual relacionou esses elementos a todas as partículas de fração argila ou areia fina com as características supracitadas. A observação de características como os contornos gerais, a coloração, a presença de estruturas e o grau de degradação dessas partículas fornece subsídios para interpretações ambientais. Dessa forma, os fitoclastos são subdivididos em dois grupos: opacos e não opacos.

- **Fitoclastos opacos**

Fitoclastos opacos são registrados em alta frequência geralmente quando associados a ambientes oxidantes de alta energia e sedimentos de granulometria grossa, como deltas, por exemplo (Tyson, 1993). Segundo Meyer *et al.* (2005), esses elementos são, talvez, os que apresentam maior resistência à degradação, permanecendo no ambiente deposicional após a destruição seletiva dos outros componentes da matéria orgânica particulada. Essas partículas encontram-se em grande quantidade também em alguns depósitos com ocorrência de níveis carbonosos.

- **Fitoclastos não-opacos**

Fitoclastos não-opacos são geralmente classificados de acordo com a preservação das suas bioestruturas. Quando presentes, essas características são reconhecidas de acordo com a sua disposição geral, sendo geralmente bandada, listrada, estriada ou perfurada, além de cutículas e outros tecidos, que apresentam caracteres peculiares. Outrossim, hifas de fungo, pequenos filamentos geralmente individuais, são relacionadas também ao grupo dos fitoclastos. fitoclastos não-opacos bioestruturados têm sua origem em tecidos de vegetais, apresentando cores em diversos tons de marrom, quando observados sob luz branca transmitida, geralmente com contornos angulares a levemente corroídos. As cutículas, por sua vez, são estruturas oriundas da fragmentação da epiderme de folhas, com tonalidades amareladas e excelente preservação de estruturas celulares (Meyer *et al.*, 2005).

As maiores frequências desses elementos estão geralmente associadas a ambientes proximais, os quais facilitariam a sua preservação, não expondo as estruturas a condições de alta degradação, como, por exemplo, a oxidação.

4.2.3 Matéria orgânica amorfa (MOA)

O grupo da MOA é subdividido em MOA, propriamente dita, e resinas, sendo a primeira resultado da degradação microbológica de compostos orgânicos, sem forma definida, podendo conter inclusos elementos como palinófitos e minerais sulfetados (Carvalho *et al.*, 2005). As resinas, por sua vez, relacionam-se a partículas hialinas, não estruturadas e sem muitas variações entre si, relativas a fragmentos de vegetais de florestas tropicais e subtropicais (Carvalho, 2001).

A MOA é mais comumente registrada em ambientes de alta preservação com condições redutoras e de baixa energia (Meyer *et al.*, 2005).

5 RESULTADOS

5.1 Características gerais das associações

O material dos poços BP-1 e BP-2 foi selecionado com o tento de se obterem resultados palinológicos que subsidiassem contribuições ao conhecimento das sucessões palinológicas da seção paleogena da Bacia de Pelotas. Buscou-se aplicar a metodologia palinológica nas amostras que apresentaram caracteres mais prolíficos à ocorrência de palinomorfos, resultando em recuperação positiva para todo o material submetido ao processamento laboratorial. Todavia, cabe ressaltar que há diferenças substanciais nos resultados da recuperação palinológica das amostras em ambos os poços estudados. Essa característica implicou em diferentes números de lâminas confeccionadas e lidas por amostra, uma vez que este montante foi diretamente proporcional à qualidade e quantidade do conteúdo palinológico recuperado.

O conteúdo palinológico presente nas amostras permitiu a identificação de diversos grupos morfológicos, abrangendo matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos. O registro de matéria orgânica amorfa teve grande destaque no material, o que implicou em procedimento adicional de laboratório em algumas amostras (ver Capítulo 3 – Materiais e Métodos). fitoclastos também ocorrem com considerável frequência em todos os intervalos. A partir dos grupos identificados foi possível estabelecer estimativas das frequências relativas com que cada um ocorre dentro de cada amostra (ver Capítulo 3 – Materiais e Métodos).

O grupo denominado palinomorfos é o único a partir do qual foi possível estabelecer um estudo de caráter taxonômico. Durante a leitura das lâminas palinológicas, foram registrados diversos elementos relacionados a este grupo, incluindo esporos de fungos, esporos, e grãos de pólen como representantes da flora continental, algas clorofíceas (*Botryococcus*, *Pediastrum* e prasinofíceas) e organismos *incertae sedis* (*Palambages morulosa*), cistos de dinoflagelados, acritarcos, palinoforaminíferos, ovos de copépodes e escolecodontes, representantes do microplâncton marinho e continental. Em todas as associações de palinomorfos presentes nas amostras estudadas há predomínio absoluto de dinoflagelados, em meio à constelação palinológica. Palinoforaminíferos, ovos de copépodes, palinomorfos indeterminados e organismos *incertae sedis* ocorrem com

frequências maiores do que as de miósporos ao longo da seção. A ocorrência de escolocodontes e fungos é pontual. acritarcos e algas chlorococcales foram registrados com maior significância apenas nas amostras estudadas no Poço BP-1.

O conspícuo registro de palinomorfos associados a dinoflagelados, representados sob a forma de cistos de repouso fossilizados resultou em ampla lista taxonômica, nos dois poços estudados. Consequentemente, esses elementos foram alvo de maior atenção durante o estudo, considerando-se, ainda, a sua consolidada importância estratigráfica (Arai & Lana, 2004). Dessa forma, as identificações taxonômicas foram realizadas a partir de comparações com as descrições e ilustrações das morfologias dos palinomorfos presentes na literatura que embasa muito do conhecimento palinotaxonômico e palinoestratigráfico disponível para o Paleógeno da América do Sul (e.g. Gamarro & Archangelsky, 1981; Daners & Guerin, 2004), e do exterior (e.g. Fensome *et al.*, 1993; Williams *et al.*, 2004), seguindo as classificações, no caso dos dinoflagelados, propostas por Fensome *et al.* (*op. cit.*), e aprimoradas por Fensome & Williams (2004) e Fensome *et al.* (2008). Cabe ressaltar que alguns espécimes registrados foram tentativamente classificados em nível de gênero, nas ocasiões em que a má preservação não permitiu que se avançassem as identificações em nível de espécie, ou quando não se encontrou na literatura espécies que se assemelhassem aos espécimes registrados. Em alguns casos, esses espécimes não chegaram a ser identificados nem em nível de gênero, podendo estarem relacionados inclusive, a táxons nunca antes descritos na literatura. Alguns espécimes, portanto, foram agrupados dentro de complexos, devido às suas grandes semelhanças morfológicas, como é o caso do Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium*, e do Complexo *Diconodinium* – *Magallenesium* – *Spinidinium*, ao passo que outros estão mencionados como indeterminados, quando não se alcançou sequer a identificação do gênero relativo.

Chaves sistemáticas que contemplassem os miósporos registrados não foram encontradas, ficando as identificações por conta da leitura de outros estudos realizados em depósitos paleogenos brasileiros (e.g. Regali *et al.*, 1974b). Na Argentina, por exemplo, não se registraram estudos publicados a respeito do comportamento das associações de angiospermas através do limite entre Cretáceo e Paleógeno, sendo reportada uma diminuição do número absoluto de palinomorfos terrestres neste intervalo, além de uma diminuição em abundância de certos grupos de angiospermas (Liliaceae, Ulmaceae, Loranthaceae, Olacaceae, Proteaceae) por cima do limite, embora o registro polínico seja maior para o período Paleógeno, como um todo, do que para o Cretáceo (Prámparo *et al.*, 2005). Tampouco, palinoforaminíferos e fungos foram registrados apenas de acordo com

sua presença ou não em cada amostra. A mesma situação ocorre com ovos de copépodes, tendo sido identificados, nas amostras do Poço BP-1, de acordo com caracteres morfológicos, ensejando a busca por informações batimétricas das seções, tal como se observa em alguns estudos envolvendo este grupo palinológico (van Waveren, 1992).

As diferentes características observadas em cada poço, tais como quantidade de amostras, espessura do intervalo, recuperação palinológica, natureza da amostra, entre outras, implicam em diferentes conformações e métodos de interpretação dos resultados. Por esse motivo, optou-se por apresentar a composição palinológica recuperada em cada poço separadamente, como pode ser visto nos capítulos que seguem. Ao final das apresentações dos resultados por poço, será discriminada a lista sistemática dos palinomorfos identificados.

5.1.1 Poço BP-1

Todas as amostras selecionadas apresentaram conjuntos compostos por matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos. Com relação ao último grupo, cistos de dinoflagelados são dominantes, com ampla variedade taxonômica. acritarcos, palinoforaminíferos e ovos de copépodes ocorrem subordinadamente ao longo da seção, enquanto miósporos, *Botryococcus*, *Pediastrum* e algas prasinofíceas são escassos. A ocorrência de escolocodontes, fungos e organismos *incertae sedis* é pontual.

A qualidade da preservação dos palinomorfos é variada. Esporos, palinoforaminíferos, ovos de copépodes e escolocodontes apresentam boa preservação; grãos de pólen e algas chlorococcales, preservação moderada a ruim; fungos, boa preservação; dinoflagelados, preservação variada, de péssima a ótima. Todos os níveis apresentaram grandes quantidades de matéria orgânica amorfa, por vezes envolvendo e ocultando os palinomorfos, resultando em dificuldades para a atribuição taxonômica.

- **Composição taxonômica e distribuição estratigráfica**

A vegetação continental está representada por constituintes de dois gêneros de esporos e quatro gêneros de grãos de pólen. Elementos microplanctônicos são relativos a uma espécie de acritarcos, 112 espécies vinculadas a 52 gêneros e um complexo proposto informalmente envolvendo dois gêneros de dinoflagelados, além de algas clorofíceas (*Botryococcus*, *Pediastrum* e prasinofíceas) e organismos *incertae sedis*

(*Palambages morulosa*). Além desses palinomorfos, ocorrem outras espécies indeterminadas de esporos, grãos de pólen, dinoflagelados, algas e outros. Esporos de fungos, palinoforaminíferos, ovos de copépodes e escolecodontes também foram registrados. No Quadro 3 são apresentados os táxons identificados e sua distribuição estratigráfica.

- **Distribuição quantitativa dos elementos palinológicos**

A quantificação da matéria orgânica particulada ao longo do intervalo subsidiou o reconhecimento das frequências relativas dos seus constituintes, conforme apresentado na Figura 6.

Matéria orgânica amorfa predomina em todos os níveis amostrados, com pico de maior expressividade no nível relativo à profundidade 3.792,10 m, ao passo que as suas menores contribuições situam-se no nível mais basal (3.795,10 m), com pouca diferença percentual em relação às profundidades 3.787,05 e 3.791,15 m. Não obstante, a matéria orgânica amorfa classificada como resina tem sua participação francamente subordinada dentro do grupo.

Dinoflagelados são os palinomorfos com maior destaque no intervalo, apresentando maior frequência na profundidade 3.794,60 m e menor em 3.787,05 e 3.795,10 m, sem, contudo, haver grande discrepância entre os maiores e menores valores. Esses organismos foram discriminados em dois grupos (gonyaulacoides e peridinioides), concernentes às duas principais ordens de dinoflagelados fósseis. A representatividade de cada grupo sempre permeia valores de aproximadamente 30 a 45 % dos palinomorfos. Todavia, gonyaulacoides têm sua maior expressão a 3.792,10 m, com aproximadamente 65 %, ao contrário dos peridinioides, que apresentam, exclusivamente nesse nível, frequências inferiores a 40 %. Também nesse nível é conspícuo o registro de gonyaulacoides com menores dimensões, o que se apresenta escasso, por sua vez, no nível 3.794,60 m, em que se destacam os peridinioides. Cabe ressaltar, entretanto, que as frequências relativas de peridinioides não superam as de gonyaulacoides em nenhuma profundidade, ficando, ao longo da seção, a tendência de equilíbrio entre peridinioides e gonyaulacoides, com leve destaque para os últimos.

Outrossim, fitoclastos opacos também apresentam distribuição diferenciada. Predominam as formas alongadas e equidimensionais, essas últimas atingindo, inclusive, importância maior que aquelas registradas para gonyaulacoides e peridinioides na

profundidade 3.787,60 m. Menos expressivo é o registro das formas corroídas, enquanto os bioestruturados são menos comuns.

Como elementos menos frequentes ocorrem, numa tendência geral ao longo da seção, em ordem decrescente de frequência: fitoclastos não-opacos (somando-se todos os morfotipos), palinomorfos indeterminados, ovos de copépodes, acritarcos, miósporos e palinoforaminíferos. Esses grupos também não apresentam grandes diferenças de frequência ao longo da seção. A distribuição de palinoforaminíferos, contudo, apresenta oscilações, ainda que com sutis diferenças, com picos de maior ocorrência nas profundidades a 3.787,05, 3.791,15 e 3.795,10 m. Do mesmo modo, ovos de copépodes apresentam destacada relevância a 3.787,05 m de profundidade, e fitoclastos não-opacos tem sua menor expressão destacadamente a 3.792,10 m.

5.1.2 Poço BP-2

A análise preliminar do material disponível do Poço BP-2 indicou ausência pontual de material profícuo ao processamento palinológico. Dessa primeira etapa, um montante de vinte e duas (22) amostras de calha foi selecionado, sendo cada uma delas representativa de intervalos contendo o equivalente a 15 m de rocha perfurada. O conteúdo palinológico recuperado apresentou-se satisfatório. Os elementos identificados pertencem aos grupos palinológicos identificados como matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos, os quais estão presentes em todos os intervalos estudados. Destes, os elementos representantes do grupo palinomorfos configuram-no como o principal foco deste trabalho, tendo sido registrados taxonomicamente ao longo do intervalo estudado. Destacam-se dinoflagelados em todas as amostras e, subordinadamente, fungos, palinoforaminíferos, ovos de copépodes e organismos *incertae sedis*, incluindo palinomorfos indeterminados. O registro de miósporos é parco. acritarcos, algas chlorococcales e prasinofíceas não foram observados. A ocorrência de outras algas indeterminadas e escolocodontes é pontual. A qualidade da preservação dos palinomorfos é variada. Esporos, palinoforaminíferos, fungos, organismos *incertae sedis*, ovos de copépodes e escolocodontes apresentam preservação moderada a boa; grãos de pólen apresentam preservação moderada a ruim; cistos de dinoflagelados possuem preservação variada, de péssima a ótima. As lâminas palinológicas denunciaram quantidades predominantes de matéria orgânica amorfa em todos os níveis, com teores variados, porém sem afetar a qualidade das lâminas para a identificação dos palinomorfos, como pode ocorrer em

materiais muito ricos em matéria orgânica amorfa. fitoclastos também estão presentes com alta diversidade morfológica, não tendo sido, entretanto, contabilizados, e nem descritos.

O registro de elementos associados aos diferentes grupos palinológicos não é uniforme, qualitativa e quantitativamente, ensejando diferentes contribuições ao longo da seção estudada. Como referido anteriormente, características comuns a todos os níveis são a presença dos três grupos e predomínio de dinoflagelados, no que tange ao grupo palinomorfos. Mesmo assim, existem níveis em que a leitura de três lâminas, como ocorre em 3.045 – 3.060 m, não superam a quantidade de palinomorfos registrados existente em uma lâmina de outros níveis, como em 3.195 – 3.210 m, por exemplo. Assim, salienta-se que os intervalos referentes às profundidades (2.940 – 2.955 m; 3.105 – 3.120 m; 3.165 – 3.180 m; e 3.195 – 3.210 m) comportam as associações mais ricas em palinomorfos. Por outro lado, profundidades representadas pelos intervalos (2.640 – 2.655 m; 2.670 – 2.685 m; 3.000 – 3.015 m; 3.045 – 3.060 m; e 3.300 – 3.315 m) relacionam-se a associações com pouca recuperação de palinomorfos, nos quais os poucos elementos recuperados correspondem a dinoflagelados.

Uma grande quantidade de táxons foi identificada, incluindo espécies com importância bioestratigráfica. Outros táxons assinalados com alguma insegurança através dos signos “cf.” e “aff.”, ou como indeterminados, configurando identificações com certo grau de incerteza, podem vir a ensejar inclusive a descrição de novas espécies, ou discussão em torno das suas diagnoses. Nesse sentido houve dúvidas quanto à segura identificação dos táxons relacionados aos gêneros *Enneadocysta*, *Batiacasphaera*, *Kallosphaeridium*, *Diconodinium*, *Magallanesium*, *Spinidinium*, sendo alguns deles separados dentro de complexos, para facilitar o andamento do estudo, em uma proposta similar a de Williams *et al.* (1993), que separou alguns espécimes em grupos morfológicos, porém sem nenhum comprometimento filogenético. Observou-se também interessantes semelhanças entre algumas espécies assinaladas aos gêneros *Areoligera* e *Glaphyrocysta*, como *A. coronata*, *A. gippingensis*, *A. medusettiformis*, *A. senonensis*, *G. espiritosantensis* e *G. ordinata*, por exemplo.

A ocorrência de espécimes assinalados como palinomorfo indeterminado sugere a proposição de táxons inéditos para a Bacia de Pelotas, e que deverão ser tratados em estudos posteriores, conforme sua reincidência.

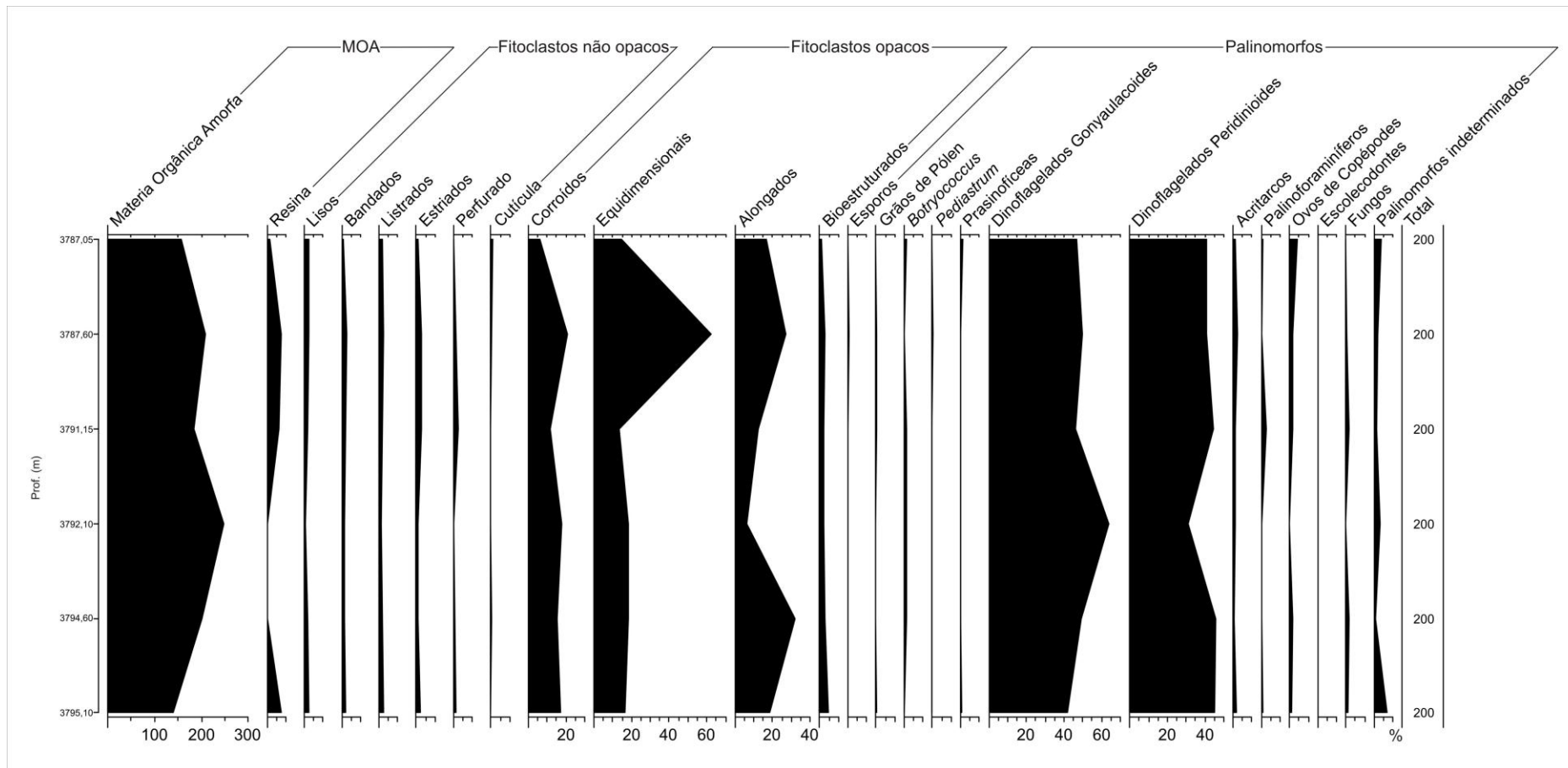


Figura 9. Gráfico de distribuição da matéria orgânica sedimentar.

5.1.2.1 Composição taxonômica e distribuição estratigráfica

As associações de cistos de dinoflagelados recebem destaque em todas as amostras estudadas, por estarem presentes com distinta frequência, contemplando 154 espécies em 75 gêneros e dois complexos propostos informalmente envolvendo cinco gêneros. Caracteristicamente, é possível evidenciar dentro das associações de dinoflagelados expressiva variação taxonômica, dentro da qual algumas espécies registram ocorrência de maneira mais conspícua, ou seja, apresentando um maior número de espécimes, como ocorre com *Enneadocysta? dictyostila*, nas profundidades 2.595 – 2.610 m; Gonyaulacoide indeterminado 2, em 2.640 – 2.655 m; *Adnatosphaeridium robustum* e *A. vittatum*, em 2.670 – 2.685 m; *Fibrocysta axialis*, em 2.715 – 2.730 m; *Deflandrea antarctica*, em 2.775 – 2.790 m; *Apectodinium homomorphum*, em 2.805 – 2.820 m; *Glaphyrocysta retiintexta*, em 2835-2850; *Fibrocysta bipolaris*, ovos de copépodes e palinoforaminíferos, em 2.940 – 2.955 m; *Areoligera medusettiformis* e *Cerodinium striatum*, em 3.195 – 3.210 m. A presença marcante de espécimes dentro de um determinado gênero ou complexo de gêneros também foi registrada, como se pode verificar em *Areoligera* spp., *Palaeocystodinium* spp., em 2.940 – 2.955 m; espécimes relacionados ao Complexo *Batiacasphaera – Kallosphaeridium*, em 3.105 – 3.120 m; *Areoligera* spp e *Glaphyrocysta* spp., em 3.165 – 3.180 m; *Palaeocystodinium* spp., em 3.195 – 3.210 m, e; espécimes relacionados ao Complexo *Diconodinium – Magallanesium – Spinidinium*, em 3.330 – 3.345 m. Ao longo da seção são identificados com grande expressão os gêneros *Spiniferites*, *Palaeocystodinium*, *Lejeunecysta*, *Hystrichosphaeridium*, *Hystrichokolpoma*, *Glaphyrocysta*, *Fibrocysta*, *Deflandrea*, *Cordosphaeridium*, *Cerodinium*, *Areoligera*, *Adnatosphaeridium* e *Achomosphaera*. Dentre os gêneros citados, têm maior destaque *Areoligera*, *Glaphyrocysta*, *Cerodinium* e *Deflandrea*. Cabe ressaltar que de todos os gêneros citados como amplamente ocorrentes, a maior parte representa as seções mais inferiores do intervalo estudado, nas quais a diversidade taxonômica parece ser ligeiramente maior, principalmente entre 3.105 e 3.210 m, e excetuando-se o intervalo 3.000 – 3.060, que apresenta os mais baixos valores de diversidade taxonômica.

Concernente à ocorrência de outros palinomorfos está o registro de três morfologias de esporos indeterminadas e duas espécies em seis gêneros de grãos de pólen, além de um grão de pólen indeterminado e de uma tétrade, também indeterminada. Os registros de uma espécie de acritarco, uma espécie de fungo e uma espécie de elementos *incertae sedis*, complementam a lista taxonômica do material estudado no Poço BP-2, juntamente com palinoforaminíferos, ovos de copépodes e um fungo indeterminado. Outrossim, quatro morfologias assinaladas como palinomorfos indeterminados finalizam a

lista. Destes, apenas os espécimes relacionados a Palinomorfo indeterminado 1, que sugerem associação aos gêneros de cistos de dinoflagelados *Messelodinium*, *Escharisphaeridia* ou *Selenopemphix*, ocorrem em grande quantidade.

A lista completa de táxons identificados e sua distribuição estratigráfica no Poço BP-2 é apresentada nos quadros 4 e 5.

5.2 Sistemática palinológica

As listas sistemáticas para cada poço estudado são apresentadas a seguir, confeccionadas a partir da sistemática proposta em Iversen & Troels-Smith (1950), para miósporos, e Fensome *et al.* (2008), para dinoflagelados. Após cada lista sistemática são ilustrados também os táxons mais importantes às discussões dos resultados para cada poço (figuras 10 a 14, para o Poço BP-1, e 15 a 20 para o Poço BP-2).

5.2.1 Poço BP-1

Divisão SPORITES H. Potonié 1893

Classe MONOLETES Ibrahim 1933

Gênero *Laevigatosporites* Ibrahim 1933

cf. *Laevigatosporites pseudomaximus* (Pflug & Thomson) Thomson & Pflug 1953

Classe TRILETES (Reinsch 1881) Potonié et Kremp 1954

Gênero *Cicatricosisporites* Potonié & Gelletich 1933

Cicatricosisporites spp.

Divisão POLLENITES H. Potonié 1983

Classe MONOPORATAE Iversen & Troels-Smith 1950

Gênero *Classopollis*

Classopollis spp.

Classe STEPHANOPORATAE Iversen & Troels-Smith 1950

Gênero *Multiporopollenites* Thomson & Pflug 1953 emend. Potonié 1960

cf. *Multiporopollenites polygonalis* Jardiné & Magloire 1966

Gênero *Psilastephanoporites* (Van der Hammen) Regali et al. 1974 emend. Hoorn 1993

Psilastephanoporites cf. *stellatus* Regali et al. 1974

Gênero *Ulmoideipites* Anderson 1960

Ulmoideipites krempii Anderson 1960 emend. Elsik 1968

Divisão DINOFLAGELLATA (Bütschli) Fensome *et al.* 1993

Subdivisão DINOKARYOTA Fensome *et al.* 1993

Classe DINOPHYCEAE Pascher 1914

Subclasse PERIDINIPHYCIDAE Fensome *et al.* 1993

Ordem GONYAULACALES Taylor 1980

Subordem CLADOPYXIINEAE Fensome *et al.* 1993

Família CLADOPYXIACEAE Stein 1883

Gênero *Enneadocysta* Stover & Williams 1995

Enneadocysta deconinckii Stover & Williams 1995

Enneadocysta? dictyostila (Menéndez) Stover & Williams 1995

Enneadocysta spp.

Gênero *Microdinium* Cookson & Eisenack 1960 emend. Slimani 1994

Microdinium cf. *irregulare* Clark & Verdier 1967

Microdinium kustanaicum Vozzhennikova 1967

Microdinium ornatum Cookson & Eisenack 1960

Microdinium cf. *reticulatum* Vozzhennikova 1967

Microdinium cf. singulare Vozzhennikova 1967

Subordem GONYAULACINEAE (Autônimo)

Família GONYAULACACEAE Lindemann 1928

Subfamília LEPTODINIOIDEAE Fensome *et al.* 1993

Gênero *Oligosphaeridium* Davey & Williams 1966 emend. Davey 1982

Oligosphaeridium cf. asterigerum (Gocht) Davey & Williams 1969

Oligosphaeridium buciniferum Corradini 1973

Oligosphaeridium complex (White) Davey & Williams 1966

Oligosphaeridium fenestratum Duxbury 1980

Oligosphaeridium intermedium Corradini 1973

Oligosphaeridium levimarginatum Marheinecke 1992

Oligosphaeridium cf. perforatum (Gocht) Davey & Williams 1969

Oligosphaeridium pseudoabaculum Harding 1990

Subfamília CRIBROPERIDINIOIDEAE Fensome *et al.* 1993

Gênero *Cordosphaeridium* Eisenack 1963 emend. He Chengquan 1991

Cordosphaeridium fibrospinosum Davey & Williams 1966 emend. Davey 1969

Cordosphaeridium inodes (Klumpp) Eisenack 1963 emend. Lentin & Williams 1985

Cordosphaeridium? tenuistriatum Heisecke 1970 emend. Quattrocchio & Sarjeant 1996

Gênero *Diphyes* Cookson 1965 emend. Goodman & Witmer 1985

Diphyes aff. cretaceum Yu Jingxian & Zhang Wangping 1980

Diphyes pseudoficusoides Bujak 1994

Gênero *Disphaerogena* Wetzel 1933 emend. Sarjeant 1985b

Disphaerogena carposphaerosis Wetzel 1933

Disphaerogena lemniscata (Corradini) Lentin & Williams 1989

Gênero *Florentinia* Davey & Verdier 1973 emend. Duxbury 1980

cf. *Florentinia cooksoniae* (Singh) Duxbury 1980

Florentinia ferox (Deflandre) Duxbury 1980

cf. *Florentinia mantellii* (Davey & Williams) Davey & Verdier 1973

Gênero *Hystrichokolpoma* Klumpp 1953 emend. Foucher 2004

Hystrichokolpoma proprium (Marheinecke) Foucher 2004

Hystrichokolpoma rigaudiae Deflandre & Cookson 1955

Gênero *Kallosphaeridium* de Coninck 1969 emend. Jan du Chêne *et al.* 1985

(Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium*)

Gênero *Lingulodinium* Wall 1967 emend. Dodge 1989

Lingulodinium cf. *bergmannii* (Archangelsky) Quattrocchio & Sarjeant 2003

Lingulodinium spp.

Gênero *Operculodinium* Wall 1967 emend. Matsuoka *et al.* 1997

Operculodinium centrocarpum (Deflandre & Cookson) Wall 1967

Operculodinium israelianum (Rossignol, 1962) Wall 1967

Operculodinium cf. *uncinispinosum* (de Coninck) Islam 1983

Operculodinium spp.

Gênero *Thalassiphora* Eisenack & Gocht 1960 emend. Benedek & Gocht 1981

Thalassiphora patula (Williams & Downie) Stover & Evitt 1978

Gênero *Turbiosphaera* Archangelsky 1969

cf. *Turbiosphaera filosa* (Wilson) Archangelsky 1969

Subfamília GONYAULACOIDEAE Fensome *et al.* 1993

Gênero *Achomosphaera* Evitt 1963

Achomosphaera cf. *crassipellis* (Deflandre & Cookson) Stover & Evitt 1978

Achomosphaera spp.

Gênero *Hafniasphaera* Hansen 1977

Hafniasphaera cryptovesiculata Hansen 1977

Hafniasphaera spp.

Gênero *Rottnestia* Cookson & Eisenack 1961

cf. *Rottnestia borussica* (Eisenack) Cookson & Eisenack 1961

Gênero *Spiniferella* Stover & Hardenbol 1994

Spiniferella cornuta (Gerlach) Stover & Hardenbol 1994

Gênero *Spiniferites* Mantell 1850 emend. Sarjeant 1970

Spiniferites cf. *bulloideus* (Deflandre & Cookson) Sarjeant 1970

Spiniferites cf. *microceras* Cookson & Eisenack 1974

Spiniferites pseudofurcatus (Klumpp) Sarjeant 1970 emend. Sarjeant 1981

Spiniferites ramosus (Ehrenberg) Mantell 1854

Spiniferites spp.

Gênero *Tectatodinium* Wall 1967

Tectatodinium rugulatum (Hansen) McMinn 1988

Subfamília INCERTA (Família Gonyaulacaceae)

Gênero *Amphorosphaeridium* Davey 1969

cf. *Amphorosphaeridium* spp.

Gênero *Coronifera* Cookson & Eisenack 1958 emend. Davey 1969; Davey 1974; May 1980; Mao Shaozhi & Norris 1988

Coronifera cf. *pedata* (Wetzel) Sarjeant 1985

Gênero *Fibrocysta* Stover & Evitt 1978

Fibrocysta bipolaris (Cookson & Eisenack) Stover & Evitt 1978

Família AREOLIGERACEAE Evitt 1963

Gênero *Areoligera* Lejeune-Carpentier 1938 emend. Williams & Downie 1966

Areoligera cf. *campoensis* Caro 1973

cf. *Areoligera crescentis* Damassa 1979

cf. *Areoligera senonensis* Lejeune-Carpentier 1938

Areoligera tauloma Eaton 1976

Areoligera spp.

Gênero *Adnatosphaeridium* Williams & Downie 1966 emend. Stancliffe & Sarjeant
1990

Adnatosphaeridium? cf. *membraniphorum* Jan Du Chêne & Adediran 1985

Adnatosphaeridium cf. *multispinosum* Williams & Downie 1966

Adnatosphaeridium robustum (Morgenroth) de Coninck 1975

Gênero *Cassidium* Drugg 1967

Cassidium fragile (Harris) Drugg 1967

Gênero *Circulodinium* Alberti 1961

Circulodinium cf. *brevispinosum* (Pocock) Jansonius 1986

Gênero *Glaphyrocysta* Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta pastielsii (Deflandre & Cookson) Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta texta (Bujak) Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta spp.

Gênero *Senoniasphaera* Clarke & Verdier 1967

Senoniasphaera cf. *inornata* (Drugg) Stover & Evitt 1978

Subordem GONIODOMINEAE Fensome *et al.* 1993

Família GONIODOMACEAE Lindemann 1928

Subfamília PYRODINIOIDEAE Fensome *et al.* 1993

Gênero *Hystrichosphaeridium* Deflandre 1937 emend. Davey & Williams 1966

cf. *Hystrichosphaeridium dowlingii* Harland 1973

Hystrichosphaeridium? *paracostatum* Cookson & Eisenack 1974

Hystrichosphaeridium tenuitubatum Marheinecke 1992

Hystrichosphaeridium truswelliae Wrenn & Hart 1988

Hystrichosphaeridium tubiferum (Ehrenberg) Deflandre 1937

Hystichosphaeridium tubiferum subsp. *brevispinum* (Davey & Williams) Lentin & Williams 1973

Subordem INCERTA (ordem Gonyaulacales)

Família INCERTA (ordem Gonyaulacales, subordem Incerta)

Gênero *Batiacasphaera* Drugg 1970 emend. Dörhöfer & Davies 1980

(Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium*)

Gênero *Cleistosphaeridium* Davey *et al.* 1966 emend. Eaton *et al.* 2001

cf. *Cleistosphaeridium ancyreum* (Cookson & Eisenack) Eaton *et al.* 2001

Gênero *Dapsilidinium* Bujak *et al.* 1980

Dapsilidinium pastielsii (Davey & Williams) Bujak, Downie, Eaton & Williams 1980

Gênero *Distatodinium* Eaton 1976 emend. Zevenboom & Santarelli 1995

Distatodinium paradoxum (Brosius) Eaton 1976

Distatodinium scariosum Liengjarern *et al.* 1980

Gênero *Tanyosphaeridium* Davey & Williams 1966

Tanyosphaeridium salpinx Davey & Williams 1966

Tanyosphaeridium xanthiopyxides (Wetzel) Stover & Evitt 1978

Ordem PERIDINIALES Haeckel 1894

Subordem PERIDINIINEAE (Autônimo)

Família PERIDINIACEAE Ehrenberg 1831

Subfamília WETZELIELLOIDEAE (Vozzhennikova) Bujak & Davies 1983

Gênero *Apectodinium* (Costa & Downie) Lentin & Williams 1977

cf. *Apectodinium homomorphum* (Deflandre & Cookson) Lentin & Williams 1977

Subfamília PALAEOPERIDINIOIDEAE (Vozzhennikova) Bujak & Davies 1983

Gênero *Palaeoperidinium* Deflandre 1934 emend. Evitt *et al.* 1998

Palaeoperidinium pyrophorum (Ehrenberg) Sarjeant 1967

Gênero *Diconodinium* Eisenack & Cookson 1960 emend. Morgan 1977

Diconodinium cf. *lurense* Guerstein et al. 2005

Diconodinium cf. *pelliferum* (Cookson & Eisenack) Eisenack & Cookson 1960

Diconodinium spp.

Subfamília DEFLANDREOIDEAE Bujak & Davies 1983

Gênero *Deflandrea* Eisenack 1938 emend. Lentin & Williams 1976

Deflandrea? *damassii* (Lejeune-Carpentier) Lejeune-Carpentier & Sarjeant 1981

Deflandrea leptodermata Cookson & Eisenack 1965

Deflandrea spp.

Gênero *Cerodinium* Vozzhennikova 1963 emend. Lentin & Williams 1987

Cerodinium boloniense (Riegel) Lentin & Williams 1989

Cerodinium diebelii (Alberti) Lentin & Williams 1987

Cerodinium obliquipes (Deflandre & Cookson) Lentin & Williams 1987

Cerodinium pannuceum (Stanley) Lentin & Williams 1987

Cerodinium striatum (Drugg) Lentin & Williams 1987

Cerodinium subquadrum (Corradini) Lentin & Williams 1987

Cerodinium wardenense (Williams & Downie) Lentin & Williams 1987

Gênero *Isabelidinium* Lentin & Williams 1977 emend. Marshall 1988

cf. *Isabelidinium bakeri* (Deflandrea & Cookson) Lentin & Williams 1977

Isabelidinium cf. *magnum* (Davey) Stover & Evitt 1978

Isabelidinium? *viborgense* Heilmann-Clausen 1985

Gênero *Magallanesium* Quattrocchio & Sarjeant 2003

Magallanesium asymmetricum (Wilson) Quattrocchio & Sarjeant 2003

Magallanesium densispinatum (Stanley) Quattrocchio & Sarjeant 2003

Magallanesium essoii (Cookson & Eisenack) Quattrocchio & Sarjeant 2003

Magallanesium pilatum (Stanley) Quattrocchio & Sarjeant 2003

Gênero *Manumiella* Bujak & Davies 1983

Manumiella cf. *delicata* (Baltes) Bujak & Davies 1983

Gênero *Palaeocystodinium* Alberti 1961

Palaeocystodinium cf. *australinum* (Cookson) Lentin & Williams 1976 emend. Malloy 1972

Palaeocystodinium bulliforme Ioannides 1986

Palaeocystodinium golzowense Alberti 1961

Palaeocystodinium hyperxanthum (Vozzhennikova) Vozzhennikova 1967

Palaeocystodinium lidiae (Górka) Davey 1969

Palaeocystodinium spp.

Gênero *Pierceites* Habib & Drugg, 1987

Pierceites pentagonum (May) Habib & Drugg 1987

Pierceites schizocystis Habib & Drugg 1987

Gênero *Senegalinium* Jain & Millepied 1973 emend. Stover & Evitt 1978

Senegalinium bicavatum Jain & Millepied 1973

Senegalinium cf. *ectorugosum* (Archangelsky) Stover & Evitt 1978

Senegalinium microgranulatum (Stanley) Stover & Evitt 1978

Senegalinium obscurum (Drugg) Stover & Evitt 1978

Gênero *Spinidinium* Cookson & Eisenack 1962 emend. Quattrocchio & Sarjeant 2003

Spinidinium? *clavus* Harland 1973

Spinidinium echinoideum subsp. *rhombicum* (Cookson & Eisenack) Lentin & Williams 1976

Spinidinium? cf. *ovale* (Vozzhennikova) Lentin & Williams 1977

Spinidinium styloniferum Cookson & Eisenack 1962

Spinidinium sverdrupianum (Manum) Lentin & Williams 1973

Gênero *Trithyrodinium* Drugg 1967 emend. Marheinecke 1992

cf. *Trithyrodinium evittii* Drugg 1967

Gênero *Volkheimeridium* Quattrocchio & Sarjeant 2003

Volkheimeridium lanterna (Cookson & Eisenack) Quattrocchio & Sarjeant 2003

Gênero *Vozzhennikovia* Lentin & Williams 1976

Vozzhennikovia apertura (Wilson) Lentin & Williams 1976

Família PROTOPERIDINIACEAE

Subfamília PROTOPERIDINIOIDEAE

Gênero *Brigantedinium* Reid 1977

cf. *Brigantedinium* spp.

Gênero *Gerlachidium* Benedek & Sarjeant 1981

cf. *Gerlachidium aechmophorum* (Benedek) Benedek & Sarjeant 1981

Gênero *Lejeunecysta* Artzner & Dörhöfer 1978 emend. Bujak 1980

Lejeunecysta beninensis Biffi & Grignani 1983

Lejeunecysta lata Biffi & Grignani 1983

Gênero *Phelodinium* Stover & Evitt 1978 emend. Mao Shaozhi & Norris 1988

Phelodinium magnificum (Stanley) Stover & Evitt 1978

Gênero *Selenopemphix* Benedek 1972 emend. Head 1993

Selenopemphix nephroides Benedek 1972

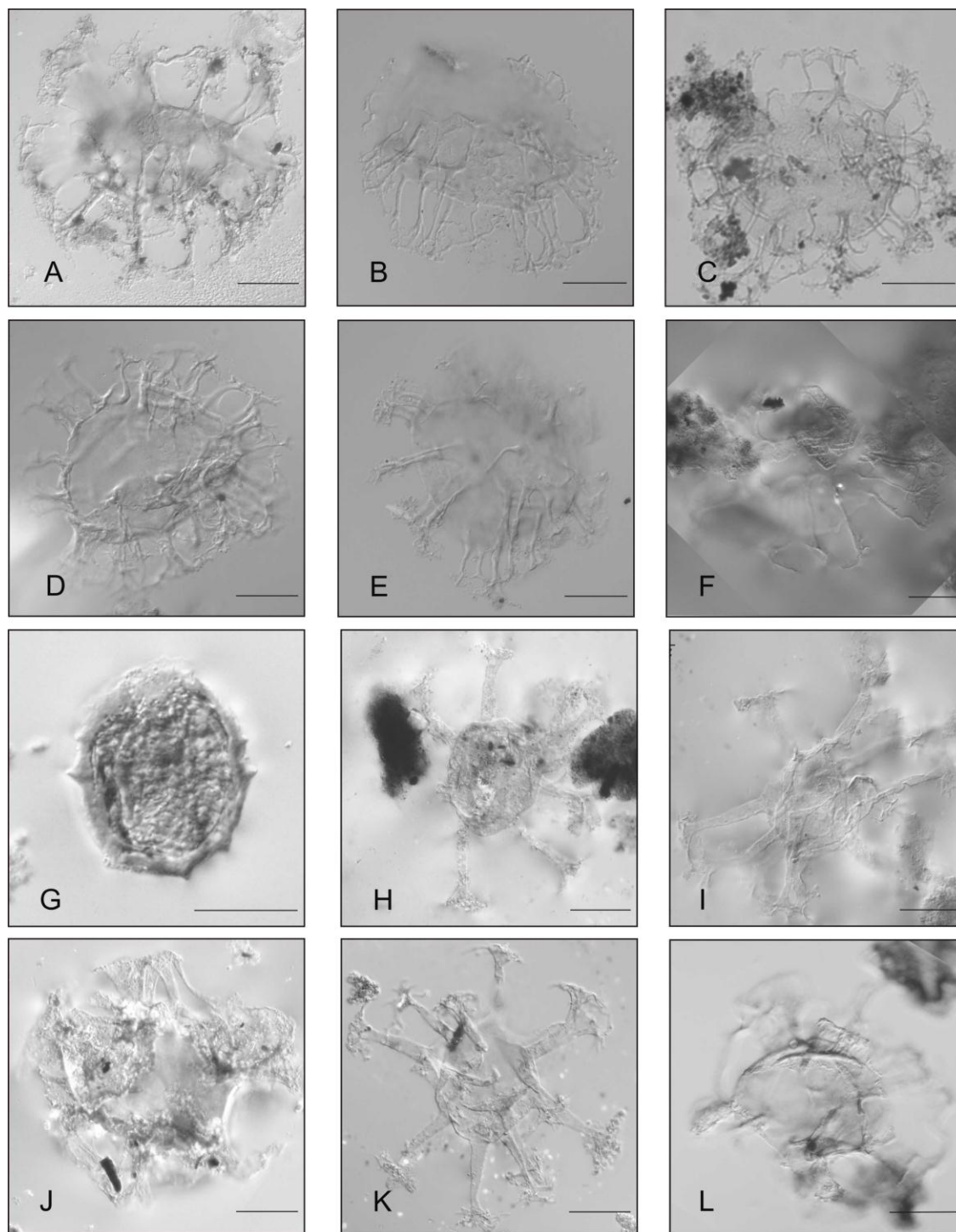


Figura 10. Táxons registrados no Poço BP-1. A) *Enneadocysta? dictyostila* (Lâmina MP-P6324; coordenada *England Finder* Z31-4); B) *Enneadocysta? dictyostila* (MP-P6313; E42); C) *Enneadocysta? dictyostila* (MP-P6330; F35); D) *Enneadocysta? dictyostila* (MP-P6313; G28); E) *Enneadocysta? dictyostila* (MP-P6313; N45-3); F) *Enneadocysta* spp. (MP-P6313; H30-1); G) *Microdinium* cf. *reticulatum* (MP-P5911; O44-2); H) *Oligosphaeridium buciniferum* (MP-P6318; R45); I) *Oligosphaeridium complex* (MP-P6313; U41-1); J) *Oligosphaeridium fenestratum* (MP-P5911; U32-2); K) *Oligosphaeridium intermedium* (MP-P5911; S31); L) *Disphaerogena carposphaeropsis* (MP-P6319; O29-3). Escala gráfica: 20 μ m.

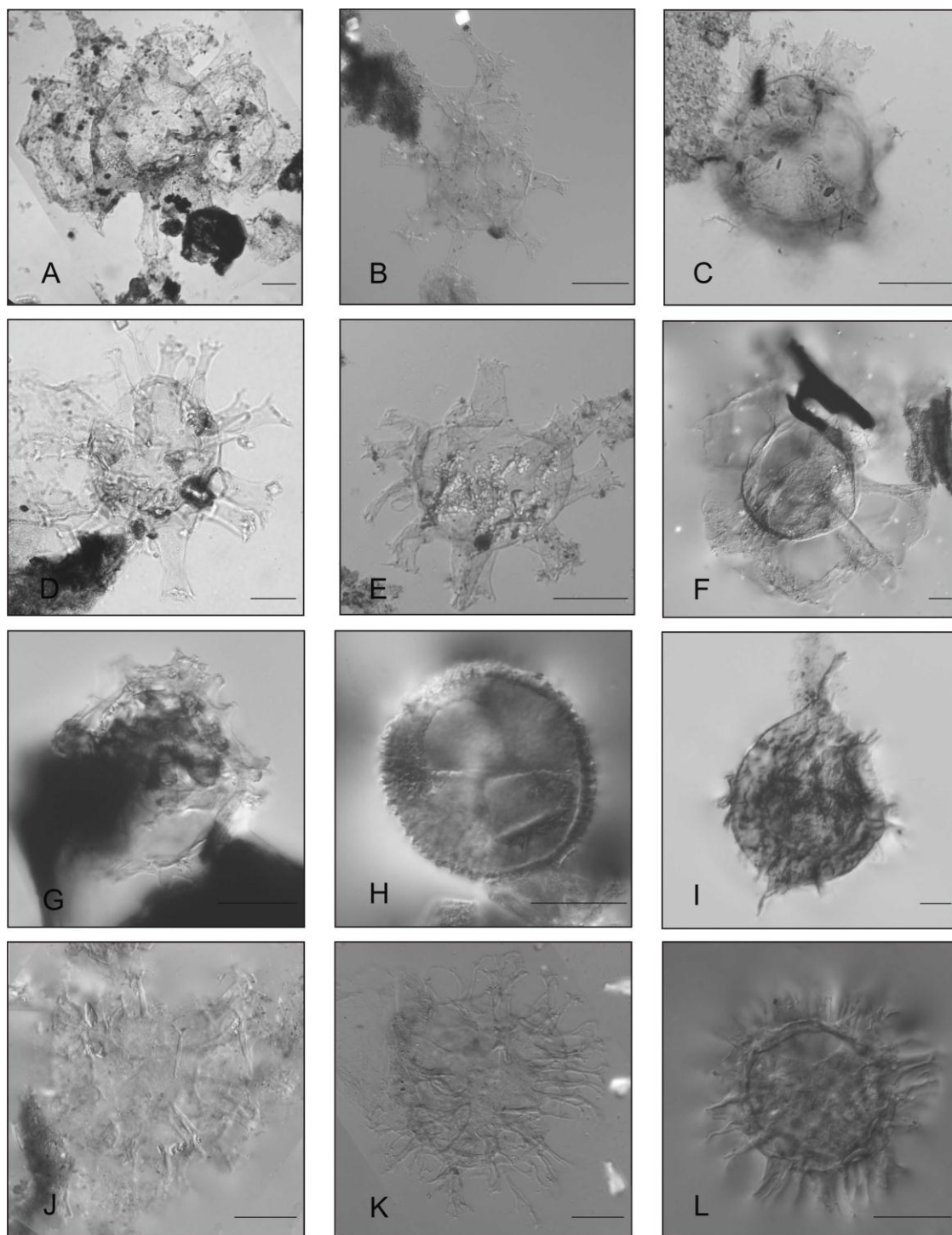


Figura 11. Táxons registrados no Poço BP-1. A) *Disphaerogena carposphaeropsis* (Lâmina MP-P6322; coordenada *England Finder* O48-2); B) cf. *Florentinia cooksoniae* (MP-P6319; K48); C) *Florentinia ferox* (MP-P6324; Z47); D) cf. *Florentinia mantellii* (MP-P6320; S40); E) *Hystrichokolpoma rigaudiae* (MP-P6322; R32); F) *Thalassiphora patula* (MP-P6319; T37-4) G) cf. *Rottnestia borussica* (MP-P6329; P29-2); H) *Tectatodinium rugulatum* (MP-P6319; U37); I) *Fibrocysta bipolaris* (MP-P6313; X36-1); J) *Areoligera campoensis* (MP-P6313; P38); K) *Areoligera* cf. *senonensis* (MP-P6313; D32); L) cf. *Areoligera senonensis* (MP-P6313; S33-1). Escala gráfica: 20 μ m.

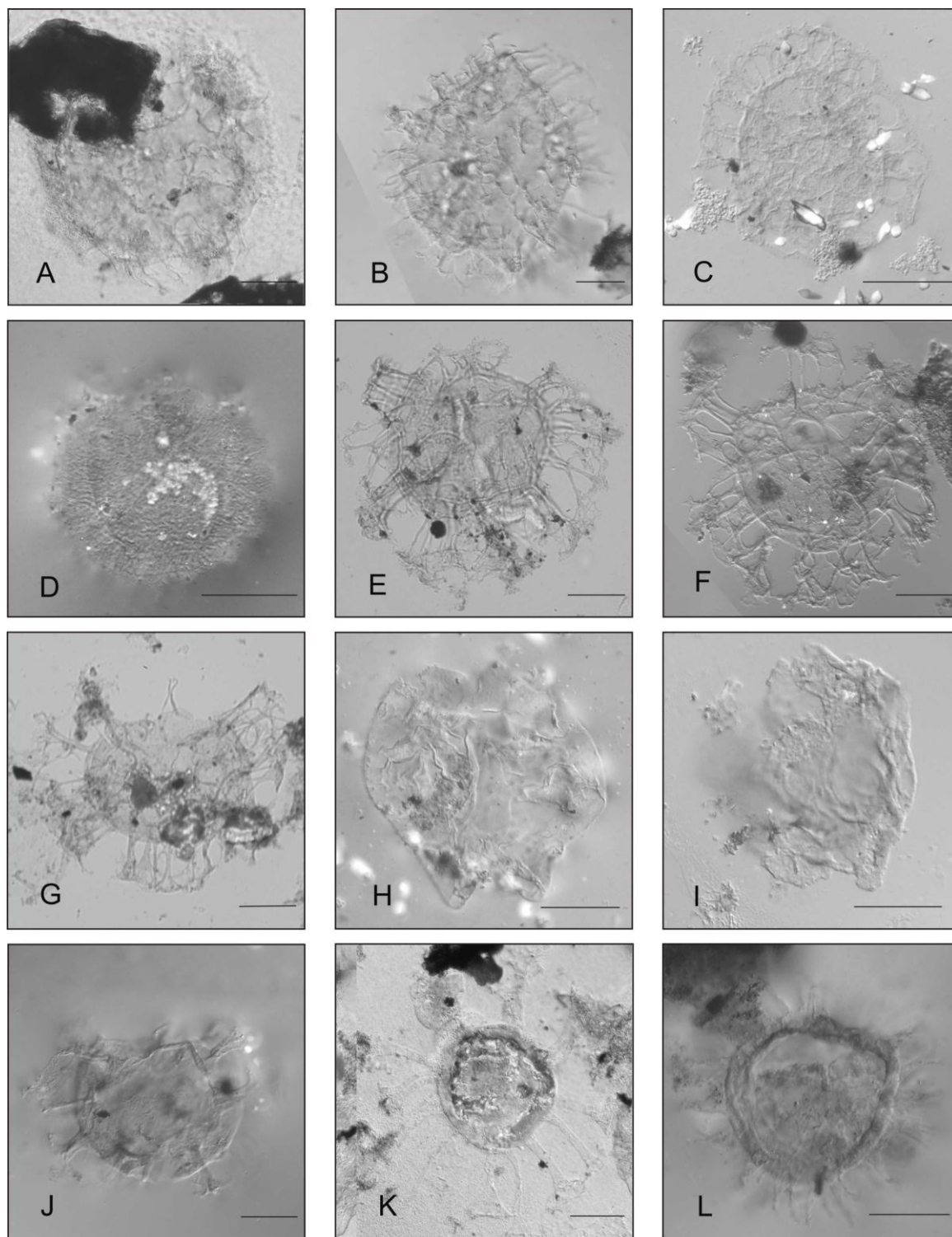


Figura 12. Táxons registrados no Poço BP-1. A) *Areoligera tauloma* (Lâmina MP-P6328; coordenada *England Finder* O46-4); B) *Areoligera* spp. (MP-P6314; T30); C) *Adnatosphaeridium* cf. *multispinosum* (MP-P6329; S29-2); D) *Circulodinium* cf. *brevispinosum* (MP-P6325; W37); E) *Glaphyrocysta pastielsii* (MP-P6324; Z34-3); F) *Glaphyrocysta pastielsii* (MP-P6321; X30-1); G) *Glaphyrocysta texta* (MP-P6330; V33); H) *Senoniasphaera* cf. *inornata* (MP-P6329; H46); I) *Senoniasphaera* cf. *inornata* (MP-P6324; Q21); J) *Hystrichosphaeridium?* *paracostatatum* (MP-P6313; Y34-4); K) *Hystrichosphaeridium truswelliae* (MP-P6328; P37-2); L) *Dapsilidinium pastielsii* (MP-P6313; J32-3). Escala gráfica: 20 μ m.

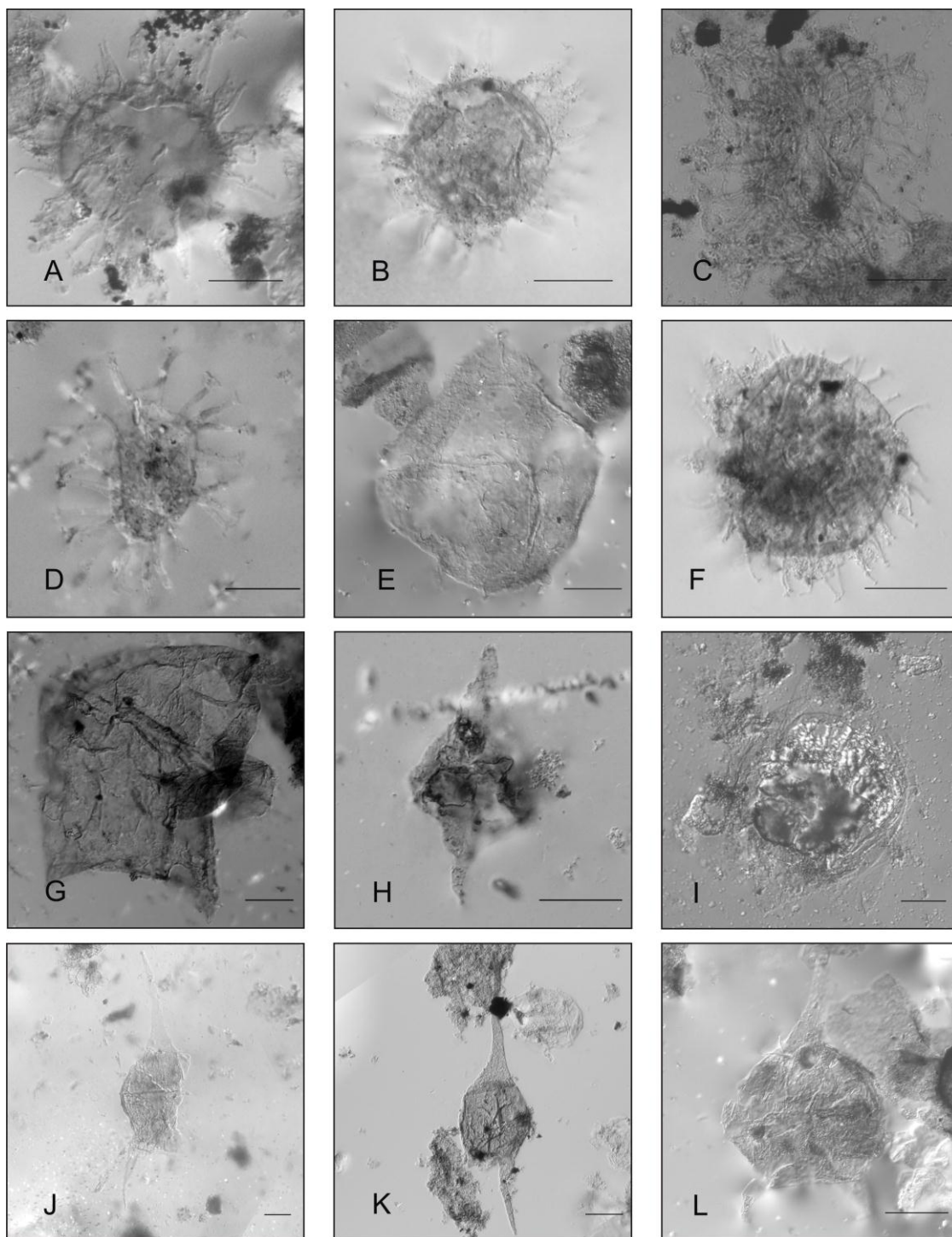


Figura 13. Táxons registrados no Poço BP-1. A) *Dapsilidinium pastielsii* (Lâmina MP-P6323; coordenada *England Finder* G34-2); B) *Dapsilidinium pastielsii* (MP-P6325; F37-1); C) *Distatodinium* cf. *paradoxum* (MP-P6315; R45-2); D) *Tanyosphaeridium xanthiopyxides* (MP-P6325; H40-3); E) Gonyaulacoide indeterminado 1 (MP-P6319; K33); F) *Apectodinium* cf. *homomorphum* (MP-P5911; S41-2); G) *Palaeoperidinium pyrophorum* (MP-P6319; V40-1); H) *Diconodinium* cf. *lurense* (MP-P6329; F47); I) *Deflandrea leptodermata* (MP-P6315; P45-2); J) *Cerodinium diebelii* (MP-P6318; W35); K) *Cerodinium diebelii* (MP-P6322; P43-4); L) *Cerodinium striatum* (MP-P6319; K34). Escala gráfica: 20 μ m.

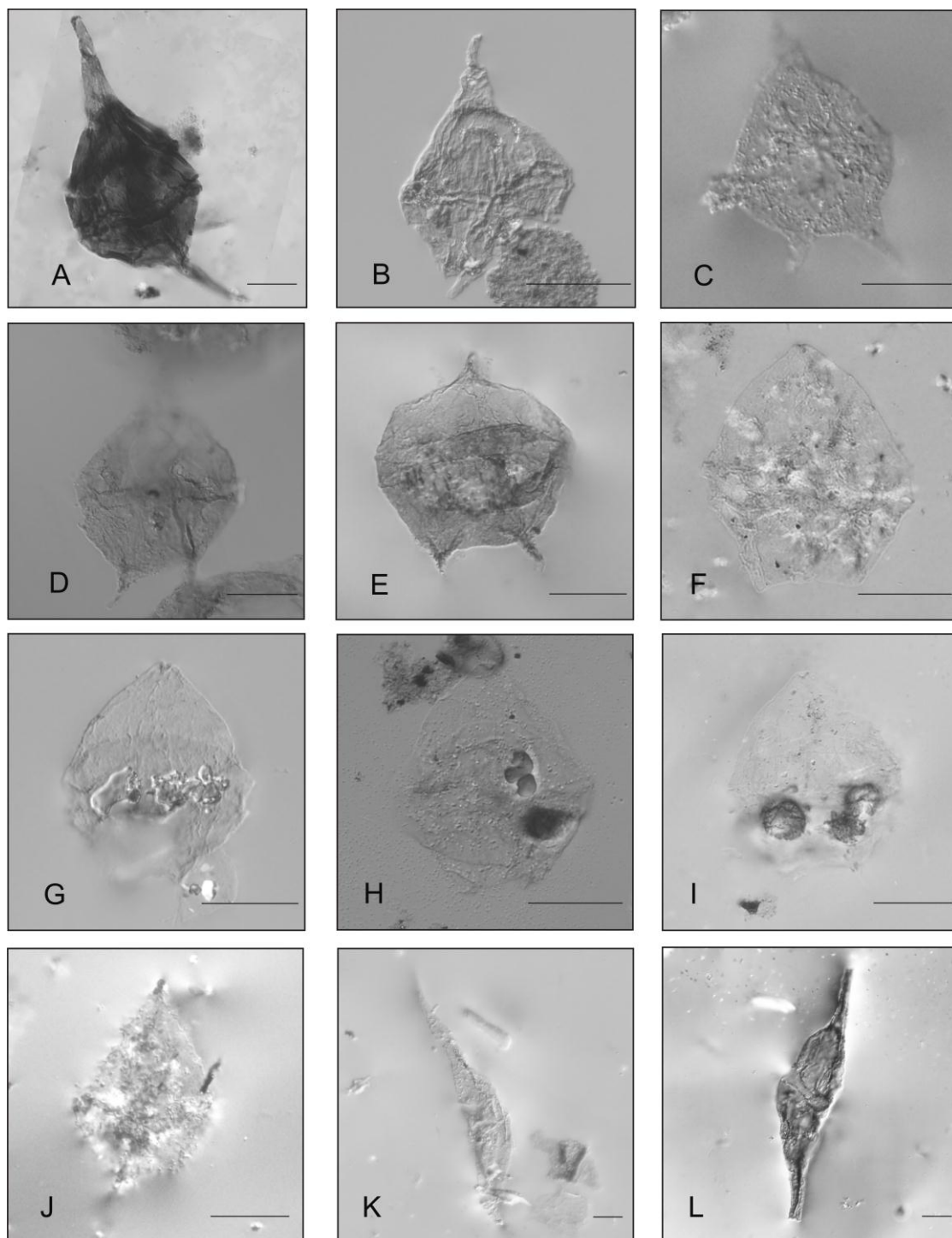


Figura 14. Táxons registrados no Poço BP-1. A) *Cerodinium striatum* (Lâmina MP-P6325; coordenada England Finder M38); B) *Cerodinium subquadrum* (MP-P6313; Q45); C) *Cerodinium wardenense* (MP-P5911; R36); D) *Cerodinium wardenense* (MP-P6313; D45-1); E) *Cerodinium wardenense* (MP-P6313; G30-3); F) *Isabelidinium? viborgense* (MP-P6313; U45-1); G) *Isabelidinium? viborgense* (MP-P6318; O39); H) *Isabelidinium? viborgense* (MP-P6321; K42); I) *Isabelidinium? viborgense* (MP-P6325; D34-3); J) *Magallanesium densispinatum* (MP-P6325; P44-2); K) *Palaeocystodinium* cf. *australinum* (MP-P6313; V35); L) *Palaeocystodinium golzowense* (MP-P6325; W39-4). Escala gráfica: 20 μ m.

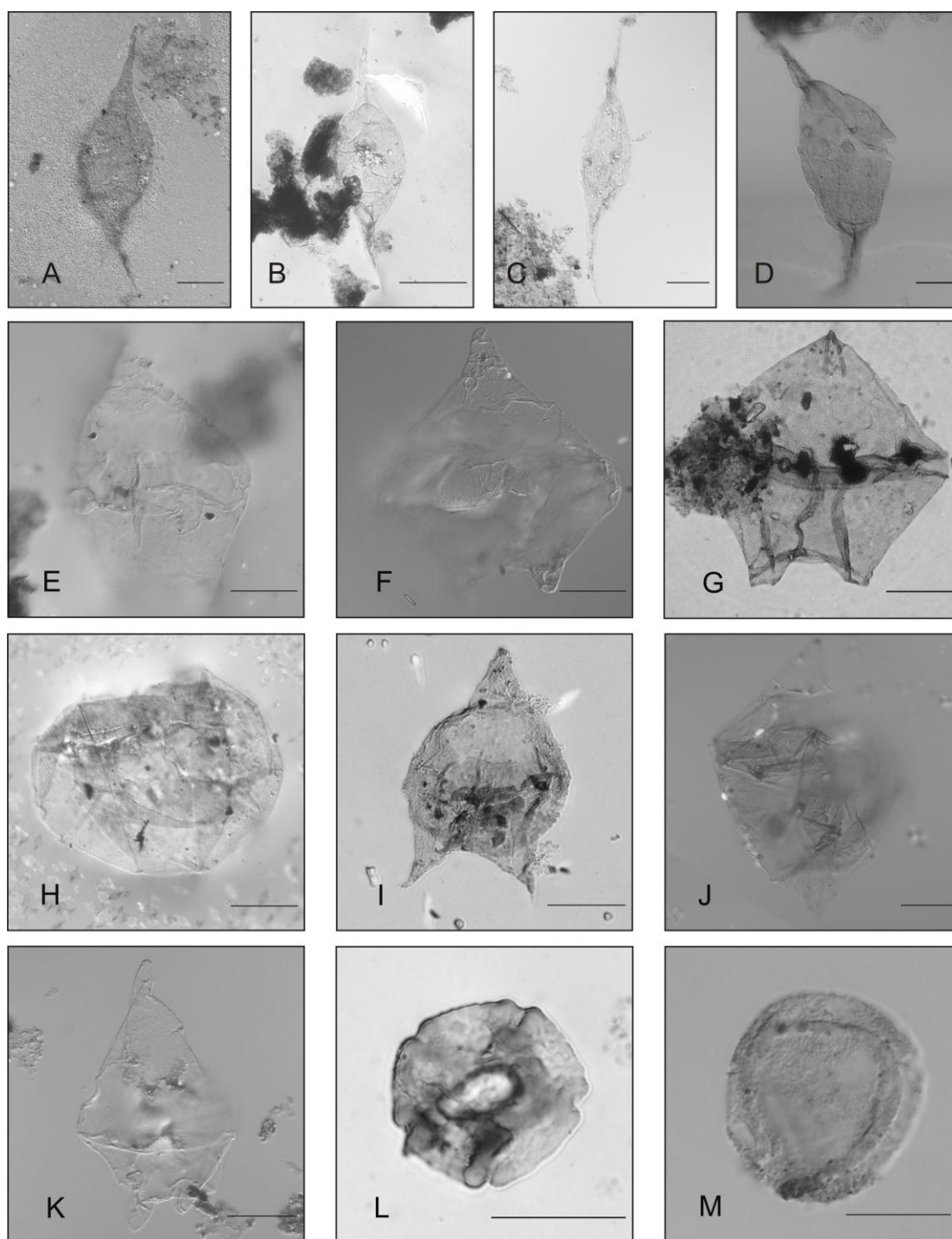


Figura 15. Táxons registrados no Poço BP-1. A) *Palaeocystodinium bulliforme* (Lâmina MP-P6328; coordenada *England Finder* Q45-1); B) *Palaeocystodinium bulliforme* (MP-P6318; P42-4); C) *Palaeocystodinium golzowense* (MP-P6322; T49-3); D) *Palaeocystodinium lidiae* (MP-P6313; K48-2); E) *Pierceites pentagonum* (MP-P6319; T37); F) *Pierceites pentagonum* (MP-P6313; U29-3); G) *Phelodinium magnificum* (MP-P6326; Y32); H) cf. *Selenopemphix nephroides* (MP-P6325; G36-1); I) *Senegalinium bicavatum* (MP-P6329; S55-4); J) *Trithyrodinium* cf. *evittii* (MP-P6313; J46-1); K) Peridinioide indeterminado 1 (MP-P6321; X30-2); L) *Ulmoideipites krempii* (MP-P6318; D40-1); M) *Classopollis* spp. (MP-P6313; O33). Escala gráfica: 20 μ m.

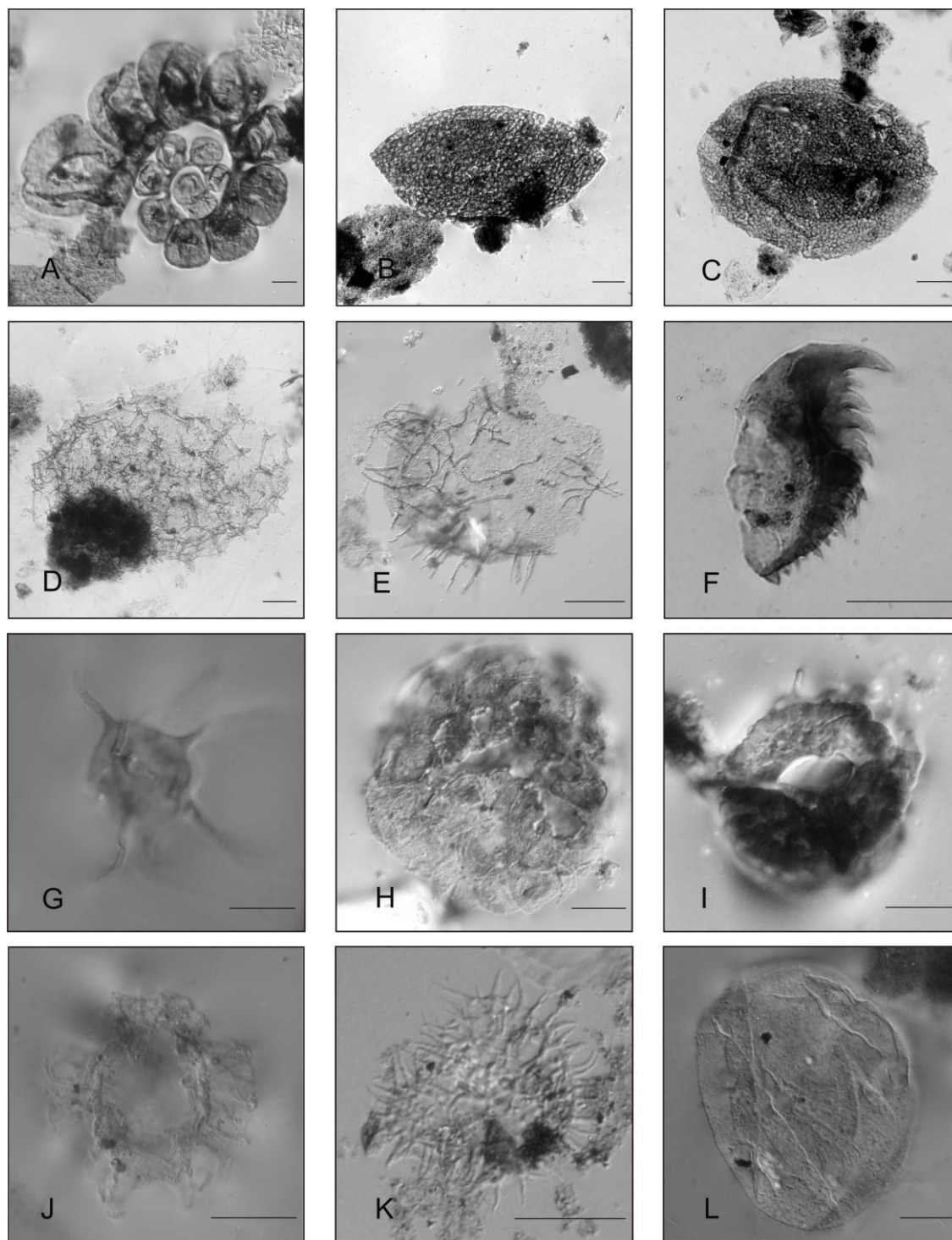


Figura 16. Táxons registrados no Poço BP-1. A) Palinoforaminífero (Lâmina MP-P6313; coordenada *England Finder* R43-2); B) Ovo de copépode murado (MP-P6321; D34-4); C) Ovo de copépode escabrado (MP-P6318 ; U42-3); D) Ovo de copépode aureolado-pigmentado (MP-P6318; G36); E) Ovo de copépode escabro-espinado (MP-P5911; R31-1); F) Escolecodonte (MP-P6318; C38); G) *Baltisphaeridium angulosum* (MP-P6313; M32-1); H) *Palambages morulosa* (MP-P5911; T44-1); I) Palinomorfo indeterminado 1 (MP-P6316; L48); J) Palinomorfo indeterminado 2 (MP-P6313; S32-2); K) Palinomorfo indeterminado 3 (MP-P6323; E35); L) Palinomorfo indeterminado 4 (MP-P6313; R35-4). Escala gráfica: 20 μm .

5.2.2 Poço BP-2

Divisão POLLENITES H. Potonié 1983

Classe MONOPORATAE Iversen & Troels-Smith 1950

Gênero *Classopollis*

Classopollis spp.

Classe STEPHANOPORATAE Iversen & Troels-Smith 1950

Gênero *Ulmoideipites* Anderson 1960

Ulmoideipites krempii Anderson 1960 emend. Elsik 1968

Classe VESICULATAE Iversen & Troels-Smith 1950

Gênero *Callialasporites*

Callialasporites trilobatus (Balme 1957) Dev 1961

Gênero *Podocarpidites* Cookson 1947

Podocarpidites spp.

Classe PERIPORATAE Iversen & Troels-Smith 1950

Gênero *Buttinia* Boltenhagen 1967

aff. *Buttinia* spp.

Classe TRICOLPORATAE Iversen & Troels-Smith 1950

Gênero *Bombacacidites* Couper 1960

Bombacacidites spp.

Divisão DINOFLAGELLATA (Bütschli) Fensome *et al.* 1993

Subdivisão DINOKARYOTA Fensome *et al.* 1993

Classe DINOPHYCEAE Pascher 1914

Subclasse PERIDINIPHYCIDAE Fensome *et al.* 1993

Ordem GONYAULACALES Taylor 1980

Subordem CLADOPYXIINEAE Fensome *et al.* 1993

Família CLADOPYXIACEAE Stein 1883

Gênero *Enneadocysta* Stover & Williams 1995

Enneadocysta? dictyostila (Menéndez) Stover & Williams 1995

Subordem GONYAULACINEAE (Autônimo)

Família GONYAULACACEAE Lindemann 1928

Subfamília CRIBROPERIDINIOIDEAE Fensome *et al.* 1993

Gênero *Cribroperidinium* Neale & Sarjeant 1962 emend. Helenes 1984

cf. *Cribroperidinium* spp.

Gênero *Apteodinium* Eisenack 1958 emend. Lucas-Clark 1987

Apteodinium fallax (Morgenroth) Stover & Evitt 1978

Gênero *Conneximura* May 1980 emend. Marheinecke 1992

Conneximura fimbriata (Morgenroth) May 1980 emend. Marheinecke 1992

Gênero *Cordosphaeridium* Eisenack 1963 emend. He Chengquan 1991

Cordosphaeridium fibrospinosum Davey & Williams 1966 emend. Davey 1969

Cordosphaeridium gracile (Eisenack) Davey & Williams 1966

Cordosphaeridium inodes (Klumpp) Eisenack 1963 emend. Lentin & Williams 1985

Cordosphaeridium? tenuistriatum Heisecke 1970 emend. Quattrocchio & Sarjeant 1996

Cordosphaeridium spp.

Gênero *Damassadinium* Fensome *et al.* 1993

Damassadinium californicum (Drugg) Fensome *et al.* 1993

aff. *Damassadinium* spp.

Gênero *Diphyes* Cookson 1965 emend. Goodman & Witmer 1985

Diphyes colligerum (Deflandre & Cookson) Cookson 1965 emend. Goodman & Witmer 1985

Gênero *Hystrichokolpoma* Klumpp 1953 emend. Foucher 2004

Hystrichokolpoma denticulatum Matsuoka 1974

Hystrichokolpoma rigaudiae Deflandre & Cookson 1955

Hystrichokolpoma salaciae Eaton 1976

Hystrichokolpoma sequanaportum Deflandre & Deflandre-Rigaud 1958

Hystrichokolpoma torquatum Damassa 1979

Gênero *Kallosphaeridium* de Coninck 1969 emend. Jan du Chêne *et al.* 1985

Kallosphaeridium biornatum Stover 1977 emend. Jan du Chêne *et al.* 1985

(Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium*)

Gênero *Lingulodinium* Wall 1967 emend. Dodge 1989

Lingulodinium cf. *machaerophorum* (Deflandre & Cookson) Wall 1967

Lingulodinium cf. *strangulatum* (Rossignol) Islam 1983

Lingulodinium spp.

Gênero *Muratodinium* Drugg 1970

cf. *Muratodinium fimbriatum* (Cookson & Eisenack) Drugg 1970

Gênero *Operculodinium* Wall 1967 emend. Matsuoka *et al.* 1997

cf. *Operculodinium* spp.

Gênero *Samlandia* Eisenack 1954

Samlandia cf. *chlamydophora* Eisenack 1954

Gênero *Stoveracysta* Clowes 1985

Stoveracysta ornata (Cookson & Eisenack) Clowes 1985

Subfamília GONYAULACOIDEAE Fensome *et al.* 1993

Gênero *Achomosphaera* Evitt 1963

Achomosphaera cf. *crassipellis* (Deflandre & Cookson) Stover & Evitt 1978

Achomosphaera cf. *mariannae* (Philippot) Stover & Evitt 1978

Achomosphaera aff. *neptuni* (Eisenack) Davey & Williams 1966 emend. Duxbury 1983

Achomosphaera *sagena* Davey & Williams 1966

Achomosphaera *triangulata* (Gerlach) Davey & Williams 1969 emend. Sarjeant 1984

Achomosphaera spp.

Gênero *Bitectatodinium* Wilson 1973

cf. *Bitectatodinium* spp.

Gênero *Corrudinium* Stover & Evitt 1978

cf. *Corrudinium* spp.

Gênero *Hafniasphaera* Hansen 1977

Hafniasphaera *cryptovesiculata* Hansen 1977

Hafniasphaera cf. *graciosa* Hansen 1977

Hafniasphaera *septata* (Cookson & Eisenack) Hansen 1977

Gênero *Hystrichosphaeropsis* Deflandre 1935 emend. Sarjeant 1982

cf. *Hystrichosphaeropsis* spp.

Gênero *Nematosphaeropsis* Deflandre & Cookson 1955 emend. Williams & Downie 1966; Wrenn 1988

cf. *Nematosphaeropsis* *reticulensis* (Pastiels) Sarjeant 1986 emend. Sarjeant 1986

Gênero *Pentadinium* Gerlach 1961 emend. Benedek *et al.* 1982

Pentadinium spp.

Gênero *Rottnestia* Cookson & Eisenack 1961

cf. *Rottnestia* *borussica* (Eisenack) Cookson & Eisenack 1961

Gênero *Spiniferella* Stover & Hardenbol 1994

Spiniferella *cornuta* (Gerlach) Stover & Hardenbol 1994

Gênero *Spiniferites* Mantell 1850 emend. Sarjeant 1970

Spiniferites cf. *hyperacanthus* (Deflandre & Cookson) Cookson & Eisenack 1974

Spiniferites *katatonos* Corradini 1973

Spiniferites ramosus (Ehrenberg) Mantell 1854

Spiniferites ramosus subsp. *brevifurcatus*(Cookson & Eisenack) Lentin & Williams 1977

Spiniferites spp.

Gênero *Tectatodinium* Wall 1967

Tectatodinium rugulatum (Hansen) McMinn 1988

Subfamília INCERTA (Família Gonyaulacaceae)

Gênero *Fibrocysta* Stover & Evitt 1978

Fibrocysta axialis (Eisenack) Stover & Evitt 1978

Fibrocysta bipolaris (Cookson & Eisenack) Stover & Evitt 1978

Fibrocysta cf. *exiguapicis* Islam 1983b

Fibrocysta vectensis (Eaton) Stover & Evitt 1978

Fibrocysta vectensis subsp. *cymosapicis* Islam 1983

Fibrocysta spp.

Gênero *Hemiplacophora* Cookson & Eisenack 1965

cf. *Hemiplacophora semilunifera* Cookson & Eisenack 1965

Gênero *Scriniodinium* Klement 1957 emend. Prauss 1989; Riding & Fensome 2003

cf. *Scriniodinium* spp.

Família AREOLIGERACEAE Evitt 1963

Gênero *Areoligera* Lejeune-Carpentier 1938 emend. Williams & Downie 1966

Areoligera campoensis Caro 1973

Areoligera coronata (Wetzel) Lejeune-Carpentier 1938

Areoligera crescentis Damassa 1979

Areoligera gippingensis Jolley 1992

Areoligera guembelii Kirsch 1991

Areoligera medusettiformis Wetzel 1933

Areoligera semicirculata (Morgenroth) Stover & Evitt 1978

Areoligera cf. *sentosa* Eaton 1976

Areoligera spp.

Gênero *Adnatosphaeridium* Williams & Downie 1966 emend. Stancliffe & Sarjeant
1990

Adnatosphaeridium? *membraniphorum* Jan Du Chêne & Adediran 1985

Adnatosphaeridium multispinosum Williams & Downie 1966

Adnatosphaeridium robustum (Morgenroth) de Coninck 1975

Adnatosphaeridium vittatum Williams & Downie 1966

Gênero *Cassidium* Drugg 1967

Cassidium fragile (Harris) Drugg 1967

Gênero *Chiropteridium* Gocht 1960

Chiropteridium galea (Maier) Sarjeant 1983

Gênero *Circulodinium* Alberti 1961

Circulodinium cf. *brevispinosum* (Pocock) Jansonius 1986

Circulodinium hirtellum Alberti 1961

Gênero *Cyclonephelium* Deflandre & Cookson 1955 emend. Dörhöfer & Davies 1980

cf. *Cyclonephelium hughesii* Clarke & Verdier 1967

cf. *Cyclonephelium* spp.

Gênero *Glaphyrocysta* Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta circularis Matsuoka 1984

Glaphyrocysta combinata (Jiabo) Lentin & Williams 1981

Glaphyrocysta divaricata (Williams & Downie) Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta espiritosantensis (Regali *et al.*) Arai 2004

Glaphyrocysta expansa (Corradini) Roncaglia & Corradini 1997

Glaphyrocysta exuberans (Deflandre & Cookson) Stover & Evitt 1978 emend. Sarjeant
1986

cf. *Glaphyrocysta inculta* (Morgenroth) Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta ordinata (Williams & Downie) Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta pastielsii (Deflandre & Cookson) Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta retiintexta (Cookson) Stover & Evitt 1978

aff. *Glaphyrocysta retiintexta* (Cookson) Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta cf. *semitecta* (Bujak) Lentin & Williams 1981

Glaphyrocysta cf. *texta* (Bujak) Stover & Evitt 1978

Glaphyrocysta spp.

Gênero *Membranophoridium* Gerlach 1961 emend. Stover & Evitt 1978

cf. *Membranophoridium perforatum* Wilson 1988

Gênero *Senoniasphaera* Clarke & Verdier 1967

Senoniasphaera inornata (Drugg) Stover & Evitt 1978

Subordem GONIODOMINEAE Fensome *et al.* 1993

Família GONIODOMACEAE Lindemann 1928

Subfamília GONIODOMOIDEAE (Autônimo)

Gênero *Heteraulacacysta* Drugg & Loeblich Jr. 1967 emend Bujak 1980

cf. *Heteraulacacysta campanula* Drugg & Loeblich Jr. 1967

Subfamília PYRODINIOIDEAE Fensome *et al.* 1993

Gênero *Eisenackia* Deflandre & Cookson 1955 emend. Quattrocchio & Sarjeant 2003

Eisenackia circumtabulata Drugg 1967

Eisenackia margarita (Harland) Quattrocchio & Sarjeant 2003

Gênero *Homotryblium* Davey & Williams 1966

Homotryblium plectilum Drugg & Loeblich Jr. 1967

Homotryblium cf. *tasmaniense* Cookson & Eisenack 1967

Homotryblium tenuispinosum Davey & Williams 1966

Gênero *Hystrichosphaeridium* Deflandre 1937 emend. Davey & Williams 1966

cf. *Hystrichosphaeridium?* *paracostatum* Cookson & Eisenack 1974

Hystrichosphaeridium cf. *patulum* Davey & Williams 1966

Hystrichosphaeridium salpingophorum Deflandre 1935 emend. Davey & Williams 1966

Hystrichosphaeridium tubiferum (Ehrenberg) Deflandre 1937

Hystrichosphaeridium tubiferum subsp. *Ovale* Marheinecke 1992

Gênero *Polysphaeridium* Davey & Williams 1966 emend. Bujak *et al.* 1980

Polysphaeridium spp.

Subordem INCERTA (ordem Gonyaulacales)

Família INCERTA (ordem Gonyaulacales, subordem Incerta)

Gênero *Batiacasphaera* Drugg 1970 emend. Dörhöfer & Davies 1980

(Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium*)

Gênero *Caligodinium* Drugg 1970 emend. Manum & Williams 1995

cf. *Caligodinium amiculum* Drugg 1970

Gênero *Cassiculosphaeridia* Davey 1969

cf. *Cassiculosphaeridia reticulata* Davey 1969

Gênero *Cerebrocysta* Bujak 1980

cf. *Cerebrocysta bartonensis* Bujak 1980

cf. *Cerebrocysta poulsenii* de Verteuil & Norris 1996

Gênero *Cleistosphaeridium* Davey *et al.* 1966 emend. Eaton *et al.* 2001

Cleistosphaeridium placacanthum (Deflandre & Cookson) Eaton *et al.* 2001 emend.
May 1980

cf. *Cleistosphaeridium* spp.

Gênero *Distatodinium* Eaton 1976 emend. Zevenboom & Santarelli 1995

cf. *Distatodinium virgatum* Stover 1977

Gênero *Downiesphaeridium* Islam 1993 emend. Masure 2004

cf. *Downiesphaeridium* spp.

Gênero *Heterosphaeridium* Cookson & Eisenack 1968 emend. Yun Hyesu 1981

Heterosphaeridium difficile (Manum & Cookson) Ioannides 1986

Heterosphaeridium cf. *latoaculeum* (Yun Hyesu) Islam 1993

Heterosphaeridium cf. *verdieri* Yun Hyesu 1981

cf. *Heterosphaeridium* spp.

Gênero *Membranilarnacia* Eisenack 1963a emend. Williams & Downie 1966

cf. *Membranilarnacia* spp.

Gênero *Tanyosphaeridium* Davey & Williams 1966

Tanyosphaeridium cf. *isocalamus* (Deflandre & Cookson) Davey & Williams 1969

Tanyosphaeridium *salpinx* Davey & Williams 1966

Tanyosphaeridium *xanthiopyxides* (Wetzel) Stover & Evitt 1978

Ordem PERIDINIALES Haeckel 1894

Subordem PERIDINIINEAE (Autônimo)

Família PERIDINIACEAE Ehrenberg 1831

Subfamília WETZELIELLOIDEAE (Vozzhennikova) Bujak & Davies 1983

Gênero *Wetziella* Eisenack 1938 Emend. Lentin & Williams 1976

Wetziella cf. *meckelfeldensis* Gocht 1969

Gênero *Apectodinium* (Costa & Downie) Lentin & Williams 1977

Apectodinium *homomorphum* (Deflandre & Cookson) Lentin & Williams 1977

cf. *Apectodinium* *homomorphum* (Deflandre & Cookson) Lentin & Williams 1977

Apectodinium *parvum* (Alberti) Lentin & Williams 1977 emend. Harland 1979

Gênero *Dracodinium* Gocht 1955 emend. Bujak *et al.* 1980

cf. *Dracodinium* *varielongitudum* (Williams & Downie) Costa & Downie 1979

cf. *Dracodinium* *waipawaense* (Wilson) Costa & Downie 1979

Gênero *Rhombodinium* Gocht 1955 emend. Bujak 1979

cf. *Rhombodinium* *draco* Gocht 1955

cf. *Rhombodinium?* *glabrum* (Cookson) Vozzhennikova 1967

Subfamília PALAEOPERIDINIOIDEAE (Vozzhennikova) Bujak & Davies 1983

Gênero *Palaeoperidinium* Deflandre 1934 emend. Evitt *et al.* 1998

Palaeoperidinium pyrophorum (Ehrenberg) Sarjeant 1967

Gênero *Diconodinium* Eisenack & Cookson 1960 emend. Morgan 1977

Diconodinium cf. lurensense Guerstein *et al.* 2005

(Complexo *Diconodinium* – *Magallanesium* – *Spinidinium*)

Gênero *Phthanoperidinium* Drugg & Loeblich Jr. 1967 emend. Islam 1982

Phthanoperidinium? cf. eocenicum (Cookson & Eisenack) Lentin & Williams 1973

cf. Phthanoperidinium spp.

Subfamília DEFLANDREOIDEAE Bujak & Davies 1983

Gênero *Deflandrea* Eisenack 1938 emend. Lentin & Williams 1976

Deflandrea antarctica Wilson 1967

Deflandrea convexa Wilson 1988

Deflandrea flounderensis Stover 1974

Deflandrea granulata Menéndez 1965

Deflandrea leptodermata Cookson & Eisenack 1965

Deflandrea oebisfeldensis Alberti 1959

Deflandrea phosphoritica Eisenack 1938

Deflandrea phosphoritica var. *spinulosa* (Alberti) Strauss 1997

Deflandrea robusta Deflandre & Cookson 1955

Deflandrea cf. tuberculata Hultberg 1985

Deflandrea spp.

Gênero *Cerodinium* Vozzhennikova 1963 emend. Lentin & Williams 1987

Cerodinium dartmoorium (Cookson & Eisenack) Lentin & Williams 1987

Cerodinium diebelii (Alberti) Lentin & Williams 1987

Cerodinium medcalfii (Stover) Lentin & Williams 1987

Cerodinium pannuceum (Stanley) Lentin & Williams 1987

Cerodinium speciosum (Alberti) Lentin & Williams 1987

Cerodinium striatum (Drugg) Lentin & Williams 1987

Cerodinium subquadratum (Corradini) Lentin & Williams 1987

Cerodinium wardenense (Williams & Downie) Lentin & Williams 1987

Cerodinium spp.

Gênero *Gippslandia* Stover & Williams 1987

Gippslandia extensa (Stover) Stover & Williams 1987

Gênero *Isabelidinium* Lentin & Williams 1977 emend. Marshall 1988

Isabelidinium? viborgense Heilmann-Clausen 1985

Gênero *Lentinia* Bujak 1980

Lentinia? wetzeli (Morgenroth) Bujak 1980

Gênero *Magallanesium* Quattrocchio & Sarjeant 2003

cf. *Magallanesium asymmetricum* (Wilson) Quattrocchio & Sarjeant 2003

Magallanesium densispinatum (Stanley) Quattrocchio & Sarjeant 2003

(Complexo *Diconodinium* – *Magallanesium* – *Spinidinium*)

Gênero *Palaeocystodinium* Alberti 1961

Palaeocystodinium australinum (Cookson) Lentin & Williams 1976 emend. Malloy 1972

Palaeocystodinium bulliforme Ioannides 1986

Palaeocystodinium golzowense Alberti 1961

Palaeocystodinium cf. *granulatum* (Wilson) Lentin & Williams 1976

Palaeocystodinium hyperxanthum (Vozzhennikova) Vozzhennikova 1967

Palaeocystodinium lidiae (Górka) Davey 1969

Palaeocystodinium spp.

Gênero *Pierceites* Habib & Drugg, 1987

cf. *Pierceites pentagonum* (May) Habib & Drugg 1987

Gênero *Pyxidiella* Cookson & Eisenack 1958

Pyxidiella? scrobiculata (Deflandre & Cookson) Cookson & Eisenack 1958

Gênero *Senegalinium* Jain & Millepied 1973 emend. Stover & Evitt 1978

Senegalinium bicavatum Jain & Millepied 1973

Senegalinium? dilwynense (Cookson & Eisenack) Stover & Evitt 1978

Senegalinium laevigatum (Malloy) Bujak & Davies 1983

Senegalinium macrocystum (Cookson & Eisenack) Stover & Evitt 1978

Gênero *Spinidinium* Cookson & Eisenack 1962 emend. Quattrocchio & Sarjeant 2003

Spinidinium sverdrupianum (Manum) Lentin & Williams 1973

(Complexo *Diconodinium* – *Magallanesium* – *Spinidinium*)

Gênero *Svalbardella* Manum 1960

cf. *Svalbardella cooksoniae* Manum 1960

Gênero *Trithyrodinium* Drugg 1967 emend. Marheinecke 1992

Trithyrodinium evittii Drugg 1967

Trithyrodinium spp.

Gênero *Volkheimeridium* Quattrocchio & Sarjeant 2003

Volkheimeridium lanterna (Cookson & Eisenack) Quattrocchio & Sarjeant 2003

Família PROTOPERIDINIACEAE

Subfamília PROTOPERIDINIOIDEAE

Gênero *Lejeunecysta* Artzner & Dörhöfer 1978 emend. Bujak 1980

Lejeunecysta beninensis Biffi & Grignani 1983

Lejeunecysta brassensis Biffi & Grignani 1983

Lejeunecysta cf. *communis* Biffi & Grignani 1983

Lejeunecysta globosa Biffi & Grignani 1983

Lejeunecysta lata Biffi & Grignani 1983

Lejeunecysta pulchra Biffi & Grignani 1983

Lejeunecysta sp. 2 Biffi & Grignani 1983

Gênero *Phelodinium* Stover & Evitt 1978 emend. Mao Shaozhi & Norris 1988

Phelodinium magnificum (Stanley) Stover & Evitt 1978

Phelodinium pachyceros Liengjarern *et al.* 1980

Phelodinium cf. *tricuspe* (Wetzel) Stover & Evitt 1978 emend. Lejeune-Carpentier & Sarjeant 1981

Gênero *Selenopemphix* Benedek 1972 emend. Head 1993

Selenopemphix nephroides Benedek 1972

Selenopemphix selenoides Benedek 1972 emend. Benedek & Sarjeant 1981

Família INCERTA (ordem Peridiniales, subordem Peridiniineae)

Gênero *Octodinium* Wrenn & Hart 1988

Octodinium askiniae Wrenn & Hart 1988

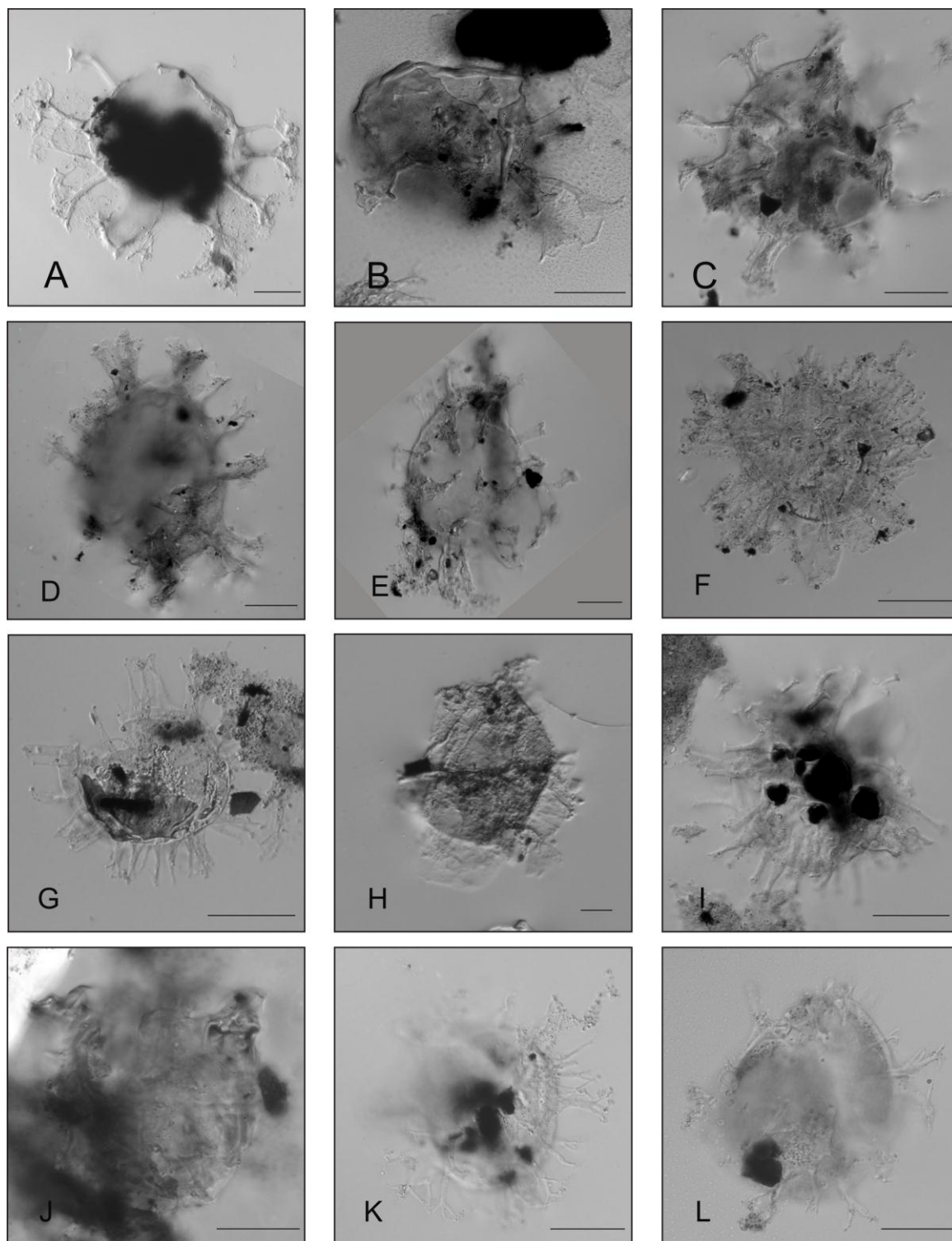


Figura 17. Táxons registrados no Poço BP-2. A) *Enneadocysta? dictyostila* (Lâmina MP-P5914; coordenada *England Finder* N27-3); B) *Oligosphaeridium buciniferum* (MP-P5935; T37); C) *Cordosphaeridium fibrospinosum* (MP-P5920; M33); D) *Cordosphaeridium? tenuistriatum* (MP-P5926; W41); E) *Damassadinium californicum* (MP-P5939; D47-4); F) *Diphyes colligerum* (MP-P5920; D38); G) *Lingulodinium* spp. (MP-P5936; X29-2); H) cf. *Muratodinium fimbriatum* (MP-P5927; O44-3); I) *Operculodinium* spp. (MP-P5917; Q28); J) *Stoveracysta ornata* (MP-P5912; M47); K) *Achomosphaera* spp. (MP-P5919; B40-3); L) *Hafniasphaera cryptovesiculata* (MP-P5936; U57). Escala gráfica: 20 μ m.

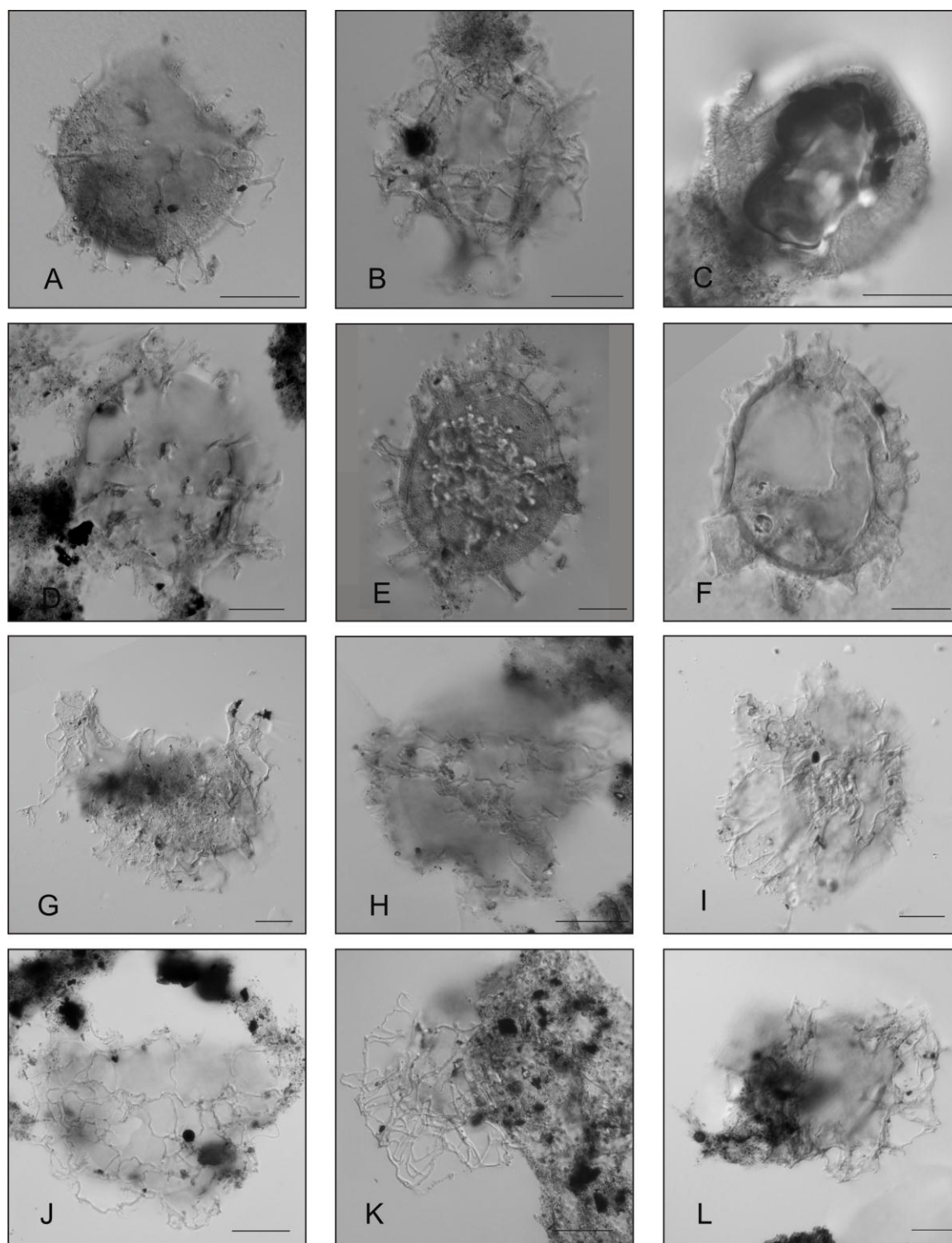


Figura 18. Táxons registrados no Poço BP-2. A) *Hafniasphaera septata* (Lâmina MP-P5936; coordenada *England Finder* C55-2); B) *Spiniferites ramosus* (MP-P5919; O45-1); C) *Tectatodinium rugulatum* (MP-P5926; N49-1); D) *Fibrocysta axialis* (MP-P5937; V48); E) *Fibrocysta bipolaris* (MP-P5920; E51-4); F) *Fibrocysta* cf. *exiguapicis* (MP-P5946; S55); G) *Areoligera coronata* (MP-P5926; O44-1); H) *Areoligera gippingensis* (MP-P5925; Q30); I) *Areoligera medusettiformis* (MP-P5926; N43-1); J) *Adnatosphaeridium multispinosum* (MP-P5922; P29-4); K) *Adnatosphaeridium robustum* (MP-P5936; F32-3); L) *Adnatosphaeridium vittatum* (MP-P5936; G53-3). Escala gráfica: 20 μ m.

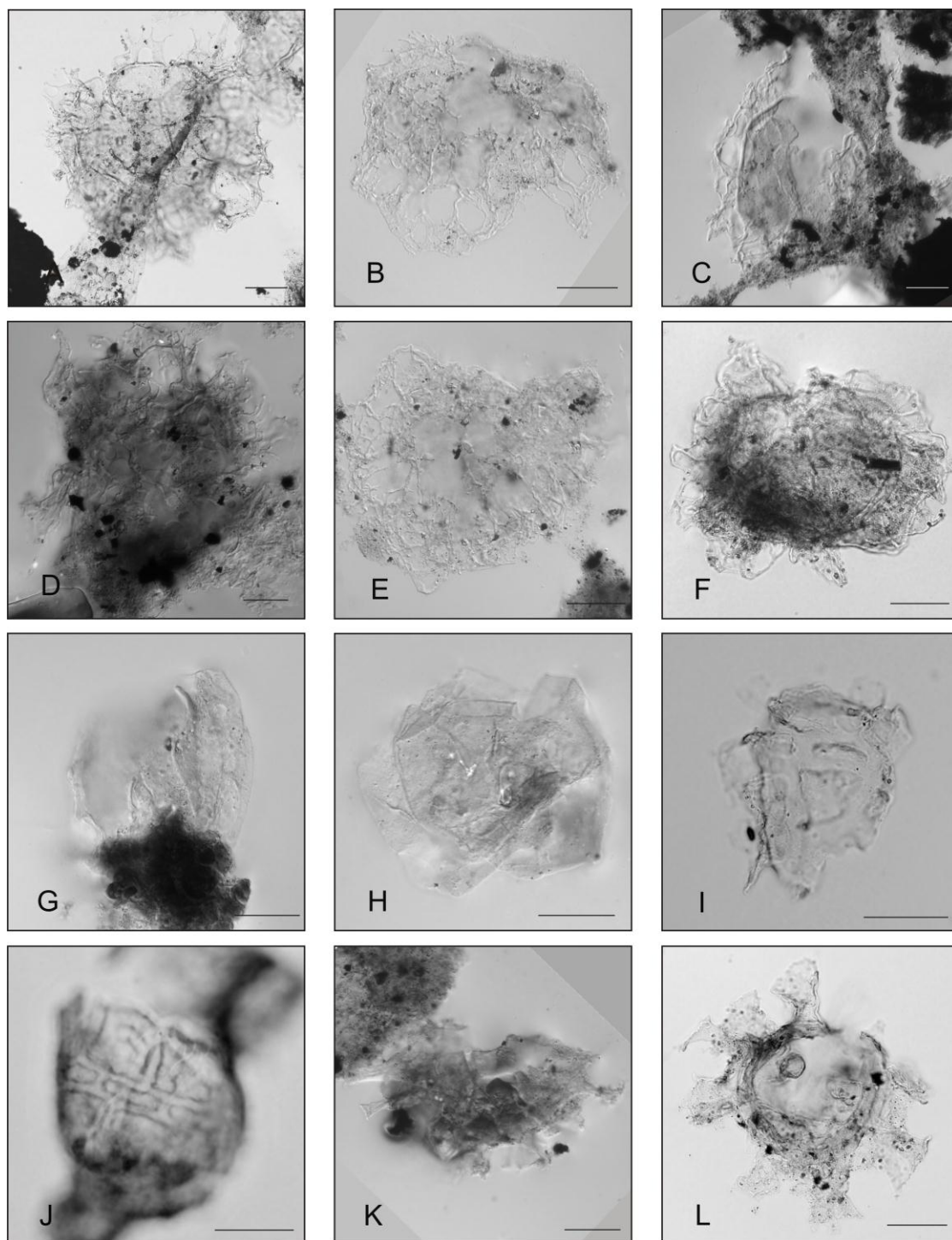


Figura 19. Táxons registrados no Poço BP-2. A) *Glaphyrocysta espiritosantensis* (MP-P5936; H40); B) *Glaphyrocysta expansa* (MP-P5936; J51-2); C) *Glaphyrocysta exuberans* (MP-P5936; R41); D) *Glaphyrocysta ordinata* (MP-P5942; N45-2); E) *Glaphyrocysta pastielsii* (MP-P5937; Y44-4); F) *Glaphyrocysta retiintexta* (MP-P5922; K45-3); G) *Membranophoridium perforatum* (MP-P 5913; L32-4); H) *Senoniasphaera inornata* (MP-P5926; T37-3); I) *Eisenackia circumtabulata* (Lâmina MP-P5936; coordenada *England Finder Y35*); J) *Eisenackia margarita* (MP-P5936; L44-1); K) *Homotryblidium plectillum* (MP-P5926; S38-2); L) *Hystrichosphaeridium tubiferum* (MP-P5936; T32-4). Escala gráfica: 20 μm .

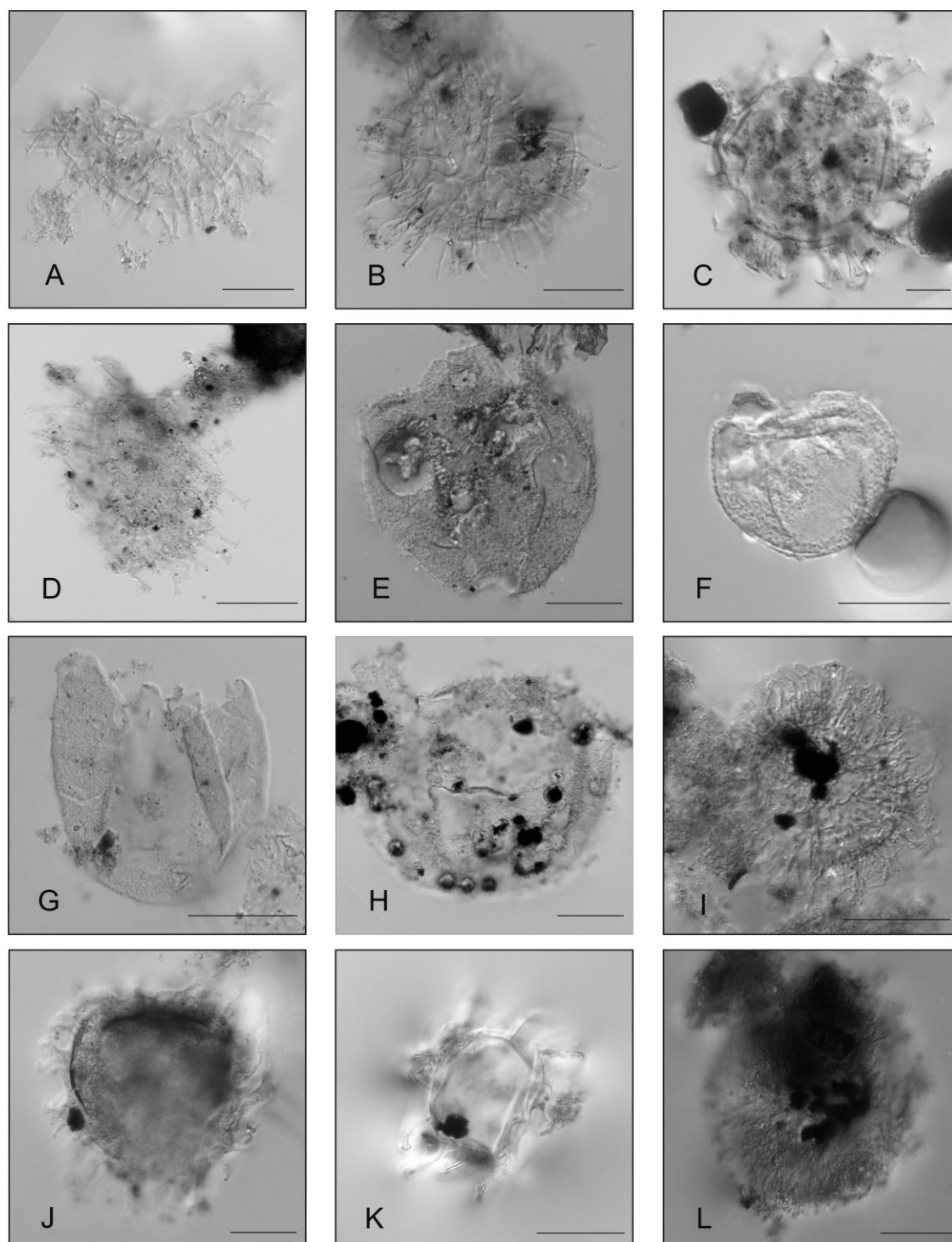


Figura 20. Táxons registrados no Poço BP-2. A) *Polysphaeridium* spp. (MP-P5913; O55); B) *Cleitosphaeridium* spp. (MP-P5926; K37-2); C) *Heterosphaeridium difficile* (MP-P5935; K42-1); D) *Tanyosphaeridium xanthiopyxides* (MP-P5935; Q50-3); E) Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium* (MP-P5926; L28); F) Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium* (MP-P5946; N31-2); G) Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium* (MP-P5935; Q35-3); H) Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium* (MP-P5939; M30); I) Gonyaulacoide indeterminado 1 (MP-P5920; S40-1); J) Gonyaulacoide indeterminado 2 (MP-P5914; F40-4); K) Gonyaulacoide indeterminado 3 (MP-P5924; K48-1); L) Gonyaulacoide indeterminado 4 (MP-P5918; T36-2). Escala gráfica: 20 μ m.

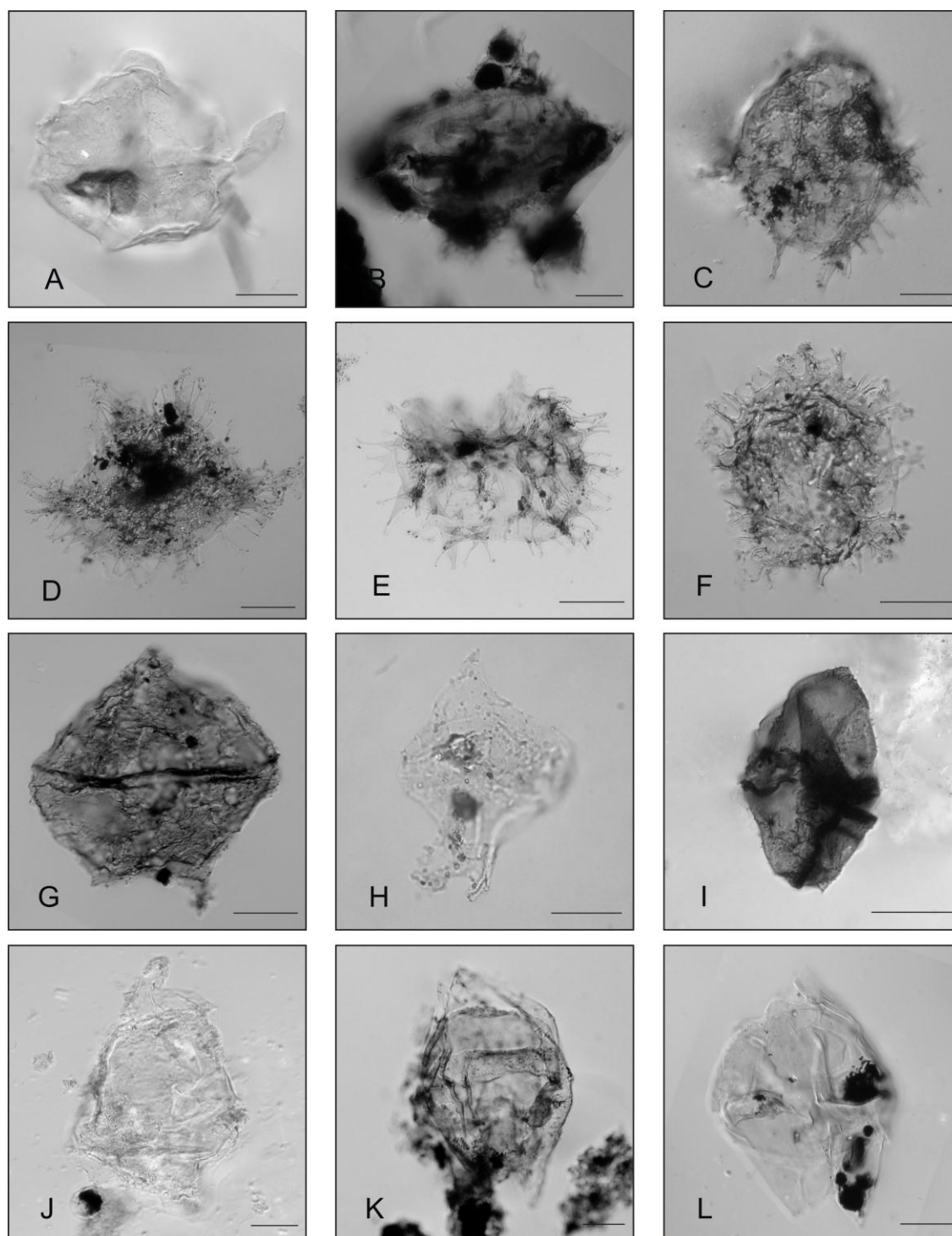


Figura 21. Táxons registrados no Poço BP-2. A) Gonyaulacoide indeterminado 5 (Lâmina MP-P5913; coordenada *England Finder* N43); B) *Wetzeliella* cf. *meckelfeldensis* (MP-P5918; Q50-2); C) *Apectodinium homomorphum* (MP-P5936; J47-3); D) *Apectodinium homomorphum* (MP-P5929; M41); E) cf. *Apectodinium homomorphum* (MP-P5936; G40-4); F) cf. *Apectodinium homomorphum* (MP-P5919; R29-3); G) *Palaeoperidinium pyrophorum* (MP-P5940; U49); H) *Dinoconodinium* cf. *lurense* (MP-P5943; D47); I) cf. *Phthanoperidinium* spp. (MP-P5913; Z38-2); J) *Deflandrea antarctica* (MP-P5920; W52); K) *Deflandrea oebisfeldensis* (MP-P5944; K53-3); L) *Deflandrea robusta* (MP-P5926; J44). Escala gráfica: 20 μ m.

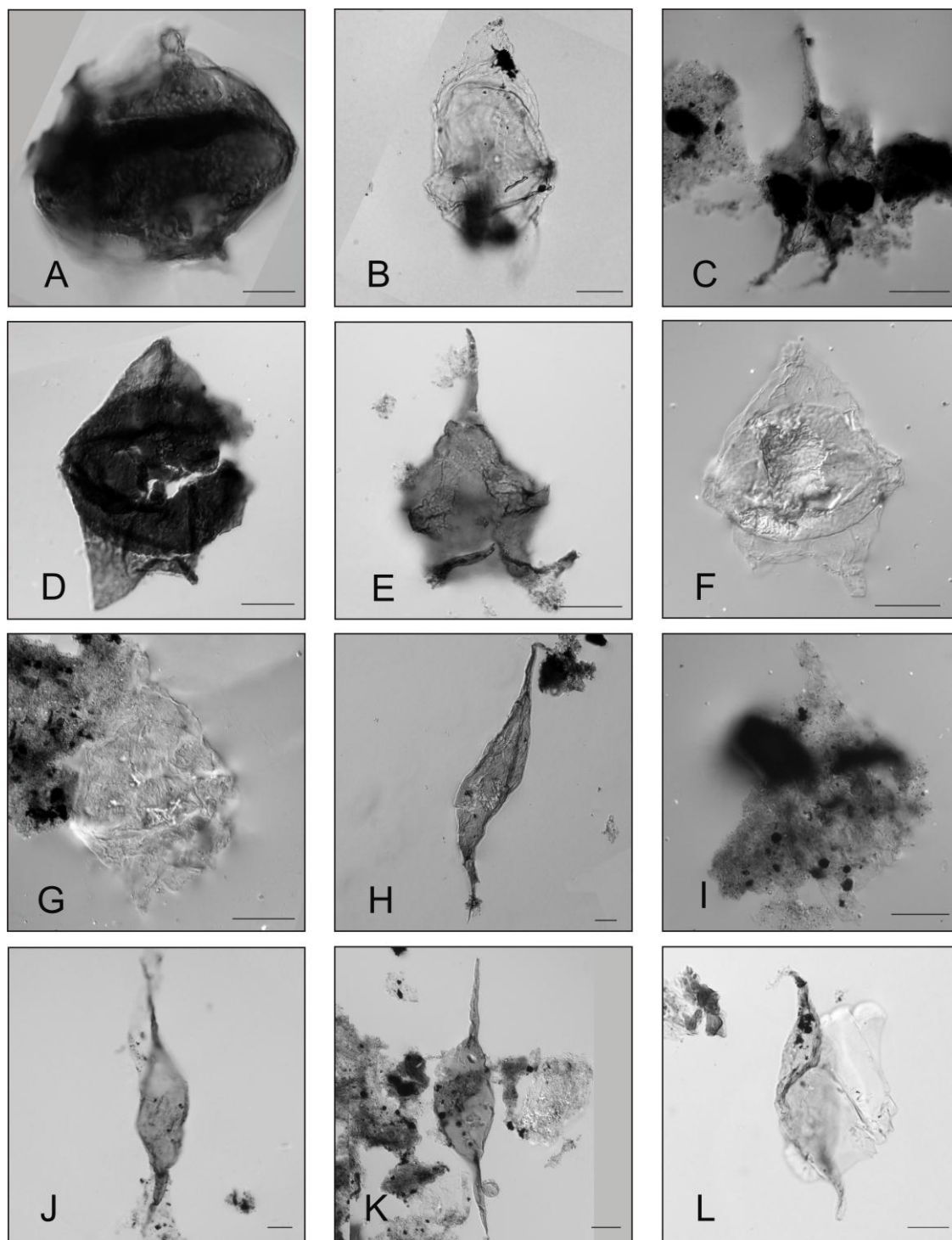


Figura 22. Táxons registrados no Poço BP-2. A) *Deflandrea* cf. *tuberculata* (Lâmina MP-P5937; coordenada *England Finder* J47-1); B) *Cerodinium dartmoorium* (MP-P5922; P25-1); C) *Cerodinium diebelii* (MP-P5934; Q40-1); D) *Cerodinium pannuceum* (MP-P5926; J42-1); E) *Cerodinium striatum* (MP-P5935; K40); F) *Cerodinium wardenense* (MP-P5937; H44-1); G) *Isabelidinium?* *viborgense* (MP-P5937; F33-4); H) *Palaeocystodinium australinum* (MP-P5929; P44-2); I) *Palaeocystodinium bulliforme* (MP-P5937; O43-3); J) *Palaeocystodinium golzowense* (MP-P5940; F50-4); K) *Palaeocystodinium hyperxanthum* (MP-P5937; N52-2); L) *Palaeocystodinium lidiae* (MP-P5936; F37-3). Escala gráfica: 20 μ m.

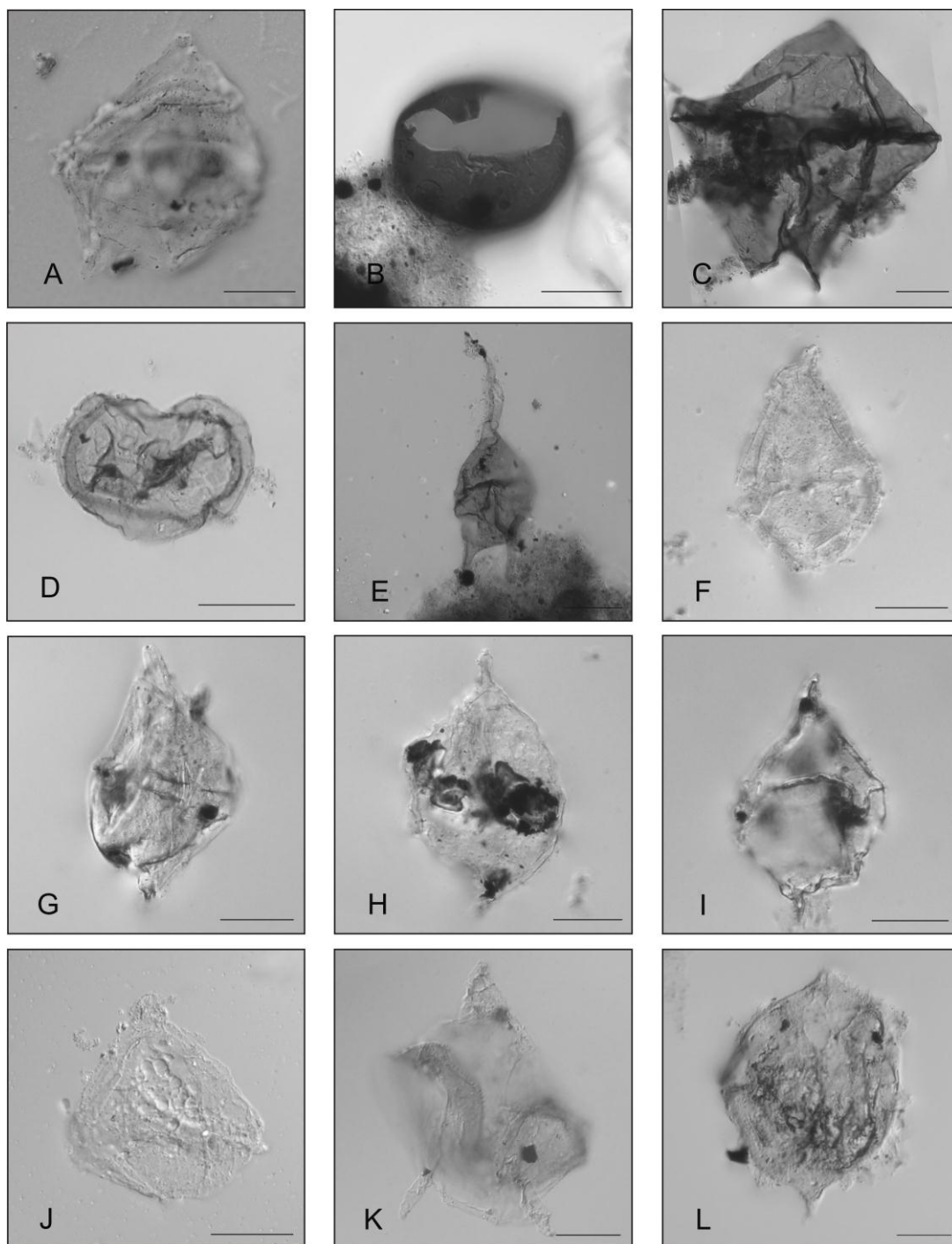


Figura 23. Táxons registrados no Poço BP-2. A) *Senegalinium?* *dilwynense* (Lâmina MP-P5925; coordenada *England Finder* W52); B) *Trithyrodinium evittii* (MP-P5942; Q34-4); C) *Phelodinium magnificum* (MP-P5927; J30-4); D) *Selenopemphix nephroides* (MP-P5920; R42); E) *Octodinium askiniae* (MP-P 5912; C39); F) Complexo *Diconodinium – Magallanesium – Spinidinium* (MP-P5944; E31-1); G) Complexo *Diconodinium – Magallanesium – Spinidinium* (MP-P5944; K45); H) Complexo *Diconodinium – Magallanesium – Spinidinium* (MP-P5944; M52-1); I) Complexo *Diconodinium – Magallanesium – Spinidinium* (MP-P5944; P26); J) Peridinioide indeterminado 1 (MP-P5946; L34-4); K) Peridinioide indeterminado 2 (MP-P5936; U48-1); L) Dinoflagelado indeterminado 1 (MP-P5936; X35-3). Escala gráfica: 20 μm .

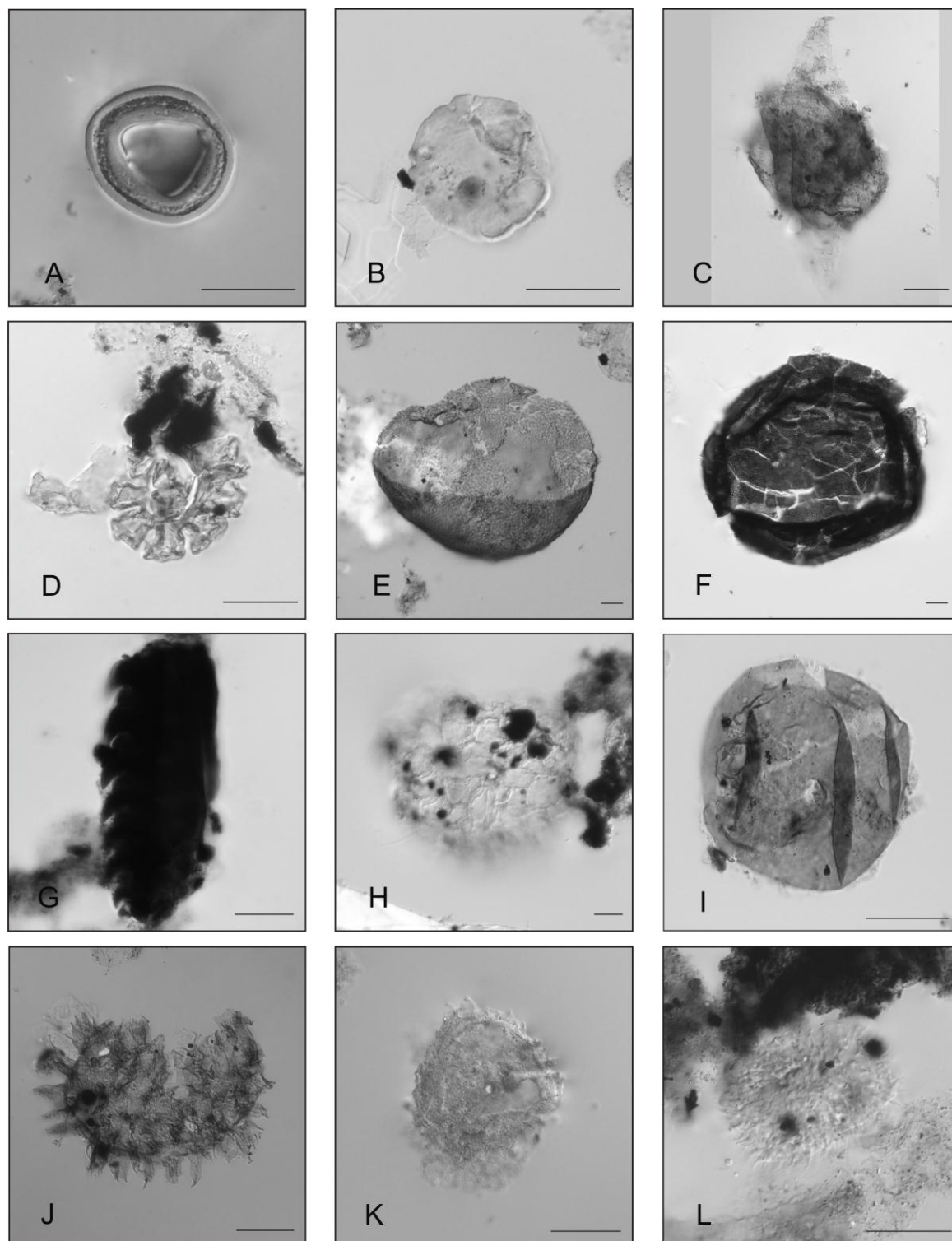


Figura 24. Táxons registrados no Poço BP-2. A) *Classopollis* spp. (MP-P5925; N47); B) *Ulmoideipites kremppii* (MP-P5935; O50); C) cf. *Ceratocystidiopsis simplex* (MP-P5935; J43-3); D) Palinoforaminífero (MP-P5944; X42); E) Ovo de Copépode (MP-P5935; L47-4); F) Ovo de Copépode (MP-P5926; U47-2); G) Escolecodonte (MP-P5937; N35); H) *Palambages morulosa* (MP-P5929; S36-3); I) Palinomorfo indeterminado 1 (MP-P5935; W49-2); J) Palinomorfo indeterminado 2 (MP-P5936; N45); K) Palinomorfo indeterminado 3 (MP-P5920; T25-3); L) Palinomorfo indeterminado 4 (MP-P5937; N35-2) . Escala gráfica: 20 µm.

6 DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

As seções selecionadas para estudo foram interpretadas, preliminarmente, como relativas a ambiente marinho, e posicionadas entre o Cretáceo superior e o Paleógeno. Gomide (1989) estudou associações de nanofósseis calcários e sua distribuição temporal na bacia, e Fontana (1996) identificou as sequências deposicionais da Bacia de Pelotas através da sismoestratigrafia. Dessa forma, para proceder adequadamente com o tratamento dos dados obtidos através das análises, elegeram-se alguns pressupostos, apresentados a seguir: para realizar um estudo bioestratigráfico com base em palinologia na Bacia de Pelotas, (i) partiu-se de um número restrito de material bibliográfico que contemple informações relevantes da área de estudo e regiões adjacentes, em grande parte pela geração e retenção de informações por parte das companhias de exploração de petróleo, que encaminham esses dados de maneira estratégica; (ii) considerou-se que a bacia contempla o estilo tectônico de bacia marginal, com expressivo preenchimento mesozoico por estratos de caráter predominantemente marinho; (iii) considerou-se que dinoflagelados são organismos de hábito planctônico, com ocorrência predominante em mares e oceanos; (iv) considerou-se que dinoflagelados apresentam excelente resolução bioestratigráfica, sendo, por isso, amplamente utilizados em estudos voltados à geologia do petróleo (Arai, 2005); (v) considerou-se que miósporos têm ocorrência normalmente subordinada a rara em seções marinhas, salvo nas situações em que ocorre aporte continental expressivo. A destacada participação de cistos de dinoflagelados nas associações palinológicas registradas, não somente ao longo da análise preliminar dos dados, como também durante a apresentação dos resultados finais, configurou o motivo pelo qual se demandou maior aprofundamento em conhecer quais as potencialidades e limitações em se realizar um estudo bioestratigráfico utilizando-os como base, convenientemente, pois há que ser ressaltado que essa situação já era esperada, de acordo com o contexto evolutivo da Bacia de Pelotas. No Capítulo 4 – Palinologia, deste volume, um breve contexto científico e metodológico sobre a aplicação da palinologia nas geociências é apresentado, bem como o reconhecimento dos grupos trabalhados, com destaque aos dinoflagelados, sintetizando os preceitos que ensejaram as discussões e conclusões que serão apresentadas a partir do presente capítulo.

Faz-se importante a ressalva de que o conceito de bioestratigrafia utilizado neste estudo compreende duas disciplinas que estão intimamente relacionadas, e conversam entre si com grande proximidade em muitos momentos do estudo: (i)

Posicionamento biocronoestratigráfico dos depósitos estudados e (ii) Identificação dos paleoambientes e paleoecologia associados aos depósitos estudados, que configuram os tópicos dentro dos quais as discussões estão divididas, primeiramente apresentando as peculiaridades e interpretações para cada poço, com suas diferentes abordagens para, ao final, apresentar uma integração dos dados obtidos durante todo o estudo.

Durante a análise palinológica do material recuperado das amostras de rocha dos poços BP-1 e BP-2, procederam-se os estudos de identificação taxonômica e de frequências relativas. Para ensejar as interpretações de cunho biocronoestratigráfico das palinofloras existentes ao longo dos intervalos estudados foi importante a busca por táxons que estivessem contemplados por arcabouços bioestratigráficos previamente existentes, ou com amplitudes estratigráficas amplamente conhecidas e testadas, principalmente no hemisfério sul, constantes da literatura acessada.

A maioria dos dados de cronocorrelação bioestratigráfica que foram acessados durante a confecção deste trabalho é de acesso irrestrito, oriunda de centros de pesquisa instalados em universidades ou órgãos que não visam fins lucrativos, à exceção da campanha mundial de pesquisas estratigráficas, denominada *Deep Sea Drilling Project*, em um acordo em que amostras de poços perfurados pelo programa seriam doadas às empresas de exploração, com a contrapartida de que os resultados das pesquisas fossem publicados na forma de relatórios científicos e técnicos. Informações sobre o projeto podem ser visitadas no sítio eletrônico <http://www.deepseadrilling.org/about.htm>. Por outro lado, bacias adjacentes à de Pelotas, dentro dos limites territoriais de países vizinhos, em destaque Uruguai e Argentina, já foram alvos de estudos palinológicos nas suas seções paleogenas, as quais exibem também grande quantidade de cistos de dinoflagelados. Estudos ensejando o posicionamento bioestratigráfico em depósitos de algumas bacias localizadas nestes países, como o de Gamarro & Archangelski (1981), incorrem inclusive na proposição de arcabouços bioestratigráficos informais e sem grande resolução. Essas considerações implicam na inexistência de um zoneamento palinológico oficial para a Bacia de Pelotas e, de modo geral, tampouco para as demais bacias marginais sulatlânticas.

6.1 Posicionamento biocronoestratigráfico dos depósitos estudados

A determinação do intervalo cronoestratigráfico deu-se com base em bioeventos e distribuições estratigráficas de táxons relacionados a cistos fósseis de dinoflagelados resgatados na literatura disponível, tentativamente usando os dados de bacias correlatas à de Pelotas (e.g. Regali *et al.*, 1974a; Daners & Guerstein, 2004).

Entretanto, a quantidade de estudos publicados tanto para as bacias marginais brasileiras, quanto para qualquer bacia situada em médias latitudes do hemisfério sul é pequena, e por isso optou-se, secundariamente, por pesquisar dados de bacias posicionadas em latitudes contíguas à de Pelotas durante o Paleógeno: as latitudes médias do Hemisfério Sul (e.g. Brinkhuis *et al.*, 2003; Williams *et al.*, 2004). Outras fontes importantes à confecção do estudo são relacionadas àquelas que apresentam bases de dados reunindo diversas publicações internacionais, como TAXON (R.L. Ravn, comunicação pessoal, 2003) e o *software Palynodata Datafile* e outras publicações incluindo táxons com características cosmopolitas, com distribuições estratigráficas reconhecidas no mundo todo, procurando-se embasar o tratamento dos resultados no maior número possível de dados de outras regiões, tendo em vista que as informações existentes para o hemisfério norte são substancialmente mais numerosas. Brinkhuis *et al.* (*op. cit.*) apoiam essa assertiva, assinalando ainda que a porção mais nova do Oceano Sul é alvo de uma quantidade bem menor de estudos, em comparação com as porções mais antigas.

Estudos abordando outros métodos estratigráficos em materiais de bacias adjacentes à de Pelotas, que buscassem contemplar os panoramas globais de circulação de águas e configurações paleobiogeográficas para a área de estudo foram também acessados, a fim de se obter um grande número de informações, na intenção de ampliar o subsídio no tratamento dos dados. Nesse contexto, Ramírez (2004) salienta que a dificuldade existente para a correlação de biohorizontes entre diferentes posições do globo se dê por causa das substanciais diferenças de distribuição existentes em diferentes faixas latitudinais, regidas principalmente pela temperatura da água e padrões de circulação oceânica, controlando padrões de provincialismo em associações de dinoflagelados. Essas indicações têm apoio ainda em Stover *et al.* (1996), que ressaltam o aumento do provincialismo observado para os dinoflagelados como um complicador ao reconhecimento de espécies cosmopolitas e endêmicas no Paleógeno e Neógeno. Como exemplo dessa dificuldade, é possível citar o estudo de Sluijs *et al.* (2003), no qual poucas espécies, dentre um grande número de ocorrências, são identificadas como cosmopolitas, sendo *Hemiplacophora semilunifera* um exemplo em comum com o registro do Poço BP-2. Williams *et al.* (2004) reportam que as distribuições estratigráficas das espécies de cistos de dinoflagelados raramente apresentam sincronia mundial. Essa assertiva é especialmente válida no Paleógeno e Neógeno, quando o controle paleoclimático nos táxons tem sido demonstrado por diversos autores. Por exemplo, Bujak & Williams (1979) percebem que algumas espécies não têm distribuições estratigráficas uniformes no Atlântico Norte. Como outro exemplo, pode-se citar *Polysphaeridium zoharyi*, que apresenta distribuição entre Eoceno inferior e Holoceno, no *offshore* da Florida, enquanto na Plataforma de Labrador sua última ocorrência é no Oligoceno. Os autores concluíram que o reconhecimento de uma

distribuição com amplitude mundial para essa espécie não poderia ser esperada. Essa é uma realidade para um grande número de táxons. Entretanto, há que se considerar que o fato de a literatura existente para o hemisfério norte ser substancialmente mais completa torna necessária a interpolação de fontes de diferentes localidades para a realização do estudo. Faz-se necessário aceitar a ideia de que algumas espécies registradas podem apresentar um caráter potencialmente cosmopolita.

Dessa forma, sempre que possível, optou-se por utilizar informação de bacias próximas, preferencialmente, ou de bacias distantes, porém posicionadas na mesma faixa latitudinal, de maneira subordinada. Adicionalmente, buscou-se encontrar, dentro do acervo bibliográfico disponível, as formas de cistos de dinoflagelados que se assemelhassem às registradas durante o estudo, avaliando se as suas ocorrências, em diferentes locais, poderiam ser usadas para delimitar idades dentro da Bacia de Pelotas. Portanto, avaliou-se a possível existência de um comportamento de maneira cosmopolita para cada espécie considerada bioestratigraficamente importante, e então se seus eventos de primeiro e último aparecimentos tinham alcances uniformemente globais, ou se seria necessário trabalhar com alguns táxons dentro da mesma faixa latitudinal da Bacia de Pelotas à época da deposição dos sedimentos estudados. Assim, foram selecionadas algumas espécies para a consideração das interpretações, e que serão tratadas no decorrer das discussões. Essa característica traz ao estudo bioestratigráfico um caráter pontualmente intuitivo, porque quando não se observa a presença exagerada de fósseis-guia no material, procuram-se quais os padrões palinológicos mais frequentes, e quando estes parecem mudar, principalmente no Poço BP-2.

Aliando-se o fato de existirem poucas publicações de dados palinológicos concernentes à seção pré-quaternária da bacia à verdade incontestável que as principais pesquisas bioestratigráficas no Brasil conformam bancos de dados restritos, por configurarem informações estratégicas, independente do grupo de microfóssil, constantes principalmente de relatórios internos de empresas de exploração de petróleo, é distante vislumbrar a existência de um arcabouço palinoestratigráfico padrão para as bacias brasileiras. Exceções apenas para alguns estudos, geralmente mais antigos, como o pioneiro zoneamento de Regali *et al.* (1974a), que apesar de abranger considerável área da costa brasileira e as respectivas bacias sedimentares nela instaladas, não inclui a Bacia de Pelotas, e confere maior atenção a palinomorfos de caráter continental. Entretanto, o estudo de Regali *et al.* (*op. cit.*) foi publicado pela Petrobras S.A., a qual, desde então, vem atualizando esses dados, porém sem divulgá-los. Ademais, a retenção de dados oriundos de pesquisas no âmbito da micropaleontologia aplicada à exploração de hidrocarbonetos por parte de outras empresas, também configura grande obstáculo ao acesso a um arcabouço completo. Ferreira (2004) destaca que o arcabouço proposto em Regali *et al.* (*op. cit.*) sofreu

modificações mediante estudos mais recentes, contemplando, pontualmente, seções mais completas, como os apresentados pelas perfurações em poços profundos no Mar do Norte, durante os programas ODP e DSDP. Dessa forma, espécies registradas nas amostras estudadas do Poço BP-2, como *Apectodinium homomorphum* (*Hystriospharidium caiobensis*) e *Enneadocysta partrigei/Enneadocysta? dictyostila* (*Cordosphaeridium diktyoplokus*), por exemplo, tiveram suas amplitudes modificadas em estudos posteriores.

Enfim, associações fósseis constituídas por táxons de diferentes idades foram verificadas; no Poço BP-1, essas associações posicionam-se entre o Cretáceo Superior (Maastrichtiano) e o Eoceno inferior (Ypresiano), e no Poço BP-2, entre o Maastrichtiano e o Eoceno médio (Lutetiano) (figuras 21 e 22), e ensejam um fatiamento informal e preliminar desse intervalo.

6.1.1 Poço BP-1

As associações fósseis identificadas nas seis amostras estudadas são constituídas de táxons de diferentes idades, posicionando-as entre o limite Maastrichtiano – Daniano e o limite Thanetiano – Ypresiano. Esta configuração pode vir a retratar misturas de fósseis, refletindo retrabalhamento de estratos mais antigos em depósitos mais recentes, ou a ocorrência de seções condensadas em horizontes estratigráficos de pouca espessura, onde se posicionaria um hiato temporal. Em ambos os casos leva-se em consideração a hipótese de que um grande período de baixas taxas de deposição de sedimentos foi experimentado pela bacia. Tal fato poderia estar relacionado a eventos de não deposição e/ou erosão, seja retrabalhando as associações do Maastrichtiano – Daniano nos depósitos mais recentes, seja havendo ausência de deposição ou erosão do intervalo abrangente ao Paleoceno superior e Eoceno inferior, de maneira a incorporar os fósseis dessas idades em sedimentos mais antigos, todos pertencentes a um mesmo horizonte estratigráfico, fisicamente. Gomide (1989) observa situação similar de mistura de fósseis em associações de nanofósseis calcários da bacia, configurando incertezas na identificação das idades. O autor considerou que, além de as litologias apresentarem-se pontualmente desfavoráveis à preservação deste grupo de microfóssil, o Paleoceno na bacia estaria representado por um pacote sedimentar de espessura pouco expressiva, indicando a ocorrência de períodos em que o registro de deposição sedimentar não é observado. No material aqui estudado essa mistura de táxons é substancial, e conta com um número considerável de espécies que apresentam último aparecimento ainda no Cretáceo, no Daniano, ou no início do Selandiano, ocorrendo em conjunto com espécies que em associação registram idade Selandiano/Thanetiano, e/ou tipicamente Ypresiano. Entretanto, não é refutável que as

distribuições bioestratigráficas dos táxons identificados tenham peculiares diferenças com relação às consideradas nos arcabouços utilizados, uma vez que o presente estudo concerne a uma bacia ainda pouco conhecida do ponto de vista palinoestratigráfico, que bacias vizinhas também são alvos de poucos estudos publicados, e que, também, dinoflagelados são organismos termófilos, podendo ser controlados por gradientes climáticos latitudinais (Lentin & Williams, 1980). Ferreira (2004) considera dados do hemisfério norte para muitas de suas indicações, incluindo a ocorrência conspícua de acritarcos no Paleoceno superior. Assim, faz-se pertinente considerar o acervo bibliográfico concernente a outras bacias adjacentes à de Pelotas, principalmente aquelas com história e evolução similares, como Punta del Este, Salado, Colorado e San Jorge.

Na associação Maastrichtiano – Paleógeno da Bacia do Colorado estudada por Guerstein & Junciel (2001), em comum com Punta del Este, são registrados os táxons *Areoligera medusettiformis*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*, *Palaeocystodinium australinum*, *P. lidiae*, *Cordosphaeridium fibrospinosum*, *Glaphyrocysta exuberans*, *Phelodinium magnificum*, *Baltisphaeridium angulosum*, *Diconodinium* sp. (*Diconodinium lurense*, segundo Guerstein et al., 2005) e *Eisenackia circumtabulata*, entre outras. Além destes, Daners & Guerstein (2004) registram na Bacia de Punta del Este, nessa mesma idade, *Damassadinium californicum*, *Hafniasphaera cryptovesiculata*, *Eisenackia margarita*, *E. reticulata*, *Deflandrea tuberculata* e espécies do complexo *Areoligera/Glaphyrocysta*, entre outras, ao passo que Guerstein et al. (op. cit.) registram ainda o LOD de mais algumas espécies na Bacia do Colorado, incluindo *Disphaerogena carposphaeropsis* e *Senoniasphaera inornata*. Estes registros não superam o Paleoceno. Daners & Guerstein (op. cit.) assinalam ainda que o último aparecimento de espécimes atribuídos ao gênero *Classopollis* é relativo ao Daniano, assim como ocorre com o acritarco *Baltisphaeridium angulosum*. Em comum com o Poço BP-1, apenas os táxons *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Hafniasphaera cryptovesiculata*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*, *Diconodinium* sp. (*Diconodinium lurense*, segundo Guerstein et al., 2005), *Disphaerogena carposphaeropsis*, *Senoniasphaera inornata*, *Classopollis* spp., *Ulmoideipites krempii*, *Baltisphaeridium angulosum* e espécies do complexo *Areoligera/Glaphyrocysta* estão registrados.

Na Bacia do Colorado, Argentina, Quattrocchio & Sarjeant (1996) registram deposição com recuperação de palinomorfos no intervalo Maastrichtiano – Daniano, durante ampla transgressão. A inundação da Bacia do Colorado alcança diversas bacias, incluindo Punta del Este, no Uruguai (Daners & Guerstein, 2004), Neuquén, na Argentina (Malumián et al., 1985), e outras mais austrais, e apresenta associações típicas desse intervalo. Essa ampla transgressão é finalizada em um evento de regressão no Selandiano, com duração

até o final do Ypresiano, também de abrangência regional, visto que essas idades representam seções estéreis em contextos regressivos em várias bacias adjacentes (Quattrocchio & Sarjeant, *op. cit.*; Guerstein & Junciel, 2001). Suspeita-se que o registro palinológico, segundo Quattrocchio & Sarjeant (*op. cit.*), reapareça em seções relacionadas à transgressão do Eoceno médio a superior, pelo menos na Bacia do Colorado. Considerando-se que a Bacia de Pelotas tem uma evolução contígua à da Bacia de Punta del Este, e indiretamente a outras bacias mais austrais, por estarem inseridas em contextos geotectônico e fisiográfico similares, segundo indicações de Asmus & Ponte (1972) e Martínez & Veroslavsky (2004), torna-se refutável a ocorrência de uma deposição thanetiana – ypresiana para a seção. Essa assertiva implicaria que os fósseis relativos a essas idades estivessem misturados a outros pertencentes a seções subjacentes. Todavia, associações datáveis no intervalo restrito ao Paleoceno superior e Eoceno inferior, compostas pelos táxons cf. *Apectodinium homomorphum*, cf. *Areoligera senonensis*, *Cerodinium diebelii*, *Cerodinium wardenense*, *Fibrocysta bipolaris*, *Hystriochokolpoma rigaudiae*, *Hystriochosphaeridium truswelliae*, *Isabelidinium? viborgense*, *Magallanesium densispinatum*, *Microdinium* spp., *Oligosphaeridium* spp., *Palaeocystodinium bulliforme*, *Palaeocystodinium golzowense*, *Palaeoperidinium pyrothorum*, cf. *Rottnestia borussica*, *Thalassiphora patula* e cf. *Trithyrodinium evitti*, são mais representativas ao longo da seção estudada do que aquelas relativas ao Maastrichtiano – Daniano, que contam com *Disphaerogena carposphaeropsis*, cf. *Florentinia mantellii*, *Pierceites pentagonum*, *Senegalinium bicavatum*, *Senoniasphaera inornata*, *Diconodinium lureense*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Cordosphaeridium? tenuistriatum*, *Hafniasphaera cryptovesiculata*, *Phelodinium magnificum*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides* e *Baltisphaeridium angulosum*, conforme se observa nas figuras 21 e 22, e esse fato levanta duas diferentes interpretações, apresentadas a seguir.

As associações sugerem que a idade do intervalo esteja situada entre o Paleoceno superior (Selandiano/Thanetiano) e o Eoceno inferior (Ypresiano), com retrabalhamento de material do Cretáceo superior (Campaniano e Maastrichtiano) e Paleoceno inferior (Daniano) durante o ciclo regressivo do Selandiano. Sendo assim, *Cerodinium subquadratum*, *Circulodinium brevispinosum*, *Disphaerogena carposphaeropsis*, cf. *Florentinia cooksoniae*, *Florentinia ferox*, *Heterosphaeridium verdierii*, *Hystriochosphaeridium? paracostatum*, *Isabelidinium magnum*, *Microdinium ornatum*, *M. reticulatum*, *Senegalinium bicavatum*, *Senoniasphaera inornata* e *Spinidinium sverdrupianum*, com últimos aparecimentos conhecidos entre o Cretáceo Superior e/ou Paleoceno inferior, seriam identificadas como retrabalhamento.

A outra interpretação possível posiciona os estratos representados pelas amostras estudadas, estratigraficamente, no Maastrichtiano – Daniano, sendo a seção representada por uma seção condensada, responsável pela ocorrência de fósseis

misturados, indicando um amplo intervalo de tempo. Essas inferências concordam com a datação prévia através de nanofósseis calcários no poço (Gomide, 1989), e com os dados apresentados em outras bacias adjacentes à de Pelotas. Situação similar pode ser observada em Heisecke (1970), que encontrou associações cujas amplitudes estratigráficas oscilavam entre Cretáceo Superior e Eoceno, em estudo envolvendo duas amostras. A autora interpretou a idade dos depósitos como paleocena (Daniano). Cabe ressaltar, entretanto, que assim como observam Guerstein *et al.* (2005) na Bacia Austral, Argentina, são raros os táxons com primeiro aparecimento no Daniano, no intervalo estudado na Bacia de Pelotas.

A ocorrência de maneira conspícua do táxon *Pierceites pentagonum* corroboraria esta última interpretação, uma vez que seu registro é mais amplamente conhecido para a faixa Campaniano – Daniano, com apenas uma referência para o Thanetiano da Sibéria (Yakovleva *et al.*, 2000). Entretanto, a alta frequência dessa espécie no material estudado permite a suposição de que sua amplitude estratigráfica seja maior do que a conhecida até então, pelo menos na Bacia de Pelotas, caso se considere idade paleocena – eocena para o intervalo.

6.1.2 Poço BP-2

A disposição dos palinomorfos identificados em tabelas contendo suas distribuições ao longo da seção, tal como se apresenta no Quadro 5, permitiu conhecer as variações existentes nas composições das associações, atentando também para as profundidades de últimos aparecimentos de cada espécie ao longo do intervalo. Essa profundidade tem destacada importância no trabalho, pois sugere a ocorrência de um biohorizonte. Considerando-se as limitações encontradas durante a confecção do estudo, esses biohorizontes são tentativamente assinalados. Assim, as associações fósseis identificadas nas vinte e duas amostras estudadas são constituídas de táxons de diferentes idades, posicionando-as entre as idades Maastrichtiano e Eoceno Médio (Lutetiano). Ainda assim, as indicações aqui apontadas são consideradas como interpretações preliminares de uma seção cujo conteúdo palinológico nunca antes havia sido apresentado na literatura, dadas em virtude do intervalo que cada amostra abrange (15 m), dos espaçamentos existentes entre as amostras selecionadas (30 a 60 m entre amostras), e da sua natureza que, uma vez sendo de calha, permite que as amostras contenham contaminações por desmoronamento de materiais mais rasos durante a perfuração e coleta de amostras. As amplitudes bioestratigráficas e biohorizontes dos principais fósseis-guia identificados no material estudado são apresentadas nas figuras 6 e 7, e subsidiam as discussões que seguem.

Contudo, dadas as limitações existentes, considera-se biohorizonte qualquer informação de caráter mais substancial suportada por qualquer táxon ou grupo de táxons, pois considera-se pouco seguro embasar as interpretações apenas nos seus LOD's. Associações características de certas idades, conforme comparações com estudos publicados também foram procuradas, tentando-se estabelecer as possíveis idades de cada intervalo. Conforme já destacado anteriormente, essa revisão foi realizada sempre com a priorização de dados coletados em bacias posicionadas em médias latitudes do hemisfério sul. Por esse motivo, a bioestratigrafia tem sido feita de uma maneira muito intuitiva. Uma vez que não há a presença exagerada de fósseis-guia no material, buscaram-se quais os padrões palinológicos mais frequentes, e quando estes parecem mudar.

Dessa forma, além das últimas ocorrências de cada táxon, apresentadas no Quadro 5, francos biohorizontes de abundância são relacionados aos casos de espécies com maior ocorrência, quais sejam: *Enneadocysta? dictyostila*, nas profundidades 2.595 – 2.610 m; Gonyaulacoide indeterminado 2, em 2.640 – 2.655 m; *Adnatosphaeridium robustum* e *A. vittatum*, em 2.670 – 2.685 m; *Fibrocysta axialis*, em 2.715 – 2.730 m; *Deflandrea antarctica*, em 2.775 – 2.790 m; *Apectodinium homomorphum*, em 2.805 – 2.820 m; *Glaphrocysta retiintexta*, em 2.835 – 2.850; *Fibrocysta bipolaris*, *Areoligera* spp., *Palaeocystodinium* spp., ovos de copépodes e palinoforaminíferos, em 2.940 – 2.955 m; espécimes relacionados ao Complexo *Batiacasphaera – Kallosphaeridium*, em 3.105 – 3.120 m; *Areoligera* spp e *Glaphrocysta* spp., em 3.165 – 3.180 m; *Areoligera medusettiformis*, *Cerodinium striatum* e *Palaeocystodinium* spp., em 3.195 – 3.210 m, e; espécimes relacionados ao Complexo *Diconodinium – Magallanesium – Spinidinium*, em 3.330 – 3.345 m.

Um importante estudo para embasar as discussões que seguem é aquele realizado por Daners & Guerstein (2004) na Bacia de Punta del Este. No referido estudo, intervalos estratigráficos foram rastreados através de palinomorfos, principalmente dinoflagelados, com preservação boa a moderada, em estudo palinológico pioneiro, no qual se definiram pela primeira vez, através de critérios bioestratigráficos, registros maastrichtianos, danianos e lutetianos da plataforma continental do Uruguai. Assim como acontece no material da Bacia de Pelotas, todas as amostras estudadas por Daners & Guerstein (*op. cit.*) apresentaram-se palinologicamente férteis. A quantidade destacada de cistos de dinoflagelados recuperados é a razão de que em ambos estudos maior atenção tenha sido dedicada ao grupo, tendo os outros grupos palinológicos sido registrados de maneira subordinada, e alvos de menor atenção.

No Poço BP-2, as amostras relativas ao Maastrichtiano estão posicionadas entre as profundidades 3.390 e 3.255 m, por conterem associações tipicamente encontradas nessa idade, nas quais se destacam os táxons *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Diconodinium*

spp., *Cerodinium diebelii*, *Heterosphaeridium* spp., *Hystrichosphaeridium* spp., cf. *Cyclonephelium hughesii*, *Areoligera senonensis*, cf. *Operculodinium* spp., *Senegalinium* spp., *Oligosphaeridium buciniferum*, e outros espécimes peridinioides que Daners & Guerstein (2004) reportam como de grande ocorrência no Maastrichtiano da Bacia de Punta del Este, tais como aqueles relacionados aos gêneros *Cerodinium*, *Deflandrea*, *Diconodinium*, *Palaeoperidinium* e *Palaeocystodinium*.

Daners & Guerstein (2004) identificaram ainda, na associação Maastrichtiano – Daniano, em comum com o Poço BP-2, *Eisenackia circumtabulata*, *E. margarita*, *Deflandrea tuberculata*, *Areoligera medusettiformis*, *Trithyrodinium evittii*, *Phelodinium magnificum*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides* e *Palaeocystodinium australinum*, todos eles alcançando o Daniano.

Nas amostras relativas ao intervalo 3.255 – 3.270 registra-se a última ocorrência de *Diconodinium* cf. *lurense* na seção, espécie assinalada por Guerstein *et al.* (2005) como representante do limite entre Maastrichtiano e Daniano.

Das espécies bioestratigraficamente importantes no estudo de Arai & Botelho-Neto (1996), no qual zonas palinológicas para o Cretáceo das bacias do sul e sudeste do Brasil, apenas *H. difficile* foi registrada no Poço BP-2. Entretanto, uma vez a sua distribuição sendo bem definida em Williams *et al.* (2004), entre o Turoniano e o Coniaciano, idades cretáceas mais antigas que o Maastrichtiano, sua ocorrência no material estudado é assinalada com o signo “aff.”, ensejando que sua identificação pode estar incorreta, para o caso de o espécime não estar retrabalhado.

Por outro lado, ausentam-se espécies cretácicas importantes no intervalo interpretado como Maastrichtiano, tais como espécies relacionadas aos gêneros *Dinogymnium*, *Odontochitina* e *Xenascus*, como identificam, por exemplo, Guerstein & Junciel (2001), na Bacia do Colorado. Além disso, diferente do que Daners & Guerstein (2004) identificam para a Bacia de Punta del Este, não há grande participação de elementos de origem continental nesse intervalo.

Diversos táxons identificados nos intervalos relacionados ao Maastrichtiano seguem ocorrendo nas amostras imediatamente sobrejacentes, como *Palaeocystodinium golzowense*, *P. hyperxanthum*, *Glaphyrocysta espiritosantensis* e *Classopollis* spp., indicando que existe um considerável número de espécies que supera com êxito à extinção que marca o limite entre Cretáceo e Paleógeno. Nesse contexto, o nível 3.225 – 3.240 m não denuncia importantes extinções, o que leva à interpretação de que os principais desaparecimentos relativos ao limite supracitado, no Poço BP-2, manifestam-se durante o Paleoceno. Guerstein & Junciel (2001), por outro lado, reconhecem substanciais quantidades de cistos de dinoflagelados nos depósitos que relacionaram ao Maastrichtiano e ao Paleoceno.

A palinozona D de Gamero & Archangelsky (1981), assinalada como Maastrichtiano – Paleoceno na Bacia do Colorado, é reconhecida por diversos autores, incluindo Quattrocchio & Sarjeant (1996), também em amostras da Bacia do Colorado, os quais propõem ainda uma subzona, denominada *Cerodinium diebelii* – *Palaeoperidinium pyrophorum*, posicionando-a no Daniano superior. Quattrocchio & Sarjeant (*op. cit.*) reconheceram as seguintes espécies em comum com Gamero & Archangelsky (*op. cit.*), na Bacia do Colorado, e que aparecem no Poço BP-2: *C. diebelii* e *P. australinum*. Além destes, táxons em comum com a palinozona D, nas amostras estudadas do Poço BP-2, são *Areoligera medusettiformis*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Cordosphaeridium fibrospinosum*, *Glaphyrocysta exuberans*, *Phelodinium magnificum* e *Eisenackia circumtabulata*. Quattrocchio & Sarjeant (*op. cit.*) identificam ainda significativa expressão de *Cordosphaeridium tenuistriatum*, *Glaphyrocysta retiintexta* e *Spiniferites ramosus* nessa idade. Outros estudos salientam a considerável contribuição de espécies relacionadas aos gêneros *Glaphyrocysta/Areoligera* e *Cordosphaeridium* (Daners & Guerstein, 2004) aos estratos do Maastrichtiano e Daniano. Todos esses táxons são substancialmente importantes nas amostras relacionadas às profundidades entre 3.105 e 3.210 m, à exceção de *G. retiintexta*, que ocorre com grande importância em outras profundidades.

Daners & Guerstein (2004) posicionam associações nas quais se destacam *Damassadinium californicum*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Hafniasphaera cryptovesiculata*, *Eisenackia margarita*, *E. circumtabulata*, *Deflandrea tuberculata*, *Phelodinium magnificum*, *Diconodinium* sp. (aqui interpretado como *Diconodinium* cf. *lurense*) e espécies do complexo *Areoligera/Glaphyrocysta*, entre outras, no Daniano. Entretanto, interpreta-se como mais correto considerar que este registro não supera o Paleoceno, tendo os autores as posicionado no Daniano, porque não encontraram registros paleocenos mais recentes. No Poço BP-2, essas associações têm destaque nas profundidades que vão de 3.105 a 3.210 m. A última ocorrência de *P. pyrophorum*, importante fóssil-guia, na profundidade 3.165 – 3.180 m, pode estar relacionada à última ocorrência em abundância dessa espécie, no Daniano, reportada por Brinkhuis *et al.* (2003). Daners & Guerstein (*op. cit.*) reconhecem ainda, dentro da associação daniana, *D. robusta*, *F. exiguapicis*, *Hafniasphaera septata*, e *Classopollis* spp. Quattrocchio & Ruiz (1999), na Bacia do Colorado, e Papú *et al.* (1999), em afloramentos da Bacia Neuquén, registram a presença frequente de *Classopollis* spp. em depósitos danianos.

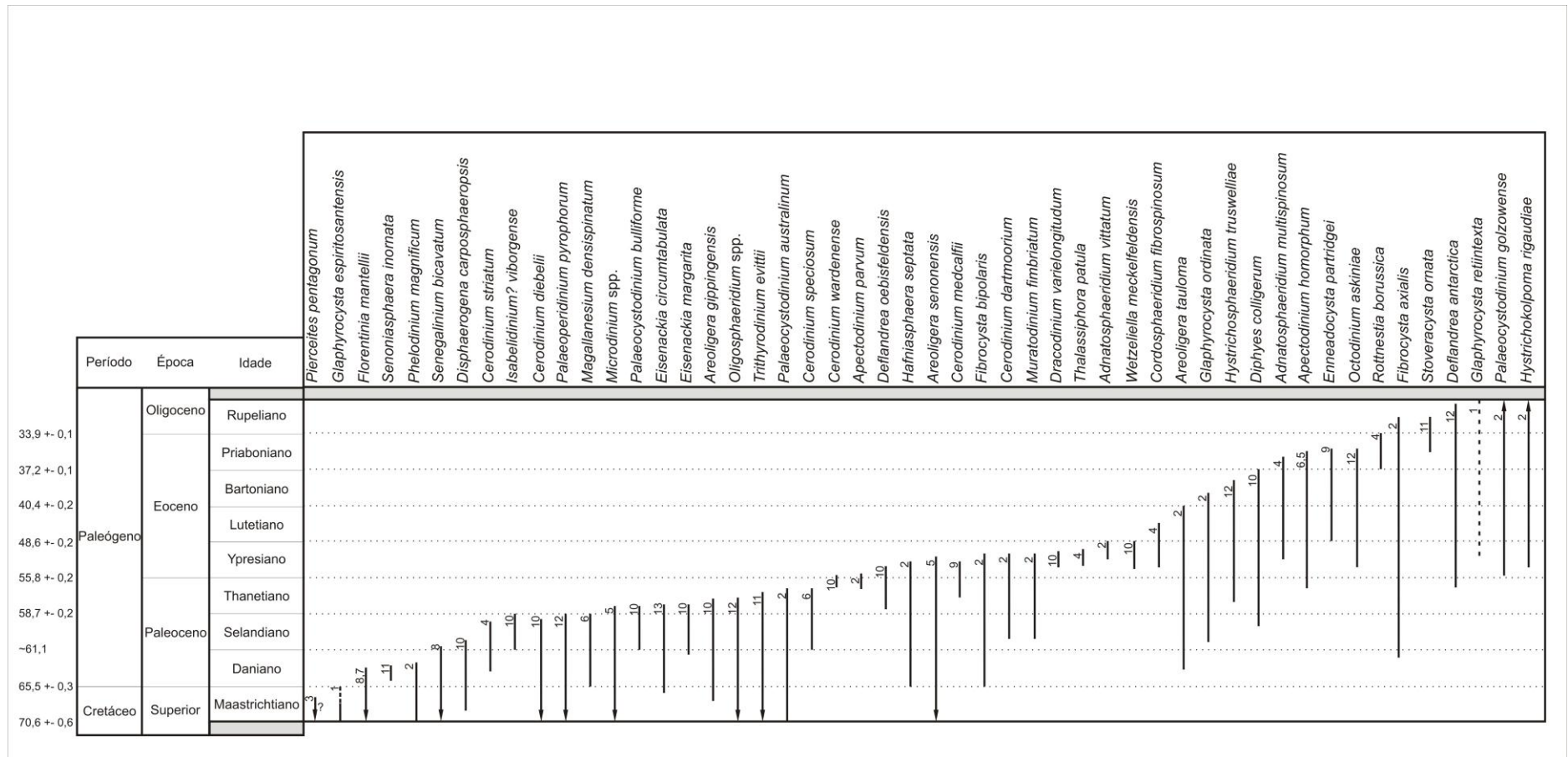


Figura 25. Integração das distribuições estratigráficas dos táxons mais importantes no estudo. Os números (1-13) indicam a bibliografia que embasou a construção da tabela: (1) Regali *et al.* (1974a); (2) Williams & Bujak (1985); (3) Habib & Drugg (1987); (4) Powell (1992); (5) Williams *et al.* (1993); (6) Wade *et al.* (1995); (7) Hoek *et al.* (1996); (8) Brinkhuis *et al.* (1998); (9) Brinkhuis *et al.* (2003); (10-13) Williams *et al.*, (2004) (10 = dados das médias latitudes do hemisfério norte; 11 = dados das médias latitudes do hemisfério sul; 12 = dados das altas latitudes do hemisfério sul; 13 = integração de dados das médias latitudes do hemisfério sul com dados das altas latitudes do hemisfério sul).

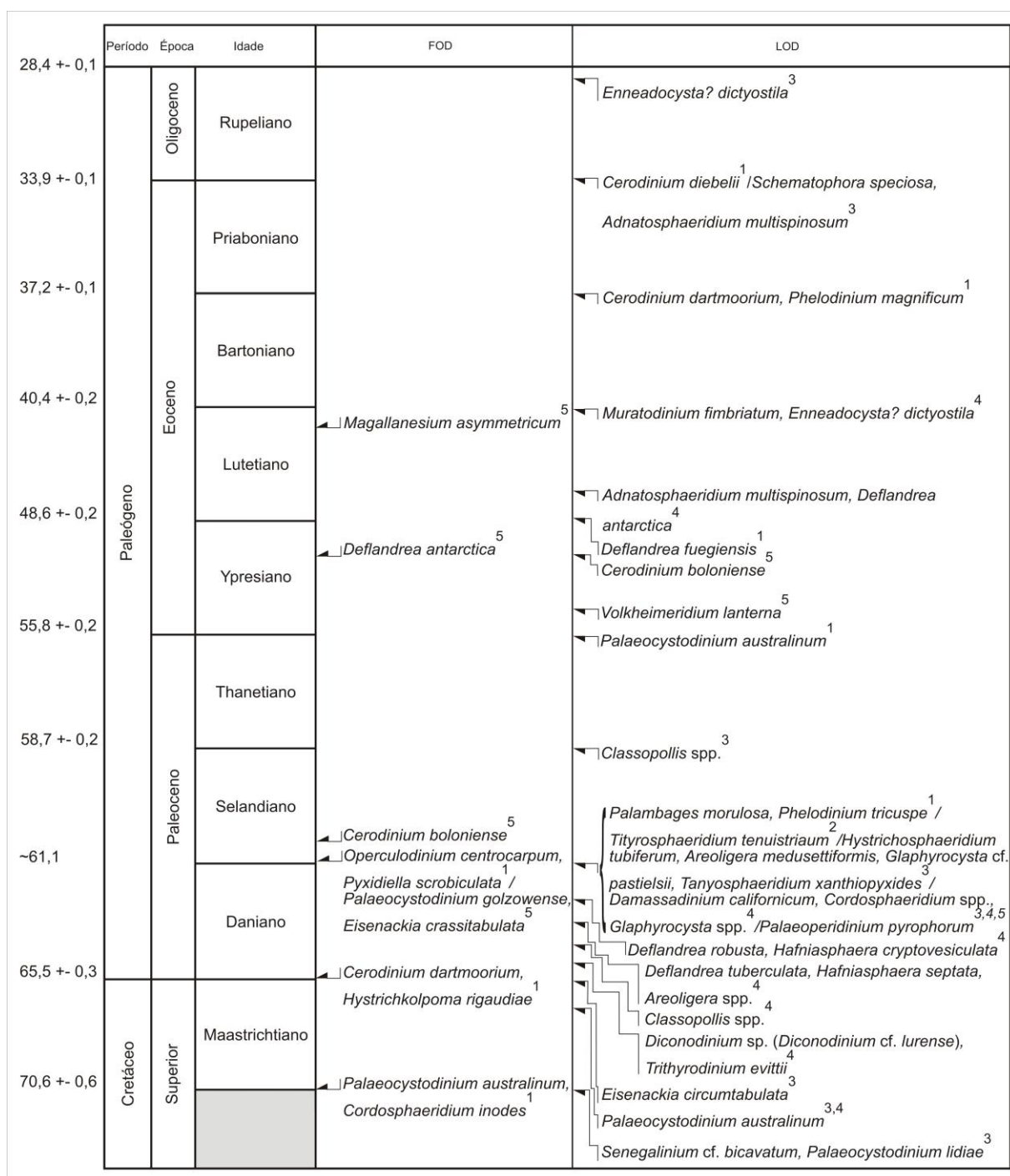


Figura 26. Integração dos bioeventos de palinórfos (principalmente dinoflagelados) mais importantes identificados nas bacias da Argentina e Uruguai. Os números (1-5) indicam a bibliografia que embasou a construção da tabela: (1) Gamero & Archangelsky (1981); (2) Quattrocchio & Sarjeant (1996); (3) Guerstein & Junciel (2001); (4) Daners & Guerstein, (2004); (5) Quattrocchio (2009).

Ferreira (2004) cita o posicionamento de *P. magnificum* como característico do Paleoceno inferior. *Damassadinium californicum* também tem seu último registro dentro desse intervalo, corroborando que o Daniano, no material estudado, tenha o seu limite nas profundidades 3.105 – 3.120 m. A importância estratigráfica desse táxon, segundo Williams *et al.* (2004), concerne ao Daniano (64,75 Ma) – Selandiano (~60 Ma) no Equador e no hemisfério norte.

Para Guerstein & Junciel (2001), o Paleoceno da Bacia do Colorado apresenta numerosas manifestações de *P. pyrophorum*, *Glaphyrocysta cf. pastielsii* e *A. medusettiformis*, todas identificadas nas profundidades relacionadas ao Daniano no Poço BP-2.

Apesar de *Areoligera medusettiformis* ser especialmente importante nas profundidades 3.195 – 3.210 m, propõe-se aqui que seu limite de ocorrência seja estendido até, pelo menos, o Thanetiano. *C. fibrospinosum* também ocorre em amostras relativas a profundidades mais rasas, tendo o seu último aparecimento em 2.670 m, situação aqui interpretada como retrabalhamento. *P. magnificum* ocorre de maneira aproximadamente uniforme entre 3.120 m e 2.940 m. *C. tenuistriatum* é mais importante em 3.165 – 3.180 m, mas também ocorre até 2.940 – 2.955 m. É importante ressaltar que *Palaeocystodinium australinum*, que seria esperado nessa associação, só ocorre em intervalos mais rasos em BP-2.

Bujak & Williams (1979) demonstram importantes períodos em que o desaparecimento de espécies tem maior expressão do que o aparecimento, reportando, inclusive, quedas relativas na diversidade de gêneros e espécies. Entre essas idades, importante para o estudo que se apresenta, estão o Maastrichtiano, o Selandiano (limite entre Paleoceno inferior e superior) e o Eoceno superior. Por outro lado, o Eoceno inferior é a idade que conta com a maior diversidade de espécies de dinoflagelados dentro do Cenozoico. Essas distribuições têm bases em dados de todo o mundo. Além destes, o registro de grande quantidade de espécies e gêneros de dinoflagelados pode estar intimamente associado às considerações de Stover *et al.* (1996), que reportam a ocorrência de um declínio em termos de diversidade taxonômica dos dinoflagelados na transição entre o Cretáceo e o Paleógeno, voltando a haver expressiva diversidade apenas na passagem do Paleoceno para o Eoceno.

No nível 3.000 – 3.015 m não foram registrados importantes bioeventos, tampouco a diversidade e abundância das palinofloras nesse intervalo e nos seus dois intervalos imediatamente subjacentes são destacadamente baixas. Essa assertiva pode vir a corroborar as indicações anteriores, demonstrando que durante o Paleoceno há períodos em que o registro palinológico é deficitário. Assim, níveis que apresentam pouca expressão palinológica, posicionados nas profundidades entre 3.000 e 3.090 m estariam associados ao

Selandiano e à passagem do Selandiano para o Thanetiano, onde as associações parecem começar a ganhar maior expressividade novamente. Nas profundidades relativas a 2.940 – 2.955 m destacam-se associações com alta diversidade, nas quais se identificam táxons reconhecidos em estudos realizados com materiais de diversas bacias como típicos de associações thanetianas, entre eles *Isabelidinium? viborgense*, *Palaeocystodinium bulliforme*, *Fibrocysta axialis*, *F. bipolaris*, *Hafniasphaera septata*, *Senegalinium? dilwynense*, *Areoligera gippingensis*, entre outros, e diversas espécies do complexo *Areoligera/Glaphyrocysta*, cujo registro, conforme reportado anteriormente, não supera o Paleoceno (Daners & Guerstein, 2004). Brinkhuis *et al.* (2003) posicionam a última ocorrência abundante do complexo em 57 Ma. Entretanto, a última ocorrência significativa de *Areoligera* spp. no Poço BP-2 ocorre em 2.940 – 2.955 m, a qual interpreta-se como associada ao Thanetiano, enquanto as principais últimas ocorrências de *Glaphyrocysta* spp. ocorrem no nível 3.165 – 3.180 m, interpretado como Daniano. Dessa forma, considerando-se que Brinkhuis *et al.* (*op. cit.*) interpretam um curto intervalo para a abundância desses gêneros, propõe-se aqui que, para a Bacia de Pelotas, os eventos de abundância desses dois gêneros não sejam necessariamente coincidentes entre si. Daners & Guerstein (*op. cit.*) identificam última ocorrência de *Areoligera* spp. mais antiga do que de *Glaphyrocysta* spp., concordando apenas com o posicionamento do acme do último gênero, no Daniano.

Importante ressaltar o fato de o registro do Paleoceno superior não existir em diversas seções contíguas, na Bacia de Punta del Este, na Bacia do Colorado, ou na própria Bacia de Pelotas (Poço BP-1, neste estudo), o que será abordado adiante, na comparação com outras seções, na qual discutir-se-ão as interpretações ora apresentadas.

O intervalo representado pelas profundidades 2.880 – 2.895 m apresenta as últimas ocorrências de *Cerodinium medcalfii* e *Hafniasphaera septata*. Brinkhuis *et al.* (2003) posicionam a última ocorrência de *C. medcalfii* dentro do Ypresiano, assim como acontece com Williams & Bujak (1985) em relação a *H. septata*. Daners & Guerstein (2004), contudo, posicionam a última ocorrência de *H. septata* dentro do Daniano. Embora a amostra relativa às profundidades 2.880 – 2.895 m não apresente informações suficientes para o seu exato posicionamento, dadas as últimas ocorrências de espécies thanetianas no intervalo subjacente, e considerando o que se apresenta no registro palinológico recuperado, entende-se como mais seguro datar o intervalo como Ypresiano.

Glaphyrocysta retiintexta figura como um bioevento de abundância, sendo uma espécie com relativa abundância nas profundidades entre 2.835 e 2.850 m, tendo sido sua ocorrência registrada com grande expressão no Daniano superior da Bacia do Colorado por Quattrocchio & Sarjeant (1996), e reportada no arcabouço bioestratigráfico de Regali *et al.* (1974a), com ocorrência clara entre o Paleoceno e o Ypresiano (podendo se estender até o Mioceno). Também nesse intervalo se identifica a última e única ocorrência da importante

espécie *Cerodinium dartmoorium*, com registro entre o Selandiano e o Ypresiano, sem contemplar a base nem o topo dessas idades, respectivamente (Williams & Bujak, 1985).

O táxon cf. *Apectodinium homomorphum* (assinalado como duvidoso) apresenta última ocorrência no intervalo correspondente às profundidades 2.715 – 2.730 m. Entretanto, a mais pronunciada ocorrência de *A. homomorphum* registrada no poço está no intervalo posicionado entre 2.805 e 2.820 m de profundidade. Esta ocorrência é relacionada com o pico registrado para essa espécie, que, segundo Ferreira (2004) indicaria o Evento Máximo Termal do Paleoceno – Eoceno, em baixa latitude, e o Evento Máximo Termal do Eoceno inferior, em médias e altas latitudes, indicando elevadas condições térmicas das águas marinhas. Assim, interpreta-se um bioevento de abundância da espécie por essa profundidade, datando-a como Ypresiano. Ferreira (*op. cit.*), em estudo enfocando baixas latitudes do hemisfério sul, salienta que o intervalo com espécimes desse gênero, entretanto, contém exemplares de *Pediastrum* e *Homotryblum* em grande frequência, o que não ocorre no Poço BP-2.

Sluijs *et al.* (2003) relatam que, em seções estudadas na Tasmânia, há um importante influxo de espécies típicas da Flora Transantártica, proposta por Wrenn & Beckmann (1982 *apud* Daners & Guerin, 2004), endêmica de altas latitudes do hemisfério sul, ocorrendo do Eoceno médio inferior (Lutetiano) até o limite entre Eoceno e Oligoceno. Entre os representantes dessa flora, no Poço BP-2, estão *Deflandrea antarctica* (abundância e última ocorrência em 2.775 – 2.790 m), *Enneadocysta partridgei* (aqui considerada *E? dictyostila*, com abundância e última ocorrência em 2.595 – 2.610 m) e *Octodinium askiniae* (última ocorrência em 2.595 – 2.610 m), além de representantes do gênero *Phthanoperidinium* (última ocorrência em 2.595 – 2.610 m). Daners & Guerin (2004) reconhecem para o Lutetiano da Bacia de Punta del Este as espécies *E? dictyostila*, *M. fimbriatum*, *A. multispinosum* e *D. antarctica*, em comum com o Poço BP-2. Assim, considera-se preliminarmente o nível 2.775 – 2.790 m como o representante do início do Lutetiano, pela conspícua participação de *Deflandrea antarctica*, também pertencente a esta flora endêmica, marcando o início de uma interação entre Flora Antártica e os depósitos de médias latitudes no Poço BP-2, ao passo que se posiciona o nível mais de topo estudado (2.595 – 2.610 m) como seguramente inferior ao limite entre Eoceno e Oligoceno, por seu conspícuo conteúdo de espécies da Flora Transantártica.

A existência de depósitos bartonianos no material foi alvo de dúvidas durante a elaboração do estudo. Levantou-se a hipótese de sua possível ocorrência, principalmente por causa da espessura aparentemente anômala do Lutetiano (aproximadamente 195 m, considerando-se sua situação entre 2.775 – 2.790 e 2.595 – 2.610 m). A manifestação da última ocorrência das espécies *Muratodinium fimbriatum* e *Adnatosphaeridium multispinosum* entre 2.670 e 2.685 m situa a profundidade citada no Lutetiano, uma vez que

os bioeventos de extinção dessas espécies indicariam uma idade não mais recente do que Eoceno médio inicial, sendo em 45,5 e 46 Ma, respectivamente, segundo Williams *et al.* (1998 *apud* Daners & Guerstein, 2004). Outrossim, entre 2.595 e 2.610 m identificam-se as espécies *E? dictyostila* e *O. askinia*, que são também relacionadas ao Lutetiano por Brinkhuis *et al.* (2003). Todavia, o registro de *Stoveracysta ornata*, que Sluijs *et al.* (*op. cit.*) interpretam como uma espécie ocorrente desde o Bartoniano, confrontaria esses dados, não fosse a possibilidade grande de esses espécimes estarem retrabalhados. Interpreta-se então como mais seguro relacionar todo o intervalo compreendido pelas profundidades 2.790 e 2.595 m ao Lutetiano, estando os espécimes relacionados a *S. ornata* desmoronados junto a estratos mais recentes durante a perfuração.

Segundo diversos estudos, em seções plataformais da margem leste Sulamericana, o Lutetiano está representado por um contexto transgressivo. Archangelsky *et al.* (1997 *apud* Daners & Guerstein, 2004), em relatório inédito, assinalam que esta transgressão, em direção a latitudes mais baixas, como na Bacia do Colorado, tem sido registrada apenas no setor externo da plataforma continental. Essa situação é suportada pelo registro de associações nas quais apenas cistos de dinoflagelados são recuperados, com predomínio de *E? dictyostila* (*E. partridgei*), *D. antarctica* e outros componentes da denominada Flora Transantártica.

Ainda na intenção de reforçar as indicações apresentadas, reporta-se que a última ocorrência de *Enneadocysta? dictyostila* posiciona-se a 30,8 Ma, ao passo que o registro da espécie é significativamente importante apenas entre 48,5 e 35,7 Ma, sendo aqueles registrados em seções mais recentes considerados como retrabalhados, como observam diversos autores (Stover & Williams, 1995; Brinkhuis *et al.*, 2003; Daners & Guerstein, 2004; Williams *et al.*, 2004) a respeito do comportamento dessa espécie, à qual identificam como *E. partridgei*. Para Regali *et al.* (1974ab) o táxon identificado como *Cordosphaeridium diktyoplokus* (aqui *E? dictyostila*) estaria restrito ao Lutetiano, com o que concorda Ferreira (2004) (*E. partridgei*), ressaltando ainda a presença substancial e consequente importância desse táxon nos depósitos do Eoceno Médio do Baixo de Mosqueiro, na Bacia de Sergipe. Ademais, para Daners & Guerstein (2004), *E? dictyostila* é a espécie dominante nas profundidades às quais as autoras relacionaram ao Lutetiano. Cabe ressaltar, todavia, que outros táxons também importantes nesse registro não ocorrem no Poço BP-2, como *Achilleodinium biformoides*, *Spinidinium macmurdoense*, e espécies relacionadas aos gêneros *Turbiosphaera* e *Vozzhennikovia*. Exceção apenas ao gênero *Phthanoperidinium*, que mesmo sem grande expressão, foi identificado nas amostras estudadas do Poço BP-2. Esse gênero também representa grande expressão em depósitos do Eoceno médio – Eoceno superior, e é reportado como mais expressivo em floras de dinoflagelados de altas latitudes (Sluijs *et al.*, 2003), sejam do hemisfério sul, sejam

bipolares. Sluijs *et al.* (*op. cit.*) e Daners & Guerstein (*op. cit.*) reportam que apenas uma pequena quantidade parece influir em depósitos de médias latitudes.

De acordo com Daners & Guerstein (2004) são numerosas as associações caracterizadas por baixa diversidade de espécies e alta dominância desses componentes endêmicos no Lutetiano, conforme reportam diversos autores. No material estudado essa característica é também observada, não havendo grande conspicuidade na diversidade observada no material relativo ao que é interpretado como Lutetiano, diferentemente do que se registra com relação à dominância dos representantes da Flora Transantártica, que deve ser considerada.

Pelo fato de haver registro significativo de *D. antarctica* na profundidade 2.775 – 2.790 m, e de *E? dictyostila* na profundidade 2.595 – 2.610 m, interpreta-se o intervalo abrangido por esses 195 m como referente ao Lutetiano. Entretanto, Sluijs *et al.* (2003) apontam ser esperado o aumento da participação desses táxons até o limite entre Eoceno e Oligoceno, ao mesmo tempo que reportam que a Flora Transantártica é pontualmente ausente em seções do Eoceno superior do oeste da Tasmânia.

6.1.3 Aspectos comuns entre os poços

A conspícua participação de táxons associados aos gêneros *Areoligera* e *Glaphyrocysta* no material pode estar relacionada com a grande quantidade observada no limite entre Maastrichtiano e Daniano na Bacia de Punta del Este por Daners & Guerstein (2004). Esses autores assinalam que esses gêneros não apresentam registro superior ao Daniano. Quattrocchio & Sarjeant (2003) reportam que grande quantidade de estudos realizados no centro-sul da Argentina indicam extinção de *Areoligera* spp. coeva ao limite Maastrichtiano – Daniano. Por outro lado, Gradstein *et al.* (1994) registram ampla diversificação desses gêneros no Ypresiano e Ferreira (2004) reporta a ocorrência de abundantes exemplares de *Glaphyrocysta* no Paleoceno superior do Baixo de Mosqueiro, Bacia de Sergipe. Portanto, a condição apresentada nas bacias argentinas é aqui interpretada como uma extinção local, a partir da qual interpreta-se esses gêneros como pouco resistentes a águas mais frias, ou porque as bacias do centro-sul argentino sofrem uma profunda inundação durante o Paleoceno, visto que esses gêneros são típicos de águas mais rasas (Sluijs *et al.*, 2005) e massas d'água mais quentes (Ferreira, 2004).

O táxon identificado como *Enneadocysta? dictyostila*, ocorrente em ambos os poços, foi descrito pioneiramente por Menendez (1965) como *Hystrichosphaeridium dictyostilum*, com amplitude Eoceno – Oligoceno, e merece destacada atenção, pois atribuíram-se algumas dúvidas durante a sua identificação. O amplo registro da espécie *Enneadocysta partridgei* em estratos do hemisfério sul e norte e uma grande discussão a

respeito da sua identificação têm sido levantados ao longo dos últimos anos. São inúmeras as publicações em que *E. partridgei* ocorre, sempre com importância estratigráfica, principalmente a partir do Eoceno médio (Williams *et al.*, 2004). Stover & Williams (1995) pode ser citada como uma das principais publicações versando a respeito. Esses autores posicionam o gênero *Enneadocysta* como restrito ao Eoceno superior do hemisfério sul. Daners & Guerin (2004) assinalam o registro de *E.? dictyostila* na Bacia de Punta del Este, espécie à qual assemelham a *E. partridgei* de Brinkhuis *et al.* (2003) e *Areosphaeridium diktyoplokum* do relatório de acesso restrito de Archangelsky *et al.* (1997 *apud* Daners & Guerin, *op. cit.*). Cabe ressaltar que Stover & Williams (*op. cit.*) reportam a ocorrência do táxon *A. diktyoplokum* como restrita ao hemisfério norte, sendo os espécimes encontrados no hemisfério sul considerados como *E. partridgei*. Assim, será considerada aqui a distribuição estratigráfica deste táxon como Ypresiano – Rupeliano, porém com maior importância entre 48,5 e 35,7 Ma, segundo já mencionado anteriormente. Adicionalmente, suspeita-se da ocorrência de *Cooksonidium coniunctum* em algumas amostras. Como este táxon apresenta semelhanças morfológicas com *E. partridgei* e *E.? dictyostila*, como número e terminação de processos, por exemplo, e como a sua distribuição estratigráfica não é bem conhecida, tendo sido reportado uma única vez na literatura (Prössl, 1992), em estratos mais recentes do que o Ypresiano, resolveu-se adotar aqui o grupo *E.? dictyostila*, sendo potencialmente representativo das três espécies, e ensejando discussões futuras sobre as suas diferenças interespecíficas. Optou-se por considerar essa espécie de acordo com o seu registro já reportado na literatura da bacia mais próxima (i.e. Bacia de Punta del Este).

Segundo Regali (comunicação pessoal, 2011), *Ulmoideipites krempii* é uma espécie oportunista, que surge no Maastrichtiano superior, e tem um significativo aumento a partir do Paleoceno, tendo superado a extinção do final do Cretáceo, e expandido o seu registro desde então. Entende-se aqui que o registro mais conspícuo dessa espécie de pólen entre os miósporos pode ser entendido como a presença marcante desta em áreas continentais, e por isso a maior probabilidade de encontrá-las em estratos marinhos dominados por cistos de dinoflagelados, em detrimento de outras. Essas informações corroboram Regali (1990), que cita *U. krempii* como parte do grupo de táxons que representam vegetais considerados pela autora como oportunistas. Segundo Lima *et al.* (1991), esse táxon tem afinidade botânica com a Família Ulmaceae, um grupo muito abundante e importante durante o Paleógeno.

6.2 Identificação dos paleoambientes e paleoecologia associados aos depósitos estudados

A observação do comportamento das associações palinológicas permitiu o levantamento de relações entre os ambientes deposicionais e processos sedimentares envolvidos nos depósitos/estratos estudados. A ampla participação de matéria orgânica amorfa em todas as amostras estudadas, bem como o predomínio de cistos de dinoflagelados fósseis, subsidiou relacionar as amostras ao ambiente marinho. A definição da batimetria, entretanto, requer um estudo mais detalhado, levando como base a contagem dos elementos palinológicos por nível, conforme já exposto no Capítulo 3 – Materiais e Métodos. A confiabilidade das amostras é requisito importante, levando-se em consideração que o registro sedimentar apresenta incompletudes, e que pouco do que se preserva representa uma realidade fiel ao contexto geológico, ambiental, sedimentar do intervalo estudado. Por esse motivo, o estudo incluindo contagem só deve ser realizado em amostras de testemunhos de sondagem, que representem mais fidedignamente aquele intervalo. Entretanto, as conclusões mais passíveis de se atingir ao analisar sucessões de amostras de calha têm base em parâmetros seguramente inerentes às amostras, como intervalos de última ocorrência que possam estar associados a extinções e suas causas (e.g. eventos paleoambientais, globais, climáticos), ou pelos eventos de abundância de um gênero ou espécie, que também configuram importantes informações bioestratigráficas.

6.2.1 Poço BP-1

Os resultados da análise quantitativa (Figura 6) indicam predomínio total de matéria orgânica amorfa em todos os níveis, ao passo que fitoclastos opacos destacam-se em relação aos não-opacos, e dinoflagelados configuram o grupo de palinomorfos mais abundante. Ademais, é relativamente baixa a participação de elementos tipicamente continentais, configurados por fragmentos de vegetais (fitoclastos), miósporos e algas de água doce a salobras (*Pediastrum*, *Botryococcus* e Prasinofíceas). Tais informações conferem correspondência do material com condições marinhas, uma vez que dinoflagelados são organismos exclusivamente aquáticos, ocorrendo preferencialmente em águas com salinidade entre 10 e 20% (Armstrong & Brasier, 2005).

Alguns dos espécimes de dinoflagelados registrados possuem dimensões significativamente menores quando comparados com as descrições originais. A variação de salinidade é um dos fatores que influencia nas dimensões e aspectos morfológicos dos cistos de dinoflagelados, tais como o tamanho dos processos (Kokinos & Anderson, 1995). Lana & Botelho-Neto (1989) reportam o fenômeno de gigantismo, comumente observado

entre as formas atuais de dinoflagelados de águas frias. Caso essas diferenças de tamanho sejam observadas em outras seções da mesma idade na bacia, poderão vir a serem utilizadas como indicativas de condições marinhas quentes e/ou como resultados de variação de salinidade.

Estudos preliminares, principalmente de cunho sismoestratigráfico (e.g. Fontana, 1996), consideram que durante a deposição do material estudado a bacia encontrava-se em contexto tectônico de Cunha Passiva de Estágio Inicial, o que corrobora o caráter marinho da seção. A profundidade, por sua vez, além do que indicam as relações entre os morfogrupos da matéria orgânica particulada, é dada principalmente pelas associações dos dinoflagelados, com a ressalva de que a mistura de fósseis registrada na seção estudada, pode tornar duvidosa qualquer assinatura de profundidade da lâmina d'água.

Segundo Köthe (1990), diferentes fatores como salinidade, distância da costa, temperatura e profundidade da lâmina d'água contribuem para a composição das palinofloras dominadas por dinoflagelados. Por esse motivo, a autora sugere a organização das associações sob a forma de ecogrupos, metodologia à qual Arai *et al.* (1994) parecem concordar ao propor a Ecozona *Subtilisphaera*, como resposta à abundância do gênero em depósitos aptianos do Brasil.

De acordo com Köthe (1990), que sintetiza também interpretações de outros autores, a frequência de táxons relativos aos gêneros *Achomosphaera* e *Spiniferites*, é indicativa de tendências transgressivas, aumentando a sua participação na associação à medida que se aumenta a coluna d'água. Entretanto, considerando-se a característica oportunista e cosmopolita desses gêneros, pode-se observar que o aumento da sua frequência nas associações esteja relacionado a condições ecológicas favoráveis, quando outras espécies não encontram boas condições ambientais. Alguns gêneros da Família Areoligeraceae (e.g. *Adnatosphaeridium*, *Areoligera* e *Glaphyrocysta*), segundo o autor, também indicariam condições oceânicas, sendo dominantes em fases transgressivas, e comumente associados a águas quentes, embora não tenham sido encontrados reportes para o comportamento paleoambiental desses organismos em depósitos adjacentes à Bacia de Pelotas.

Sluijs *et al.* (2005) propõem um modelo com algumas diferenças, indicando que a alta diversidade de espécies é fator diretamente relacionado com a proximidade da costa, ou seja, em águas mais profundas há tendência de diminuição da diversidade. Além disso, os autores indicam que importantes gêneros da Família Areoligeraceae no Paleógeno são mais frequentes em fácies marinhas mais próximas à costa (barreiras carbonáticas e plataforma rasa), assim como ocorre com alguns gêneros da Subfamília Deflandreioideae. Da mesma forma, os gêneros relacionados aos grupos *Cleistosphaeridium*,

Impletosphaeridium e *Operculodinium* são tentativamente relacionados a profundidades rasas por Köthe (1990).

Todavia, não há também consenso sobre a resposta da profundidade com relação à diversidade, pois, diferentemente de Sluijs *et al.* (2005), existem outros autores que defendem a ideia de que associações palinológicas marcadas pela alta diversidade de dinoflagelados configuram situação esperada em espessas colunas d'água (Antunes & Melo, 2001; Armstrong & Brasier, 2005). No tocante à Estratigrafia de Sequências, essa configuração levaria a uma situação eustática de subida do nível relativo do mar, em alguma etapa da curva de variação que indique nível alto, seja em escala de tratos de sistemas, seja em contextos de inundação, como limites de parassequências. Contudo, não foram reconhecidos indícios contundentes de flutuações eustáticas no material, mesmo porque uma indicação como esta seria obrigatoriamente alvo de um estudo estratigráfico de alta resolução, necessitando do auxílio de abordagens por parte de outros métodos.

Assim, considerando as ideias de Rosensweig (1995 *apud* Jaramillo *et al.*, 2007) sobre biodiversidade, em que o grau da diversidade corresponde proporcionalmente ao número de espécies presentes na associação, pode-se afirmar que o material estudado registra alta biodiversidade, concernente à ampla variedade taxonômica presente na seção. Entretanto, há gêneros e espécies de dinoflagelados que apresentam maior número de espécimes em relação às demais, como ocorre com *Cerodinium striatum* (3787,05; 3787,60; 3791,15; 3792,10; 3795,10 m), *Dapsilidinium pastielsii* (3787,05; 3791,15; 3792,10; 3794,60; 3795,10 m), *Florentinia ferox* (3787,05; 3791,15; 3792,10; 3794,60 m), *Hystrichokolpoma proprium* (3787,05; 3787,60; 3791,15; 3792,10 m), *Palaeocystodinium golzowense* (3787,05; 3787,60; 3791,15; 3794,60 m), *Palaeocystodinium hyperxanthum* (3787,05; 3791,15; 3792,10; 3794,60; 3795,10 m), *Pierceites schizocystis* (3787,05; 3791,15; 3792,10; 3794,60 m), *Tanyosphaeridium xanthiopyxidis* (3787,05; 3787,60; 3792,10; 3794,60 m), *Tectatodinium rugulatum* (3787,05; 3791,15; 3792,10; 3795,10 m) e *Volkheimeridium lanterna* (3787,05; 3787,60; 3791,15; 3795,10 m); com os gêneros *Achomosphaera* (3787,05; 3791,15; 3792,10; 3794,60; 3795,10 m), *Areoligera* (3787,05; 3791,15; 3794,60; 3795,10 m), *Diconodinium* (3787,05; 3787,60; 3791,15; 3794,60; 3795,10 m), *Glaphyrocysta* (3787,60; 3791,15; 3794,60; 3795,10 m), *Hafniasphaera* (3787,05; 3787,60; 3791,15; 3792,10; 3794,60 m), *Hystrichokolpoma* (3787,05; 3787,60; 3791,15; 3792,10; 3794,60 m), *Magallanesium* (3787,05; 3787,60; 3791,15; 3792,10; 3795,10 m), *Microdinium* (3787,05; 3791,15; 3792,10; 3794,60; 3795,10 m), *Senegalinium* (3787,05; 3791,15; 3792,10; 3794,60; 3795,10 m), *Spinidinium* (3787,60; 3791,15; 3792,10; 3794,60 m); e com o Complexo *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium* (3787,05; 3787,60; 3791,15; 3792,10; 3794,60 m). Além disso, as espécies *Isabelidinium? viborgense*, *Palaeocystodinium bulliforme* e *Pierceites pentagonum* foram registradas em todos os níveis, bem como os gêneros *Cerodinium*,

Enneadocysta, *Oligosphaeridium*, *Operculodinium*, *Palaeocystodinium* e *Spiniferites*. Esses destacados registros podem refletir condições ambientais favoráveis à sua proliferação. Como o gênero *Batiacasphaera* seria o único relacionado a ambientes oceânicos (Zegarra & Helenes, 2011), é pertinente que seja registrado neste estudo como taxonomicamente duvidoso. Os gêneros *Thalassiphora*, *Selenopemphix* e *Lejeunecysta*, também correspondentes a águas oceânicas, ocorrendo em baixa quantidade, podem corroborar a última afirmação.

Cabe ressaltar que não é seguro afirmar que tal configuração forneça suporte à identificação de evento de floração (*bloom*) ou de franca abundância dessas espécies de dinoflagelados, de maneira a subsidiar inferências paleoecológicas, assim como é reportado para algumas seções referentes ao Cretáceo de outras bacias sedimentares brasileiras (e.g. Lana & Botelho-Neto, 1989; Arai & Coimbra, 1990).

O registro subordinado de miósporos, de *Pediastrum* spp., alga típica de água doce (Köthe, 1990; Batten, 1996), e de *Botryococcus* spp, de mesmo hábito, porém com alta dispersão em regiões temperadas e tropicais (Batten & Grenfell, 1996), suporta a indicação de fácies marinhas proximais. A baixa quantidade em que são encontrados pode ser indicativo de transporte sem competência para preservação, em condições marinhas ou de franca ligação entre continente e mar (i.e. estuário). Adicionalmente, Köthe (1990) indica também que expressiva parcela de dinoflagelados representantes das subfamílias Deflandreioideae e Wetzelielloideae é mais comumente registrada em ambientes lagunares, estuarinos ou de condições salobras, constituindo também importantes fósseis-guia no Paleógeno. Estes táxons também ocorrem de maneira subordinada no material estudado, à exceção do gênero *Cerodinium*, corroborando as indicações de que há poucas evidências de participação de agentes sedimentares de caráter continental e transicional nos depósitos relativos ao intervalo estudado.

Prasinofíceas, por sua vez, ocorrem principalmente em ambiente marinho, mas podem ser encontradas em águas doces (Guy-Ohlson, 1996). acritarcos, diferentemente, têm ocorrência preferencial em ambientes marinhos, conforme reportado por diversos autores (e.g. Wall, 1965 *apud* Strother, 1996). Palinoforaminíferos são elementos registrados atualmente em domínios marinhos, principalmente em áreas de ressurgência, relacionados por Ferreira (2004) à paleoprodutividade, em águas relativamente rasas (Stancliffe, 1989), sendo mais significativos entre intervalos transgressivos para regressivos (Ferreira, *op. cit.*). O mesmo ocorre para ovos de copépodes, também registrados de forma mais expressiva, atualmente, em eventos de ressurgência (Baars *et al.* 1990), com morfologias de parede semelhantes às encontradas no material estudado (murado, escabrado, aureolado-pigmentado e escabro-espinado, vide Figura 14, f-i respectivamente), ocorrendo no Holoceno do Mar de Banda (Indonésia) em

profundidades variadas (van Waveren, 1992). Outrossim, Ferreira (*op. cit.*) referencia estudos envolvendo escolocodontes, indicando para esse grupo alta tolerância à deficiência de oxigênio no ambiente, além do caráter euritópico e oportunista. Assim, considerando a baixa expressividade do grupo no material, essas características não são consideradas nas interpretações paleoambientais. *Palambages morulosa*, assignado como *incertae sedis*, foi descrito por Wetzel (1961) como pertencente a uma assembleia marinha posicionada no Cretáceo, interpretação compartilhada por Gamberro & Archangelski (1981), os quais, entretanto, consideram que sua amplitude estratigráfica atinja, ainda, o Paleoceno.

Ademais, relações entre os dados quantitativos dentro da seção não apresentam grandes diferenças de comportamento, salvo na profundidade de 3.792,10, em que há um acréscimo expressivo de matéria orgânica amorfa, juntamente com dinoflagelados gonyaulacoides (geralmente autótrofos), e decréscimo de dinoflagelados peridinioides (geralmente heterótrofos). Essa situação pode estar relacionada a um pontual aumento de produtividade primária, embora não haja suporte suficiente para conclusões dessa natureza.

Portanto, o amplo registro de dinoflagelados, adicionado à destacada ocorrência de espécimes atribuídos a algumas espécies, adicionalmente aos outros dados supracitados, além de denotar alta diversidade, sugere condições marinhas para o intervalo. A relação distal/proximal da linha de costa é questionável, sendo a indicação de águas rasas a mais razoável, uma vez que é suportada pela conspícua participação dos táxons mencionados ao longo do texto, em adição à participação de elementos continentais (*Classopollis* spp. e *Ulmoideipites krempii*), de outros deflandreoides, como *Deflandrea*, *Isabelidinium?*, *Magallanesium*, *Palaeocystodinium*, *Pierceites*, *Senegalinium*, *Spinidinium*, *Volkheimeridium* e de outros gêneros da Família Areoligeraceae, como *Adnatosphaeridium* e *Senoniasphaera*. Entretanto, essas conclusões podem ser discutidas por Stover *et al.* (1996) que postulam que altas concentrações dos gêneros *Areoligera*, *Glaphyrocysta*, *Spiniferites* e *Cordosphaeridium* somente podem ser observadas em associações relativas a depósitos posicionados em plataforma a certa distância da costa.

6.2.2 Poço BP-2

As interpretações paleoambientais para o intervalo estudado são dadas a partir da composição da constelação palinológica. A recuperação conspícua de cistos de dinoflagelados em todo o intervalo estudado, aliado ao que se conhece da evolução geotectônica da Bacia de Pelotas, sintetizada no Capítulo 2 – Contexto Geológico, sugere ambiente marinho.

Köthe (1990) e Ramirez (2004) assinalam que interpretações paleoambientais, paleobatimétricas e paleoecológicas podem ser feitas com base na ocorrência dos gêneros de dinoflagelados, buscando associar profundidades marinhas a cada tipo de associação. Assim, os gêneros *Hystrichokolpoma* e *Nemastospaeropsis* são tentativamente associados a águas oceânicas. *Distatodinium*, *Spiniferites*, *Achomosphaera*, *Oligosphaeridium*, *Operculodinium*, *Lejeunecysta* e *Selenopemphix* podem ser considerados como representantes das profundidades nerítico externo a oceânico. Os gêneros *Enneadocysta*, *Diphyes*, *Turbiosphaera* e *Cordosphaeridium* também ocorrem na literatura associados ao ambiente nerítico externo, sendo possíveis representantes dessa profundidade. A incorporação de *Enneadocysta* a essa interpretação, entretanto, é discutível, podendo este gênero estar relacionado com águas rasas (Ferreira, 2004). *Glaphyrocysta*, *Areoligera*, *Cleistosphaeridium*, *Lingulodinium*, *Polysphaeridium* e *Chiropteridium* associam-se ao ambiente nerítico raso. Como representantes do nerítico restrito estão o gênero *Homotryblum* e Peridinioides da Subfamília Deflandreioideae.

Ao longo da seção são identificados com grande expressão os gêneros *Tectatodinium*, *Tanyosphaeridium*, *Spiniferites*, *Selenopemphix*, *Polysphaeridium*, *Palaeocystodinium*, cf. *Operculodinium*, *Lingulodinium*, *Hystrichosphaeridium*, *Homotryblum*, *Hafniasphaera*, *Glaphyrocysta*, *Fibrocysta*, *Deflandrea*, *Diphyes*, *Cordosphaeridium*, cf. *Cleistosphaeridium*, *Cerodinium*, *Areoligera*, *Apectodinium*, *Adnatosphaeridium* e *Achomosphaera*, além de representantes dos complexos *Batiacasphaera* – *Kallosphaeridium* e *Diconodinium* – *Magallanesium* – *Spinidinium*. Grande expressão têm ainda as espécies *Adnatosphaeridium multispinosum*, *A. robustum*, *A. vittatum*, *Apectodinium homomorphum*, cf. *Apectodinium homomorphum*, *Areoligera coronata*, *A. medusettiformis*, *Cerodinium pannuceum*, *C. striatum*, *C. wardenense*, *Cordosphaeridium? tenuistriatum*, *Deflandrea antarctica*, *Diphyes colligerum*, *Enneadocysta? dictyostila*, *Fibrocysta axialis*, *Fibrocysta bipolaris*, *Glaphyrocysta espiritosantensis*, *G. retiintexta*, *G. expansa*, *Hafniasphaera cryptovesiculata*, *H. septata*, *Homotryblum plectillum*, *Hystrichosphaeridium tubiferum*, *I? viborgense*, *Palaeocystodinium australinum*, *P. hyperxanthum*, e *Selenopemphix nephroides*, *Tanyosphaeridium xanthiopyxides*, *Tectatodinium rugulatum*, , Gonyaulacoide indeterminado 1 e 2 e Peridinioide indeterminado 1.

Representantes das profundidades nerítico externo a oceânico não ocorrem com frequência consideravelmente suficiente para superar representantes de profundidades mais rasas. Sua ocorrência está mais concentrada nas amostras de topo da seção estudada, podendo conduzir a uma interpretação de subida do nível do mar durante o Lutetiano. Tal interpretação tem sentido atribuindo-se para os intervalos que abrangem o Thanetiano e o Ypresiano profundidades entre o nerítico inferior e o restrito, uma vez que as

grandes diversidades taxonômicas registradas em profundidades marinhas rasas nos depósitos paleogenos de bacias de margem passiva são também observadas no material estudado do Poço BP-2. As profundidades que registraram maiores diversidades são também as profundidades interpretadas como paleocenas (Daniano e Thanetiano). Assim, registra-se um alto influxo de *Areoligera* e *Glaphyrocysta* nos intervalos 2.940 – 2.955 m e 3.105 – 3.210 m, respectivamente, informação que pode indicar águas quentes e rasas, e fases transgressivas (Ferreira, 2004). Gêneros representantes da subfamília Deflandreoideae, com maior ocorrência em todos esses intervalos, conduzem à interpretação de comunicação do mar com ambientes marinhos restritos, marcados por expressiva redução de salinidade. Por outro lado, há relativa ausência de dinoflagelados relacionados à Subfamília Wetzelielloideae em todo intervalo. Esse grupo comporta importantes fósseis-guias do Paleógeno e sua ausência configura dificuldades na identificação do fatiamento. Além disso, está geralmente associado a correntes de águas frias e ambientes de águas com baixa salinidade, o que pode corroborar a indicação de predomínio de águas quentes no intervalo estudado, para a Bacia de Pelotas. Ceolin (2010) corrobora essas informações, assinalando que a associação cretácea de ostracodes na bacia sugere um ambiente nerítico com águas quentes.

Ademais, palinoforaminíferos e ovos de copépodes são também muito expressivos ao longo da seção, tendo sido registrados em quase todos os níveis estudados. Os grupos indeterminados também têm representantes conspicuamente ocorrentes no material, dentre os quais se podem citar Gonyaulacoide indeterminado 1, Peridinioide indeterminado 1, palinomorfo indeterminado 1 e palinomorfo indeterminado 3. Com relação a estes últimos, a informação que parece mais expressiva está relacionada aos espécimes identificados como palinomorfo indeterminado 1, que apresentam boa distribuição vertical ao longo das amostras estudadas no Poço BP-2, podendo auxiliar interpretações com relação à evolução térmica dos estratos da bacia. Isso porque os espécimes apresentam francas mudanças de cores e texturas em diferentes profundidades. Cabe ressaltar que essas observações têm caráter experimental, uma vez que seria necessário definir se realmente esses espécimes pertencem ao mesmo táxon, que táxon seria este, e, por fim, se poderia ser usado como indicador térmico.

Os gêneros *Homotryblum* e *Lingulodinium* estão relacionados a entradas de terrígenos, sendo que as maiores frequências de *Lingulodinium* encontram-se no Eoceno médio e superior, idade na qual Gonçalves *et al.* (1979) apontam o registro de importantes eventos de basculamento na bacia, incrementando o aporte continental na sedimentação. No Poço BP-2, essas profundidades relacionam-se às maiores concentrações de esporos e grãos de pólen. O gênero *Homotryblum*, por sua vez, é abundante juntamente com

Apectodinium, no Paleoceno superior, que seria o momento em que registra-se o aumento da temperatura da superfície das águas marinhas, segundo Ferreria (2004).

6.3 Integração com outros dados

Para o correto uso dos fósseis como ferramenta dentro das geociências, é importante ter acesso à mais ampla base de dados possível, de maneira a buscar conhecer as características geológicas da área de estudo, destacando-se a sua configuração tectônica, incluindo, neste caso, o tipo de bacia, geometria, tectônica formadora e deformadora. Outras características também importantes concernem aos ambientes deposicionais esperados, interpretações sismoestratigráficas e relações cronoestratigráficas. Todos esses parâmetros, em conjunto, contribuem à construção do arcabouço estratigráfico da bacia, e auxiliam no entendimento mais detalhado de características do ponto de vista evolutivo, paleontológico e exploratório, entre outras. Grande parte dessas informações é de conhecimento público, mesmo que algumas ainda em estágio preliminar, e estão sintetizados na proposta mais recente de carta estratigráfica da bacia, em Bueno *et al.* (2007). O estudo que aqui se apresenta parte de uma revisão criteriosa dos arcabouços tectônico, estratigráfico e paleontológico, apresentados no Capítulo 2 – Contexto Geológico. Tais informações facilitam a integração final dos dados pré-existentes com aqueles embasados pelo estudo realizado a partir das associações palinológicas, os quais se revestem de considerável importância, visto que auxiliam no posicionamento cronoestratigráfico de seus depósitos, interpretação de paleoambientes, correlações laterais e identificação de discordâncias (Fontana, *op. cit.*; Anjos-Zerfass *et al.*, 2008).

Alguns aspectos geológicos da Bacia de Pelotas, contudo, são indiretamente responsáveis pela ausência de estudos voltados ao entendimento do seu arcabouço estratigráfico, dentre os quais se pode destacar, principalmente, o fato de a bacia ser entendida como hospedeira de potenciais geradores primários de óleo (Abreu, 1998). Porém é deficitária em reservatórios, em decorrência da ausência de uma seção transicional que tenha desenvolvido pacotes evaporíticos que permitissem o posterior desenvolvimento de trapas estratigráficas (Chang *et al.*, 1992). Essa característica torna a bacia pouco atrativa em termos comerciais.

6.3.1 Considerações sobre a seção

Em termos litoestratigráficos, e adotando-se os dados bioestratigráficos de Gomide (1989), todo o intervalo estudado nos dois poços é correspondente à Formação

Imbé (Dias *et al.*, 1994; Bueno *et al.*, 2007). Esta unidade é composta por folhelhos, argilas e siltitos cinza-esverdeados, com raros pacotes de arenitos turbidíticos intercalados, sobreposta, geralmente de maneira discordante, aos estratos de granulometria fina da Formação Atlântida e interdigitados com os arenitos da Formação Cidreira. Esta unidade está inserida no estágio de evolução tectônica relativo ao Drifte, no qual se observa o estabelecimento do Oceano Atlântico primitivo.

As investigações relativas à Estratigrafia de Sequências indicam que o material estudado enquadra-se na Unidade III de Gonçalves *et al.* (1979), iniciada em contexto transgressivo, aproximadamente na passagem do Cretáceo para o Paleógeno e estendendo-se até o basculamento ocorrido na passagem do Paleoceno para o Eoceno, à qual marca o início da Unidade IV, que se estende até o Eoceno médio, e que está representada também, no Poço BP-2. Em poços profundos, a Unidade III pode chegar a até 1.200 m, apresentando folhelhos, arenitos e calcilutitos, além de turbiditos, localmente. Fontana (1996) considera para a mesma unidade uma espessura de 800 m. De acordo com Koutsoukos (1982), a discordância entre o Cretáceo e o Paleógeno contempla ampla extensão paleogeográfica na Bacia de Pelotas – e talvez na de Santos – podendo refletir uma brusca queda eustática no nível do mar, que estaria possivelmente associada também ao basculamento que veio a ocorrer mais adiante, ainda dentro do Paleoceno, responsável pela formação da “Charneira de Santos”.

Reyment *et al.* (1976) apontam episódios transgressivos identificados nas bacias brasileiras e da costa africana, incluindo um no Paleoceno, a aproximadamente 56 Ma. Os autores relacionam esses eventos a períodos de importantes picos de atividade na evolução do assoalho oceânico, como soerguimentos de cadeias subaquosas. Malumián *et al.* (1985) e Prámparo *et al.* (2007) reportam o grande avanço do Oceano Atlântico sobre a placa continental da América do Sul incorrendo em uma ingressão marinha expressivamente registrada nas Bacias de Neuquén e Colorado durante o Maastrichtiano – Daniano, formando um grande Golfo.

Bueno *et al.* (2007) reiteram a grande abrangência do evento transgressivo do Paleoceno, e indicam o contexto transgressivo, em maior escala de observação, em que a bacia se encontra entre o Albiano e o Oligoceno, com discordâncias erosivas (limites de sequências) identificadas em alguns intervalos, incluindo um no limite Maastrichtiano – Paleoceno e outro no Eoceno médio. Ferreira (2004) reconhece ainda discordâncias entre o Maastrichtiano e o Paleógeno para a Bacia de Pelotas, resultantes de processos erosivos ocasionados por episódios sucessivos de flutuações do nível de base, o que concorda com as indicações dos significativos eventos de basculamento assinalados por Gonçalves *et al.* (1979), uma vez observadas as ausências de diversas zonas de foraminíferos e nanofósseis calcários. Barboza *et al.* (2008) reportam a existência de um período de transição entre

tendências gerais transgressivas e regressivas compreendendo o Cretáceo Superior e o Paleoceno inferior, e destacam que o contexto regressivo na bacia estabelece-se ainda durante o Paleoceno, o que vem a concordar parcialmente com a curva de variação eustática global proposta por Haq *et al.* (1987). Essas interpretações têm apoio no estudo de Chang *et al.* (1988), no qual um modelo de megassequências para as bacias da margem atlântica brasileira é idealizado, integrando as curvas de subsidência tectônica e de variação do nível eustático do Neocomiano ao Recente. As conclusões de Barboza *et al.* (*op. cit.*), contudo, são ainda contestáveis, tendo em vista que a interpretação de Koutsoukos (1982) sobre a idade dessa mesma transição a posiciona no Oligoceno superior, levando-se em consideração, entre outros parâmetros, as curvas de variação eustática do nível do mar, idealizadas por Vail *et al.* (1977) e Vail & Mitchum (1979). Para Abreu (1998) o Paleoceno e Eoceno inferior a médio são caracterizados pela menor resolução do registro de sequências estratigráficas na Bacia de Pelotas, com nível do mar mais alto durante o Paleoceno superior e próximo ao limite Lutetiano/Bartoniano. Entretanto, o nível de mar alto presente no registro da Exxon (Haq *et al.*, 1987) no Eoceno inferior não é bem marcado no registro da Bacia de Pelotas. Outrossim, o nível do mar mais alto em Haq *et al.* (*op. cit.*) está no Turoniano inferior, enquanto no registro da Bacia de Pelotas o nível máximo do mar ocorreu no Albiano superior/Cenomaniaco inferior. Abreu (*op. cit.*) relata, ainda, que pelo menos a partir do Eoceno médio, eventos positivos de isótopos correlacionam bem com limites de sequências. A partir desses dados, o autor considera a indicação de que, pelo menos a partir do Eoceno, a eustasia glacial pode ter sido o principal fator condicionante para regular os padrões de empilhamento estratigráficos em uma escala global.

À transgressão do final do Paleoceno, Daners & Guerstein (2004) relacionam a suposta ocorrência de uma paraconformidade, a qual representaria um amplo hiato dentro da Formação Gaviotín, na Bacia de Punta del Este, relativa a um intervalo de não deposição de aproximadamente 15 Ma entre Maastrichtiano – Daniano e Lutetiano, causando ausência de várias biozonas. Na Bacia do Colorado também não há registros correspondentes ao Paleoceno superior – Eoceno inferior (Guerstein & Junciel, 2001). A Fm. Gaviotín possui uma extensa distribuição na plataforma continental sobrepondo-se inclusive aos altos estruturais internos. Nesse mesmo contexto, Koutsoukos (1982) postula que o máximo provável da sequência transgressiva durante o Eoceno inferior no norte da Bacia de Pelotas acarretaria em uma diminuição no volume de suprimento sedimentar continental para a área mais distal da plataforma.

Dessa forma, em direção ao final do Cretáceo Tardio se estabeleceu uma ampla conexão entre a Bacia de Punta del Este e os diferentes depocentros atlânticos das bacias vizinhas, Colorado, Salado e Pelotas. Além disso, as rochas sedimentares da Fm. Gaviotín demonstram um distintivo padrão sísmico que tem permitido estabelecer uma boa

correlação sismoestratigráfica com as bacias vizinhas. Malumián (1999) propôs cinco ciclos transgressivo-regressivos para a evolução das bacias do Atlântico Sul ocidental durante o período compreendido entre o final do Cretáceo e o Cenozoico. Dois destes ciclos ocorrem na Fm. Gaviotín, envolvendo o mar Maastrichtiano – Daniano e um intervalo interpretado como Eoceno médio, respectivamente o primeiro e o segundo ciclo de Malumián (*op. cit.*).

No Eoceno inferior da Bacia de Santos também ocorre uma discordância, para a qual Moreira *et al.* (2007) ressaltam a possibilidade de relacioná-la a um importante rebaixamento do nível do mar, podendo este ser consequência do soerguimento das serras do Mar e Mantiqueira, com registros de turbiditos em unidades adjacentes. Malumián (1999) assinala ainda que, além da Bacia de Colorado, as bacias de Neuquén e San Jorge foram também submetidas a ampla regressão durante o Paleoceno tardio, momento no qual se instala uma sedimentação predominantemente continental, com registro de períodos erosivos nas bordas das bacias. Daners & Guerstein (*op. cit.*) reconhecem como um argumento para explicar também a ausência de depósitos do Paleoceno Superior e Eoceno inferior na Bacia de Punta del Este, embora defendam a ideia de que essa ausência esteja relacionada a contextos transgressivos.

- **Poço BP-1**

O fatiamento bioestratigráfico da Bacia de Pelotas proposto por Gomide (1989) posiciona o intervalo estudado entre o Paleoceno inferior e médio, relativo às zonas de nanofósseis calcários N-320 (*Cruciplacolithus tenuis*) e N-340 (*Heliolithus kleinpellii*), respectivamente. Contudo, a detecção de um expressivo hiato na seção confere relativa imprecisão na atribuição desse posicionamento, o que é agravado pela má preservação e registro de mistura de espécimes de diferentes idades.

As interpretações sismoestratigráficas de Fontana (1996) sugerem que o intervalo estudado esteja inserido no contexto da Sequência 5, correspondente à megassequência definida pelo autor como Cunha Passiva de Estágio Inicial. Essa sequência está compreendida entre 66-68 e 60 Ma, o que indica a transição entre o Cretáceo e o Paleógeno, conforme o fatiamento pretérito de Gomide (1989), que a delimita na base e no topo pelas biozonas N-290 (Maastrichtiano superior) e N-320 (Paleoceno inferior precoce), respectivamente. Segundo Fontana (*op. cit.*), o posicionamento do limite entre o Cretáceo e o Paleógeno, no Poço BP-1, encontra-se a aproximadamente 3.915 m de profundidade, onde ocorre a sugestão de uma Superfície de Inundação Máxima. Ademais, o autor propõe ambiente nerítico profundo a taludal/batial superior para a profundidade estudada, a partir do suporte fornecido pela sismoestratigrafia, em contexto transgressivo. Todavia, o autor relaciona a base do Paleoceno ao Trato de Sistemas de Nível Baixo, decorrente de uma expressiva erosão que marca a passagem do intervalo supracitado,

sobrepondo-se também aos tratos de sistemas Transgressivo e de Nível Alto. Cabe ressaltar também que, segundo o autor, o registro do Paleoceno no Poço BP-1 é anômalo em relação a outras bacias da margem atlântica brasileira, possuindo espessura destacadamente maior, dada a aceleração na taxa de subsidência e consequente aumento da taxa de aporte sedimentar durante essa idade, com preservação da seção.

Entretanto, os resultados obtidos a partir das análises palinológicas do Poço BP-1, em adição a outros dados bibliográficos acessados, indicam que o Paleoceno pode não ser tão espesso quanto o considerado por Fontana (1996), que o limite Maastrichtiano – Daniano possa não estar a exatos 3.915 m, e sim mais raso, e que a seção poderia ser reposicionada na idade relativa à Sequência 7 de Fontana (*op. cit.*), situada entre 57/58 e 51 Ma e caracterizada pelas biozonas de nanofósseis N340/N360 – N410/N420/N430. Para Fontana (*op. cit.*), esse intervalo situa-se na passagem entre Paleoceno e Eoceno, momento marcado por intensa atividade tectônica associada a vulcanismo em toda a costa brasileira. Índícios de queima de palinomorfos que poderiam estar associados à ação direta ou indireta de eventos efusivos nos depósitos estudados, todavia, são raros. As sequências 6 e 7, juntas, não representam grandes espessuras de sedimentos, e o autor as relaciona a rebaixamentos na curva de variação do nível relativo do mar. Logo, estima-se que a porção mais espessa do Paleoceno esteja relacionada ao Paleoceno inferior, suportando a interpretação de que exista um intervalo de não-deposição relativo ao Paleoceno médio-superior/Eoceno inferior.

O predomínio de dinoflagelados na associação palinológica, em alta diversidade, é incompatível com a indicação de ambiente nerítico profundo a batial superior apresentada por Fontana (1996), em contexto de subida do nível relativo do mar, dentro de um Trato de Sistemas de Nível Baixo, pois se observa no material predomínio de características marinhas proximais, a menos que os depósitos estivessem associados a eventos sedimentares responsáveis por um registro palinológico peculiar, como, por exemplo, transporte turbidítico. Entretanto, a preservação dos palinomorfos registrados indica pouca ação abrasiva relacionada ao transporte. Além disso, movimentos de massa são mais comumente registrados em contextos de rebaixamento do nível do mar.

- **Poço BP-2**

Gomide (1989) sugere que o intervalo situado entre as profundidades 3.390 m e 2.595 m, no Poço BP-2, seja geocronologicamente relacionado ao Maastrichtiano e a porção média do Eoceno inferior (Ypresiano), respectivamente. Segundo Fontana (1996), estariam contidas, nesse intervalo, três sequências deposicionais: Maastrichtiano superior – Paleoceno inferior (caracterizada pelas biozonas de nanofósseis N-290 – N-320, e pela biozona de foraminíferos F-240); Paleoceno inferior – Paleoceno superior (biozonas de

nanofósseis N-320 – N-340/N-360); e Paleoceno superior – Eoceno inferior (N-340/N-360 – N-410/N-420/N-430). A passagem entre o Cretáceo e o Paleógeno foi localizada por Fontana (*op. cit.*) aos 3.205 m, aproximadamente, profundidade na qual a discordância é identificada sismoestratigraficamente pela presença de um pico radioativo e de uma situação em que um refletor forte, contínuo, de grande amplitude, associado a superfícies de máxima inundação/seções condensadas, representa uma discordância, concordando com as conclusões de Gomide (1989). A passagem entre o Paleoceno e o Eoceno, por sua vez, não foi identificada no Poço BP-2 por Gomide (*op. cit.*), limitando-se a posicionar o limite a uma profundidade superior a 2.300 m. Os dados apresentados por Fontana (*op. cit.*) indicam que a ocorrência de três discordâncias no local, tal como pode ser observado no Poço 1-RSS-3, está intimamente relacionada com a supressão desse horizonte no registro estratigráfico local.

Os resultados alcançados no presente estudo concordam em parte com os posicionamentos estratigráficos propostos por Gomide (1989) e por Fontana (1996), incluindo apenas a Sequência 8 de Fontana (*op. cit.*), instalada juntamente ao início da Megassequência de Cunha Passiva de Estágio Final. Essa sequência, no Poço BP-2, não tem grande espessura, e é encimada por uma discordância que incorpora seções rasas e profundas da bacia. Consequentemente, reposicionam-se também as interpretações associadas ao fatiamento bioestratigráfico com base em nanofósseis calcários, estendo o intervalo até a zona N-450, relativa ao Eoceno médio.

- **Integração entre os poços**

Características afins aos poços BP-1 e BP-2, são o reconhecimento de espécies registradas em comum com alguns táxons identificados por Premaor *et al.* (2010) no Campaniano da Bacia de Pelotas, como *Cerodinium pannuceum*, *Circulodinium brevispinosum*, *Palaeocystodinium lidiae* e *Phelodinium tricuspe*, dos quais o único considerado com valor bioestratigráfico por Premaor *et al.* (*op. cit.*) é *P. tricuspe*, podendo atingir estratos mais recentes do que o Maastrichtiano. Além destes, Premaor *et al.* (*op. cit.*) registram, ainda, os gêneros de dinoflagelados *Achomosphaera*, *Cerodinium*, *Cordosphaeridium*, *Florentinia*, *Heterosphaeridium*, *Hystrichosphaeridium*, *Isabelidium*, *Palaeocystodinium*, *Phelodinium*, e *Spiniferites*, o gênero de esporos *Cicatricosisporites*, e outros palinóforos, como ovos de copépodes, palinoforaminíferos, fungos e grãos de pólen, todos estes também registrados no Paleógeno da Bacia de Pelotas.

A ocorrência de *Apectodinium homomorphum* em grande abundância é observada apenas no Poço BP-2, e não no Poço BP-1. Essa expressiva ocorrência é indicativa de que a fase terminal do Eoceno inferior talvez não esteja representada no Poço BP-1, ou que as condições paleoambientais, paleoecológicas ou paleofisiográficas entre as

áreas dos dois poços foram alvos de configurações que ensejaram diferenças significativas nos registros, como o já referido Baixo de Mostardas. De acordo com Bujak & Williams (1979), os principais padrões na diversidade de espécies de dinoflagelados variam em função, entre outras razões, dos câmbios nos regimes climáticos e nas flutuações do nível do mar, este último com influência adicional da salinidade, padrões de circulação, fluxo estacional e aporte de nutrientes, entre outros parâmetros ambientais. Entretanto, há que se considerar a grande proximidade entre os poços estudados, o que reflete em pouca diferença esperada.

Segundo Ferreira (2004) uma ampla ocorrência de *Enneadocysta partridgei* (aqui *E? dictyostila*) pode estar associada a um evento paleoceanográfico, em que predominam prováveis condições de baixa oxigenação das águas do mar. Entretanto, a autora espera o registro de um *bloom* de algas do gênero *Tasmanites*, associado a esse influxo de terrígenos, com redução dos percentuais de dinoflagelados, o que não se observa em nenhum dos poços.

O Poço BP-2 está locado na porção *offshore* da Bacia de Pelotas, a aproximadamente 75 km da costa, na porção interna do Baixo de Mostardas. Essa feição tectônica teria sido, de acordo com Fontana (1996), desde a sua formação, uma região concentradora de areia e provavelmente zona de convergência de canyons e de captação de sistemas fluviais na plataforma, ou seja, vales expostos a uma intensa descarga de sedimentos terrígenos, com expressivo espaço de acomodação para isso. Por esse motivo, levanta-se a hipótese de que o Poço BP-2 possa ter o Paleoceno mais espesso do que o Poço BP-1, suportada, além dos resultados alcançados neste estudo, pela configuração fisiográfica da bacia. Assim, as características geomorfológicas do Baixo de Mostardas podem influenciar significativamente na correlação entre os dois poços, preservado uma seção mais espessa relativa ao Paleoceno, no Poço BP-2. Entretanto, seria necessário um estudo envolvendo um número maior de amostras no intervalo paleoceno do Poço BP-1, para verificar a veracidade dessas interpretações.

7 CONSIDERAÇÕES FINAIS

O uso da palinologia como ferramenta bioestratigráfica na Bacia de Pelotas está sendo inaugurado com uma série de estudos contíguos a este, realizados no âmbito do LPMMT, uma vez que a literatura de acesso público apresenta um número bastante restrito de dados palinológicos representativos da seção pré-quaternária da bacia. Os resultados alcançados durante o estudo palinológico das amostras selecionadas permitiram relevantes considerações quando em comparação com a literatura acessada, tanto para as bacias da margem continental sulamericana, incluindo a de Pelotas, quanto para quaisquer outras bacias que apresentassem configuração geologicamente afim. Essas considerações conferem caráter inédito ao presente estudo, que busca embasar parte do seu arcabouço geológico, estratigráfico e paleontológico em publicações realizadas em bacias adjacentes à de Pelotas, ora considerando aquelas de mesmo contexto genético (bacias da costa atlântica sulamericana), ora considerando estudos realizados em bacias relacionadas à mesma faixa latitudinal da Bacia de Pelotas, conforme o que se espera do comportamento termófilo de algumas espécies de dinoflagelados, principalmente, além de outros representantes palinológicos.

Os dados obtidos durante o estudo permitiram identificar características relativas às idades e paleoambientes relacionados às amostras, além de outras inferências subsidiadas pela palinologia. Apesar disso, a ausência de dados de datação absoluta em rochas sedimentares impede a amarração segura dos dados oriundos de estudos em amostras da Bacia de Pelotas.

Os poços BP-1 e BP-2 representam intervalos com configurações distintas, tanto do ponto de vista da natureza das amostras, quanto da amplitude estratigráfica dos intervalos estudados. Assim, poucos são os resultados coincidentes entre ambos, podendo-se destacar o fato de que todo o material estudado representa, em sua totalidade, depósitos de natureza marinha, posicionados estratigraficamente dentro do Paleógeno, dado o preponderante registro de cistos de dinoflagelados sobre outros palinomorfos.

As diferenças de comportamento das associações palinológicas também operam como subsídio para as interpretações a respeito da sequência cronológica do material estudado. Essa análise serve para ensejar algumas observações que possam vir a ser estudadas com maior detalhe no futuro, preferencialmente em amostras de testemunhos

de sondagem. Assim, identificar o comportamento taxonômico das associações foi um exercício muito importante para a identificação das prováveis idades.

7.1 Poço BP-1

O estudo das amostras selecionadas do Poço BP-1 indicou associações palinológicas paleogenas. Dentre os táxons identificados, destacam-se cistos de dinoflagelados com maior relevância bioestratigráfica, representados por espécies como *Cerodinium diebelii*, *Cerodinium wardenense*, *Fibrocysta bipolaris*, *Isabelidinium? viborgense*, *Palaeocystodinium bulliforme*, *Palaeocystodinium lidiae*, *Palaeoperidinium pyrophorum*, *Phelodinium magnificum* e *Thalassiphora patula*. São reconhecidas associações representantes de um amplo intervalo estratigráfico, que data do limite Maastrichtiano – Daniano ao Ypresiano, permitindo duas interpretações. A primeira indica que sedimentos depositados em idades relativas ao limite Maastrichtiano – Daniano são preservados, e constituem horizontes estratigráficos contendo fósseis inerentes a estas idades. Esses depósitos são inundados pela transgressão de grande abrangência que atingiu outras bacias adjacentes, como Punta del Este e Colorado, e que pode ter atingido também a Bacia de Pelotas, considerando a contiguidade tectonoestratigráfica existente.

As seções representantes das idades Selandiano, Thanetiano e Ypresiano podem ter se tornado pouco espessas, com uma tímida participação no pacote estratigráfico. Isso porque experimentaram um longo período de não deposição de sedimentos, contanto ou não com intensa erosão associado a um elevado nível relativo do mar instalado no final da transgressão, ou com um rebaixamento durante o Selandiano. Essa situação pode ter causado erosão e redeposição parcial inclusive dos depósitos do Maastrichtiano – Daniano. Assim, os horizontes antes atribuídos ao limite Maastrichtiano – Daniano estariam configurados por uma expressiva mistura de fósseis, representando um longo intervalo de tempo, em uma denominada seção condensada. Descarta-se a possibilidade de desabamento de material mais raso durante a perfuração, uma vez que as amostras processadas constituíam testemunhos de sondagem. A segunda interpretação considera que o material mais antigo, referente ao Maastrichtiano – Daniano, constitui retrabalhamento. Interpreta-se que a associação que data do Paleoceno superior ao Eoceno Inferior tenha sido depositada em conjunto com material mais antigo, o qual fora redepositado via processos físicos, envolvendo erosão e ressedimentação durante as idades mais recentes, em consequência dos eventos de basculamento ocorridos na plataforma continental durante o Paleógeno. Ferreira (2004) também suporta em parte essa

interpretação ao assinalar que grandes concentrações e diversidades de dinoflagelados são registradas na seção do Paleoceno superior e parte inferior do Eoceno inferior, tal como ocorre nas amostras selecionadas do Poço BP-1.

Ambas as interpretações são consoantes com interpretações previamente registradas por outros autores na bacia, com base em nanofósseis calcários e estudos nos âmbitos tectônico e/ou estratigráfico, por exemplo.

Os dados palinológicos da seção indicam ambiente de deposição relacionado a plataformas rasas, com baixa salinidade e lâmina d'água pouco espessa, concernente à instalação precoce do Oceano Atlântico na margem sul do Brasil, fato corroborado pela resposta paleobatimétrica dada pelos gêneros de dinoflagelados identificados (e.g. gêneros da família Areoligeraceae, como *Areoligera* spp., e da subfamília Deflandreoideae, como *Cerodinium* spp.), assim como pelo que é apresentado na literatura a respeito da evolução eustática da bacia, e das curvas de variação eustática global. Todavia, como valem para toda a associação palinológica registrada, essas interpretações dissoam em parte do conhecimento pré-existente a respeito deste intervalo, na Bacia de Pelotas, que coloca as seções estudadas em profundidades oceânicas, sem, contudo, terem-se registrado neste estudo fósseis indicadores dessas profundidades. Além disso, não foram identificadas informações sobre a preservação ou transporte dos organismos estudados que contribuíssem para essas indicações. Com efeito, cabe ressaltar que a identificação de uma conspícua mistura de fósseis ao longo da seção estudada, incluindo a interpretação com base nas curvas de variação eustática do nível relativo do mar, impede o posicionamento paleoambiental da seção em alta resolução, restringindo-o a uma identificação tentativa ao longo do intervalo.

As variações identificadas durante as contagens do material, bem como durante a confecção das tabelas de quantificação, embora não subsidiassem maiores conclusões a respeito de variações nas configurações ambientais ao longo da seção, ensejaram a proposição, ainda que em caráter informal, de um estudo faciológico através das palinofácies, que subsidie a identificação de parassequências, ou até sequências estratigráficas, a depender da escala de observação (respeitando a hierarquia dos ciclos estratigráficos), que possa ser usado para auxiliar as correlações estratigráficas quando da investigação relacionada à estratigrafia de sequências. Entretanto, ressalta-se que essa proposição é meramente especulativa.

Assim, as interpretações apresentadas neste estudo são fundamentadas principalmente na mistura de fósseis que ocasiona a ocorrência de um intervalo Maastrichtiano – Eoceno inferior indiferenciado. Resta então identificar se as linhas de

tempo que conformam os horizontes estratigráficos estão representadas pelas associações Maastrichtiano – Daniano, ou Selandiano/Thanetiano – Ypresiano, necessitando-se de novos estudos a partir de um número maior de amostras. Estudos estratigráficos valendo-se da integração de outros métodos estratigráficos às interpretações alcançadas também apresentam potencial para avaliar com maior precisão se o intervalo representa, por exemplo, seções condensadas, refletindo uma superfície de inundação máxima da bacia.

Por fim, cabe ressaltar que a seção estudada restringe as interpretações apresentadas a um intervalo muito pouco expressivo, horizontal e verticalmente, na bacia, podendo contemplar condições muito peculiares dos depósitos, que não reflitam contextos e tendências tectonoestratigráficas em escalas de bacia, por exemplo. Todo o material acessado durante a elaboração deste estudo tem base em cartas e arcabouços estratigráficos de bacias sedimentares, que visam mapear os eventos de ordem regional, não necessariamente refletindo ocorrências locais. Também importante ressaltar que há grandes diferenças entre os efeitos de alguns eventos nas seções subaéreas e profundas das bacias, já que é sabido que as seções mais profundas tendem a apresentar maior competência na preservação dos estratos e das configurações paleogeográficas das bacias.

7.2 Poço BP-2

O intervalo selecionado para estudo no Poço BP-2 permitiu a identificação de seções posicionadas em parte do Cretáceo Superior, Paleoceno e parte do Eoceno. As interpretações de cunho cronoestratigráfico levam em consideração os episódios de último aparecimento e/ou abundância de táxons com importância bioestratigráfica, além de se considerar a semelhança de associações palinológicas com outras associações registradas em outras bacias e suas respectivas idades. Assim, definiu-se que a base do intervalo está posicionada no Maastrichtiano, idade que apresenta sua última manifestação na amostra relativa às profundidades 3.225 – 3.240 m. Entre as profundidades 3.210 e 3.105 m observaram-se associações fósseis muito semelhantes a associações indetificadas por diversos autores como danianas. O Selandiano está relacionado a um episódio de expressiva queda no conteúdo palinológico, observado entre as profundidades 3.090 e 3.000 m, segundo as interpretações apresentadas. No Thanetiano as associações voltam paulatinamente a apresentar um acréscimo em abundância e diversidade, como se registrou nas profundidades 2.985 – 2.940 m. O Eoceno tem suas primeiras manifestações a partir das profundidades 2.880 – 2.895 m, e o Ypresiano, idade basal eocênica, parece estender-se até os 2.805 – 2.820 m. O limite entre o Ypresiano e o Lutetiano não está bem claro, por

causa da identificação assinalada como duvidosa do táxon *Apectodinium homomorphum*, mas acredita-se, por fim, que o intervalo Lutetiano esteja representado por uma espessa seção de quase 200 m, entre a amostra relativa às profundidades 2.775 e 2.790 m e o topo do intervalo estudado.

Outrossim, não é seguro que se façam considerações paleontológicas a respeito da paleoecologia e do paleoambiente com base em amostras de calha, e considerando o espaçamento existente entre elas. Cada amostra representa 15 m, e ainda há sempre aproximadamente 30 a 60 m entre cada intervalo amostrado. Isso porque se buscou selecionar as amostras potencialmente mais profícuas do intervalo de interesse do estudo, ou seja, aquelas que apresentavam, na análise visual, maior conteúdo de folhelhos escuros. Dessa forma, cabe ressaltar que é destacada a recuperação expressiva de organismos de hábito marinho, predominantemente os dinoflagelados, representados por seus cistos fósseis, em detrimento de material de caráter continental. Por ser tão destacada essa ocorrência, considera-se ambiente marinho para toda a seção, mesmo nas amostras em que a recuperação palinológica apresentou-se baixa.

Características relativas às flutuações do nível relativo do mar, ou de outras configurações ambientais, climáticas ou ecológicas estão também impressas em caráter incipiente nas amostras estudadas. No intervalo Daniano percebe-se pouca influência da extinção característica do limite entre Cretáceo e Paleógeno nas associações de dinoflagelados. Essa característica pode ensejar interpretações no sentido de um provável oportunismo por parte dessas associações de dinoflagelados, ante o evento que marcou a passagem entre os dois períodos. Outra situação que pode estar relacionada com os efeitos da extinção que marcou o limite entre Cretáceo e Paleógeno é a drástica diminuição no número de palinomorfos que se observa nas amostras interpretadas como relativas ao Selandiano. Essa informação pode ser contemplada também pela ocorrência de eventos relacionados à variação do nível relativo do mar no local, que tenha exposto a plataforma a condições impróprias ao desenvolvimento das palinofloras durante esta idade. Durante o Lutetiano se aceita que a bacia tenha sido exposta à atividade de correntes mais frias, o que explicaria o influxo de espécies características de altas latitudes dominando as associações palinológicas. Para o Maastrichtiano, Thanetiano e Ypresiano não há grandes considerações a serem feitas, a não ser a proposição de que a profundidade do ambiente de sedimentação nas três idades tenha variado muito pouco dentro do nerítico raso.

7.3 Integração entre os poços

O estudo realizado entre os poços BP-1 e BP-2 indicou associações fósseis caracterizadas por amplo predomínio de dinoflagelados, em considerável diversidade, em detrimento da participação de palinórfos continentais, como se pode observar nos quadros 3 e 4.

Os intervalos estudados no Poço BP-2 representam uma seção mais completa da Bacia de Pelotas, tanto do ponto de vista amostral (mais amostras processadas), quanto do ponto de vista estratigráfico. Estima-se que o intervalo estudado do Poço BP-1 inclua uma expressiva discordância, devida a um amplo intervalo de tempo sem registro de atividade sedimentar, provavelmente associado a um contexto transgressivo, com soterramento pouco competente de fósseis durante longos períodos de baixas taxas de sedimentação, que abrange o Paleoceno superior e o Eoceno Inferior, gerando seções condensadas com misturas de fósseis diácronos, o que poderia relacionar a seção estudada a uma superfície de inundação máxima da bacia, ou a eventos marcados por pronunciada erosão, responsáveis pela ressedimentação de material relativo ao Daniano em estratos do Paleoceno superior e/ou Eoceno inferior. Por outro lado, diferentemente do que ocorre na seção estudada do Poço BP-1, bem como nas seções estudadas nas bacias localizadas no Uruguai e Argentina, o Poço BP-2 apresenta dados bem completos do ponto de vista de sucessão biocronoestratigráfica, tornando o intervalo existente entre Cretáceo Superior terminal e Eoceno médio inicial aparentemente bem representado. Para uma correlação mais completa entre ambos os poços, faz-se necessária a realização de estudos abrangendo amostras representativas de um intervalo maior no Poço BP-1. Dessa forma, a correlação dos dois poços apresenta-se difícil, pois, dadas essas informações, e a baixa representação temporal que se pode alcançar em 8 m de amostras (Poço BP-1), não se encontrou um intervalo dentro do Poço BP-2 com exata coerência com o conteúdo do Poço BP-1. Algumas amostras apresentaram similaridades, principalmente aquelas que continham associações thanetianas (2.940 – 2.955 m) e danianas (3.195 – 3.210 m). Por esse motivo, as conclusões do estudo limitam-se a correlacionar os poços seguramente dentro do Paleoceno. A Figura X apresenta uma correlação tentativa entre os poços.

A mistura de fósseis ocorrente no Poço BP-1, indicativa de intervalos discordantes pode significar processos geológicos caracteristicamente locais. Embora as bacias de Pelotas e Punta del Este sejam alvos de configurações fisiográficas similares em grande escala, localmente, cada uma comporta peculiaridades, como pode-se citar, na Bacia de Pelotas, a Plataforma de Florianópolis, o Cone do Rio Grande e o Baixo de Mostardas. Essa última feição pode estar associada ao fato de que os grupos palinológicos identificados nas amostras do Poço BP-2 representem um arcabouço estratigráfico mais

completo em termos de coluna de tempo geológico. Todavia, a diferença batimétrica representada pelo Baixo de Mostardas teria de ser muito expressiva para representar uma diferença com tamanha discrepância em relação a depósitos próximos um do outro. A hipótese de que, nesse período, alguma força tectônica foi mais expressiva para fazer com que acontecesse essa tão grande diferença batimétrica, pode ser considerada.

Comparativamente, a Bacia de Santos e a parte setentrional da Bacia de Pelotas (Plataforma de Florianópolis) apresentam um desenvolvimento tectonossedimentar semelhante, evidenciando um forte suprimento de sedimentos para a área a partir do Eoceno inferior, início da sequência regressiva prográdante (Koutsoukos, 1982). Essa configuração pode ser diferente na porção meridional da Bacia de Pelotas. Por este motivo, e suportado pela revisão bibliográfica apresentada no Capítulo 2 – Contexto Geológico, levanta-se a questão de que a Bacia de Pelotas, juntamente com as outras bacias do primeiro Estágio Rifte do Sul, ganhem uma nova classificação, separando-as geneticamente das bacias E da margem continental brasileira.

Cabe ressaltar que a ampliação da quantidade de amostras nos dois poços estudados pode trazer novos posicionamentos para os limites de extinções aqui apontados. Cabe também a ressalva de que o relatório de Cunha & Gomide (1992 *apud* Ferreira, 2004), de caráter inédito, no qual os dados bioestratigráficos de Gomide (1989) são revisitados e possivelmente reavaliados, não puderam ser acessados. Além de restritos, Fontana (1996) não usa esse trabalho para embasar o posicionamento bioestratigráfico das sequências por ele propostas, incorrendo em escassez de informação para enriquecer a base de dados acessada na realização deste trabalho.

Propõe-se ainda que a amplitude estratigráfica de *Enneadocysta? dictyostila*, representando ainda as espécies *Areosphaeridium diktyoplokum*, *Cooksonidium coniunctum* e *Enneadocysta partridgei* seja estendida, pelo menos no que tange às médias latitudes do hemisfério sul, sendo considerado como existente (e abundante) desde o Ypresiano. A amplitude de *E. partridgei*, assinalada como Bartoniano – Rupeliano, contribuiu à interpretação dos espécimes como *E? dictyostila* e ao aumento da sua distribuição, concordando ainda com Stover & Williams (1995), os quais não descartam a possibilidade de que novas espécies de *Enneadocysta* sejam descritas, e, assim, se identifique melhor as idades das linhagens paleogenas. Atenta-se para o fato de ampliar o estudo do comportamento estratigráfico das espécies identificadas nas bacias Sulamericanas, que podem configurar importantes guias para estudos cronoestratigráficos dessas bacias e adjacências. Os organismos identificados como indeterminados devem fazer parte de um estudo voltado à palinotaxonomia, ensejando verificar a sua identificação exata ou a proposição de novas espécies, uma vez que se considera a possibilidade de existência de táxons inéditos em bacias nunca dantes estudadas. Daners & Guerstein (2004) corroboram

essa assertiva, reportando que na Bacia de Punta del Este também são numerosos os tipos de cistos de dinoflagelados que ainda não têm sido assinalados ao nível específico, dentre os quais espécies novas poderiam ser propostas, e que serão motivos de estudos posteriores.

Cabe ressaltar que todos esses dados podem ser revistos e reavaliados, visto o pioneirismo desta contribuição, uma vez que há poucos estudos adjacentes. A relativa ausência de miósporos dificulta a relação entre as seções estudadas e as floras paleogenas. Percebeu-se, ainda, grande dificuldade na correlação dos estratos com os andares na escala global, tal qual Regali & Viana (1989) reportam a dificuldade existente no Cretáceo inferior de realizar esta correlação. Falta entender o comportamento dos eventos locais, que governam o registro sedimentar, tal como ocorre na Seção Rife das bacias do aulacógeno brasileiro (Recôncavo, Tucano e Jatobá), cuja compreensão tem imposto desafios aos geocientistas há décadas. Entretanto, a escassa ocorrência de miósporos no material resultou em dificuldades na comparação com as biozonas e amplitudes estratigráficas dos táxons apresentados no zoneamento de Regali *et al.* (1974a), cuja resposta bioestratigráfica é a mais completa para o Meso-Cenozoico da margem continental brasileira, tendo como base principalmente elementos continentais. Dessa forma, dentre outros motivos, salienta-se ser necessário que se aumente o número de investigações palinológicas no Mesozoico e Cenozoico da Bacia de Pelotas, a fim de prover o conhecimento do comportamento das associações palinológicas em uma bacia cuja evolução geológica é caracteristicamente diferenciada das demais da margem continental brasileira.

8 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABREU, V.S. 1998. *Geologic evolution of conjugate volcanic passive margins: Pelotas Basin (Brazil) and Offshore Namibia (Africa). Implication for global sea-level changes.* Houston, 355 p. Tese de Doutorado em Geociências, Rice University.
- ALMEIDA, F.F.M. 1967. Origem e evolução da plataforma brasileira. *Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia (DNPM)*, 24: 1-36.
- ALMEIDA, F.F.M. 1971. Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do sul do Brasil e do Paraguai. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43: 835-836.
- ALMEIDA, F.F.M.; CARNEIRO, C.D.R.; MIZUSAKI, A.M.P. 1996. Correlação do magmatismo das bacias da margem continental brasileira com o das áreas emersas adjacentes. *Revista Brasileira de Geociências*, 26 (3): 125-138;
- ANJOS, G.S. dos. 2004. *Bioestratigrafia (Foraminiferida) do Mioceno - Plioceno da Plataforma de Florianópolis, porção setentrional da Bacia de Pelotas.* Porto Alegre. 80p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ANJOS-ZERFASS, G.S. dos. 2009. *Estudos paleoambientais com base em isótopos de Carbono, Oxigênio e Estrôncio em foraminíferos de Terciário da Bacia de Pelotas.* Porto Alegre. 2 vols. 236p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ANJOS, G.S. dos; CARREÑO, A.L. 2004. Bioestratigrafia (Foraminiferida) da sondagem 1-SCS-3B, Plataforma de Florianópolis, Bacia de Pelotas, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7(2):127-138.
- ANJOS-ZERFASS, G. S. dos; CARREÑO, A. L.; COIMBRA, J. C. 2005. Bioestratigrafia (Foraminiferida) do Neogeno da Plataforma de Florianópolis, Bacia de Pelotas, Brasil. *In: III CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS*, 3, 2005, Salvador, *Anais...* CD-ROM.

- ANJOS-ZERFASS, G.S.; SOUZA, P.A.; CHEMALE Jr., F. 2008. Biocronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: Estado atual e aplicação na Geologia do Petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, 38 (2-suplemento): 1-16.
- ANTUNES R.L. 1984. Geohistória do paleocanyon da Fazenda Cedro (Bacia do Espírito Santo) Segundo dados biocronoestratigráficos. *In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro. *Anais...*, Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 670-684.
- ANTUNES, R.L.; MELO, J.H.G. 2001. Micropaleontologia e estratigrafia de seqüências. *In: H.J.P. SEVERIANO RIBEIRO. (Org.). Estratigrafia de seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo: Editora da Unisinos, p.137-218.
- ARAI, M. 1982. Relações existentes entre a cor e a potencialidade palinológica do sedimento. *Boletim IG-USP*, 13:75-80.
- ARAI, M. 2005. Histórico da palinoestratigrafia marinha no Brasil com ênfase em dinoflagelados cretáceos. *Arquivos do Museu Nacional*, 63(3):371-384.
- ARAI, M. 2007. *Sucessão das associações de dinoflagelados (Protista, Pyrrhophyta) ao longo das colunas estratigráficas do Cretáceo das bacias da margem continental brasileira: uma análise sob ponto de vista paleoceanográfico e paleobiogeográfico*. Porto Alegre, 170 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- ARAI, M.; BOTELHO NETO, J. 1996. Biostratigraphy of the marine Cretaceous of the southern and southeastern Brazilian marginal basins, based on dinoflagellates. *Samc News*, 6:15-16.
- ARAI M.; COIMBRA J.C. 1990. Análise paleoecológica do registro das primeiras ingressões marinhas na Formação Santana (Cretáceo Inferior da Chapada do Araripe). *In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE*, 1, 1990, Crato. *Atas...* Crato: Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 225–239.
- ARAI, M.; LANA, C.C.; PEDRÃO, E. 1994. Ecozona *Subtilisphaera* spp.: Registro eocretáceo de um importante episódio ecológico do Oceano Atlântico primitivo. *Acta Geologica Leoponsia*, 39(2): 521-538.
- ARAI, M.; LANA, C.C. 2004. Dinoflagelados. *In: CARVALHO, I.S. (ed.). Paleontologia*. Rio de Janeiro, Interciência. p.327-353.

- ARAI, M.; MASURE, E.; Lemos, V.B. 2006. Occurrence of a high-diversity Aptian microphytoplanktonic assemblage in Pelotas Basin (Southern Brazil): its implication for the Early Cretaceous history of the South Atlantic. *In: VII SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL*, 7., 2006. Serra Negra, *Boletim de resumos...* Rio Claro: UNESP, p.12.
- ARMSTRONG H.A.; BRASIER M.D. 2005. *Microfossils*. Malden, Oxford, Carlton, Second Edition. Blackwell Publishing 296 pp.
- ASMUS, H.E. 1983. A Bacia de Pelotas no esquema evolutivo da margem continental brasileira. *In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 1, Porto Alegre, 1983. *Anais...* Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 245-252.
- ASMUS H.E.; GUAZELLI, W. 1981. Descrição sumária das estruturas da margem continental brasileira e das áreas oceânicas e continentais adjacentes: hipóteses sobre o tectonismo causador, e implicações para os prognósticos do potencial de recursos minerais. *In: ASMUS H.E. (ed.). Estruturas e tectonismo da margem continental brasileira, e suas implicações nos processos sedimentares e na avaliação do potencial de recursos minerais*. Rio de Janeiro, PETROBRAS/CENPES/DINTEP. (Série REMAC 9), p. 187- 269.
- ASMUS, H.E.; Porto, R. 1972. Classificação das bacias sedimentares brasileiras segundo a tectônica de placas. *In: XXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 26, Belém, 1972. *Anais...*, Belém: Sociedade Brasileira de Geologia, 2:67-90.
- BAARS, M.A.; SUTOMO, A.B.; OOSTERHUIS, S.S.; ARINARDI, O.H. 1990. Zooplankton abundance in the eastern Banda Sea and northern Arafura Sea during and after the upwelling season, August 1984 - February 1985. *Netherlands Journal of Sea Research*, 25: 527-543.
- BARATA, C.F.; CAPUTO, M.V. 2007. Geologia do petróleo da Bacia do Solimões. O “Estado da Arte”. *In: IV CONGRESSO BRASILEIRO DE P&D EM PETRÓLEO E GÁS*, 4, 2007, Campinas. *Anais...* Campinas: Associação Brasileira de Petróleo & Gás.
- BARBOZA, E.G.; ROSA, M.L.C.C.; AYUP-ZOUAIN R.N. 2008. Cronoestratigrafia da Bacia de Pelotas: uma revisão das seqüências. *Gravel*, 6: 125-138.
- BATTEN, D. J. 1996. Chapter 26A. Palynofacies and paleoenvironmental interpretation. *In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D. C. (eds.). Palynology: principles and applications*. Salt Lake City, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v.3, p. 1011–1064.

- BATTEN, D.J., GRENFELL, H.R., 1996. Chapter 7D. Botryococcus. *In*: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D.C. (eds.). *Palynology: Principles and Applications*. Salt Lake City, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v.1, 205-214.
- BAUERMANN, S.G. 2003. *Análises palinológicas e mudanças paleovegetacionais nas turfeiras de Barrocadas e Águas Claras, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre. 139p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BERGQVIST, L.P.; MACIEL, L. 1994. Icnofósseis de mamíferos (crotovinas) na Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 66(2): 189-197.
- BERTELS, A.; KOTZIAN, S.C.B; Madeira-falceta, M. 1982. Micropaleontologia (foraminíferos e ostracodes) del Cuaternario de Palmares do Sul (Formación Chui), Brasil. *Ameghiniana*, 19(1/2): 125-156.
- BOLLI H.M.; SAUNDERS J.B. 1985. Oligocene to Holocene low latitude planktic foraminifera. *In*: BOLLI, H.M.; SAUNDERS, J.B.; PERCH-NIELSEN K. (eds.). *Plankton Stratigraphy*. Cambridge, Cambridge University Press, p. 155-262.
- BOLTOVSKOY, E; MADEIRA-FALCETA, M.; THIESEN, Z.V. 1982. Foraminíferos del testigo 22 (talud meridional). *Ameghiniana*, 19(1/2): 179-208.
- BOLTOVSKOY E., THIESEN Z.V., MADEIRA-FALCETTA M. 1983a. Foraminíferos de cuatro perforaciones de la planicie costera de Rio Grande do Sul (Brasil). *Pesquisas*, 15: 127-149.
- BOLTOVSKOY, E; THIESEN, Z.V.; MADEIRA-FALCETA, M. 1983b. Foraminíferos da província costeira do Rio Grande do Sul (Brasil). *In*: SIMPÓSIO SULBRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1, 1983, Porto Alegre. *Atas...*Porto Alegre: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 402.
- BOSTICK, N. H. 1971. Thermal alteration of clastic organic particles as an indicator of contact and burial metamorphism in sedimentary rocks. *Geoscience and Man*, 3: 83-92.
- BRINKHUIS, H., BUJAK, J.P., SMIT, J., VERSTEEGH, G.J.M.; VISSCHER, H., 1998. Dinoflagellate-based sea surface temperature reconstructions across the Cretaceous-Tertiary boundary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 141:67-83.

- BRINKHUIS, H.; SENEGERS, S.; SLUIJS, A.; WARNAAR, J.; WILLIAMS, G.L. 2003. Latest Cretaceous-earliest Oligocene and Quaternary dinoflagellate cysts, ODP Site 1172, East Tasman Plateau. *In*: EXON, N.F.; KENNETT, J.P.; MALONE, M.J. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results* 189:1-48.
- BRUHN, C.H.L. 1990. Reservatórios profundos no Brasil: a próxima fronteira exploratória? *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4:349-386.
- BUCHMANN F.S.C. 1994. Distribuição dos fósseis pleistocênicos na zona costeira e plataforma continental interna no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 39(1): 355-364.
- BUCHMANN F.S.C. 2002. *Bioclastos de organismos terrestres e marinhos na praia e Plataforma Interna do Rio Grande do Sul: natureza, distribuição, origem e significado geológico*. Porto Alegre, 108p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- BUCHMANN, F.S.C.; CARON, F.; LOPES, R.P.; TOMAZELLI, L.J. 2003. Traços fósseis (paleotocas e crotoquinas) da megafauna extinta no Rio Grande do Sul, Brasil. *In*: IX CONGRESSO DA ABEQUA, 9, 2003, Recife. *Anais...* Recife: Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, CD-ROM.
- BUENO, G.V. 2004. Diacronismo de eventos no rifte Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 12(2): 203-229.
- BUENO, G.V.; ZACHARIAS, A.A.; OREIRO, S.G.; CUPERTINO, J.A.; FALKENHEIN, F.U.H.; MARTINS-NETO, M.A. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências Petrobras*, 15(2):551-559.
- BUJAK, J.P.; WILLIAMS, G.L., 1979. Dinoflagellate diversity through time. *Marine Micropaleontology*, 4:1-12.
- CARREÑO A.L.; COIMBRA J.C.; CARMO D.A. 1997. Biostratigraphy of the Late Neogene and Quaternary ostracodes in the Pelotas Basin, Southern Brazil. *Gaia*, 14:33-43.
- CARREÑO, A.L., COIMBRA, J.C.; do CARMO, D.A. 1999. Late Cenozoic sea level changes evidenced by ostracodes in the Pelotas basin, southernmost Brazil. *Marine Micropaleontology*, 37:117-129.

- CARVALHO, P.F. 1932. Reconhecimento geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, 66:1-72.
- CARVALHO, M. A. 2001. *Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern Brazil*. Heidelberg 183 p. Tese de Doutorado em Geologia, Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg.
- CARVALHO, M.A.; OLIVEIRA, D.C.; MACHADO, L.G.; MENDONÇA FILHO, J.G. 2005. Sedimentação Albo-aptiana de Partículas vegetais (fitoclastos) em Rochas do Membro Taquari, Formação Riachuelo, Bacia de Sergipe. *Arquivos do Museu Nacional*, 63(3):411-424.
- CEOLIN, D. 2010. *Ostracodes do Cretáceo - Paleógeno inferior da Bacia de Pelotas*. São Leopoldo, 121 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- CEOLIN, D.; FAUTH, G.; COIMBRA, J.C. 2011. Cretaceous Lower Paleogene ostracods from the Pelotas Basin, Brazil. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*, 90:1-25.
- CHANG, Y.M. 1967. Accuracy of fossil percentage estimation. *Journal of Paleontology*, 41(2):500-502.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F. 1988. New Concepts on the Development of East Brazilian Marginal Basins. *Episodes*, 11:194-202.
- CHANG, H.K.; KOWSMANN, R.O.; FIGUEIREDO, A.M.F.; BENDER, A.A. 1992, Tectonics and Stratigraphy of the East Brazil Rift System: an Overview: *Tectonophysics*, 213:97-138.
- CLOSS D. 1966. The presence and stratigraphical importance of the *Orbulina* surface in southern Brazil. *Notas e Estudos da Escola de Geologia de Porto Alegre*, 1(2):3-8.
- CLOSS, D. 1967. Miocene planktonic foraminifera from southern Brazil. *Micropaleontology*, 13(3):337-344.
- CLOSS D. 1970. Estratigrafia da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Iheringia (Série Geologia)*, 3:3-37.
- CLOSS, D.; MADEIRA, M.L. 1968. Cenozoic foraminifera from the Chuy drill-hole, northern Uruguay. *Ameghiniana*, 5(7):229-246.

- COIMBRA, J.C.; CARREÑO, A.L.; ANJOS-ZERFASS, G.S. 2009. Biostratigraphy and paleoceanographical significance of the Neogene planktonic foraminifera from the Pelotas Basin, southernmost Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, 52:1-14.
- COMBAZ, A. 1964. Les Palynofacies. *Revue de Micropaléontologie*, 7, 205-18
- CONCEIÇÃO, J.C.J; ZALÁN, P.V.; WOLFF, S. 1988. Mecanismo, evolução e cronologia do rift Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 2(2/4):255-265.
- CORDANI, U. G. 1999. Dating of volcanic rocks by means of the $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method and its application in the case of the Paraná Continental Flood Basalts. *In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, 1, 1999, Gramado. *Resumos...* São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia, p. 113.
- CORRÊA, I.C.S; MARTINS, L.R.; KETZER, J.M.M; ELIAS, A.R.D ; MARTINS, L.R. 1996. Evolução Sedimentológica e Paleogeográfica da Plataforma Continental Sul e Sudeste do Brasil. *Notas Técnicas*, 9:51-61.
- CORRÊA, I.C.S; VILLWOCK, J.A. 1996. Continental Shelf and Coastal Plain Sediments of the Southeast and South Coast of Brazil. *In: MARTINS, L.R; CORRÊA, I.C.S (eds.)*. *Atlas Morphology and Sedimentology of the Southwest Atlantic Coastal Zone and Continental Shelf from Cabo Frio (Brazil) to Peninsula Valdés (Argentina): Exploratory text*. Porto Alegre, Evangraf/UFRGS-IG-CECO. p.41-54.
- CRAMEZ, C; TALWANI, M.; JACKSON, M. P. A. 2000. Can the South Atlantic opening model be applied to Indian margins? *In: XXVI ANNUAL CONVENTION AND SEMINAR ON EXPLORATION GEOPHYSICS*, 26, Goa, India. Goa: Association of Exploration Geophysics, p. 1-12.
- DANERS, G.; GUERSTEIN, G.R. 2004. Quistes de dinoflagelados de las sedimentitas marinas del Cretácico tardío-Eoceno en la plataforma continental uruguaya. *In: VEROLAVSKY, G.; UBILLA, M.; MARTÍNEZ, S. (eds.)*. *Cuencas Sedimentarias de Uruguay; Geología, Paleontología y Recursos Naturales: Cenozoico*. Montevideo, División Relaciones y Actividades Culturales de Facultad de Ciencias, p. 37-62.
- DE OLIVEIRA, P.E.; BEHLING, H.; LEDRU, M.P.; BARBERI, M.; BUSH, M.; SALGADO-LABORIAU, M.L.; GARCIA, M.J.; MEDEANIC, S.; BARTH, O.M.; BARROS, M.A.; SCHELL-YBERT, R. 2005. Paleovegetação e paleoclimas do Quaternário do Brasil. *In: SOUZA C.R.G.; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; DE OLIVEIRA, P.E. (eds.)*. *Quaternário do Brasil*. Ribeirão Preto: Holos, p. 52-74.

- DELANEY, P.J.V. 1965. Fisiografia e geologia de superfície da planície costeira do Rio Grande do Sul. *Publicação Especial da Escola de Geologia, (UFRGS)*, 6:1-195.
- DIAS, J.L.; SAD, A.R.E.; FONTANA, R.L.; FEIJÓ, F.J. 1994. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências Petrobras*, 8:235-245.
- DINO, R. 1992. *Palinologia, Bioestratigrafia e Paleoecologia da Formação Alagamar - Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. São Paulo, 300 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade de São Paulo.
- EIRAS, J.F.; WANDERLEY FILHO, J.R. 2006. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia de Solimões. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 85:1-6.
- EVITT, W.R. 1985. *Sporopollenin Dinoflagellate cysts: Their Morphology and Interpretation*. Dallas, American Association of Stratigraphic Palynologists, 333 p.
- FEIJÓ, F.J. 1996. O início da livre circulação das águas do Oceano Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 10(1/4):157-164.
- FENSOME R.A.; MACRAE R.A.; MOLDOWAN J.M.; TAYLOR F.J.R.; WILLIAMS G.L. 1996. The early Mesozoic radiation of the dinoflagellates. *Paleobiology* 22:329-338.
- FENSOME, R.A.; MACRAE, R.A.; WILLIAMS, G.L. 2008. DINOFLAJ2, Version 1. American Association of Stratigraphic Palynologists, Data Series no. 1. http://dinoflaj.smu.ca/wiki/Main_Page (acessado em 22.06.2012, às 13:44h)
- FENSOME, R.A., TAYLOR, F.R.J., NORRIS, G., SARJEANT, W.A.S., WHARTON, D.I., WILLIAMS, G.L. 1993. A Classification of fossil and living dinoflagellates. *Micropaleontology*, 7(Spec. Publ.):1-351.
- FENSOME, R.A.; WILLIAMS, G.L. 2004. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates, 2004 edition. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, Contribution Series*, 42:1-909.
- FERNANDES J.M.G. 1975. *O gênero Uvigerina (Foraminiferida) do Cenozóico superior na Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, 121 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FERREIRA, E.P. 2004. *Palinoestratigrafia e caracterização de paleoambientes da seção paleocênica-eocênica da Bacia de Sergipe*. Rio de Janeiro. 253p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- FIGUEIREDO, F.J. de, GALLO, V.; DELARMEINA, A.F.P. 2012. A new protacanthopterygian fish from the Upper Cretaceous (Turonian) of the Pelotas Basin, southern Brazil. *Cretaceous Research*, 34:116-123.
- FISCHER, T.V. 2008. *Posicionamento bioestratigráfico e paleoambientes de seção selecionada do paleógeno inferior da bacia de Pelotas (RS), com base em palinologia*. Porto Alegre, 90p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- FISCHER, T. V.; PREMAOR, E.; ARAI, M.; SOUZA, P. A. 2007. Palinologia da Bacia de Pelotas: dados preliminares sobre a seção paleocênica. *In: XX CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 20, 2007, Búzios. *Anais...* Búzios: Sociedade Brasileira de Paleontologia. p. 232.
- FISCHER, T.V.; ARAI, M.; SOUZA, P.A. 2008a. Bioestratigrafia com base em dinocistos (Divisão Dinoflagellata, Classe Dinophyceae) do Paleógeno do Poço 2-RSS-1 (Bacia de Pelotas, RS). *In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOBOTÂNICA E PALINOLOGIA*, 12, 2008, Florianópolis. *Boletim de Resumos...* Florianópolis: ALPP, 1:74.
- FISCHER, T.V.; ARAI, M.; SOUZA, P.A. 2008b. Palinologia da Bacia de Pelotas: distribuição quantitativa da matéria orgânica particulada e paleoambientes da transição entre o Cretáceo e o Terciário do Poço 2-RSS-1. *In: 44º CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 2008, Curitiba. *Anais...*, Curitiba: Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM
- FISCHER, T.V.; ARAI, M.; HELENES, J.E. 2009. Palinologia da Bacia de Pelotas: estudo bioestratigráfico paleoambiental de uma seção Paleogênica do poço 2-RSS-1. *In: XIV SIMPOSIO ARGENTINO DE PALEOBOTÁNICA Y PALINOLOGÍA*, 14, 2009, Mar del Plata. *Resúmenes...* Mar del Plata, SAPP, p.14.
- FONTANA, R.L. 1990. Desenvolvimento termomecânico da Bacia de Pelotas e parte Sul da Plataforma de Florianópolis. *In: RAJA GABAGLIA, G.P.; MILANI, E.J. (eds.). Origem e evolução de bacias sedimentares*. Petrobras, p. 377-400.
- FONTANA, R.L. 1996. *Geotectônica e Sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*. Porto Alegre, 2 vols., 214p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FIGUEIREDO, M.C.H.; SOLIANI JUNIOR, E.; FACCINI, U.F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. *In: XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 34, 1986, Goiânia. *Anais...*, São Paulo: Sociedade Brasileira de Geologia. 3:1322-1343.
- GHIGNONE, J.I. 1960. Reconhecimento Gravi-magnético na Bacia de Pelotas. *Boletim Técnico da Petrobrás*. 3(2):73-79.
- GAMBOA, A.L.A.P.; RABINOWITZ, P.D. 1981. The Rio Grande Fracture Zone in the western South Atlantic and its tectonic implications. *Earth and Planetary Science Letters*, 52:410-418.
- GAMERRO, J.C.; ARCHANGELSKY, S. 1981. Palinozonas Neocretácicas y Terciarias de la plataforma continental Argentina en la Cuenca del Colorado. *Revista Española de Micropaleontología* 13:119-140.
- GOMIDE, J. 1989. Bacia de Pelotas. Biocronoestratigrafia baseada em nanofósseis calcários. *In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 11, 1989, Curitiba, *Anais...* Curitiba: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1:339-351.
- GONÇALVES, A.; OLIVEIRA, M. A. M.; MOTTA, S. O. 1979. Geologia da Bacia de Pelotas e da Plataforma de Florianópolis. *Boletim Técnico da Petrobrás*, 22(3):157-174.
- GONÇALVES, H.M.S.; DEHNHARDT, B.A. 1999. Interpretação do testemunho T-101, (32°05'S; 47°35'W) com base em nanofósseis calcários Cone do Rio Grande, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(4):527-532.
- GRADSTEIN, F. M., AGTERBERG, F. P., OGG, J. G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, T.; HUANG, Z., 1994: A Mesozoic Time Scale. *Journal of Geophysical Research*, 99(B12):24051-24074.
- GRADSTEIN, F.M.; OGG, J.G.; SMITH, A.G.; AGTERBERG, F.P.; BLEEKER, W.; COOPER, R.A.; DAVYDOV, V.; GIBBARD, P.; HINNOV, L.; HOUSE, M.R.; LOURENS, L.; LUTERBACHER, H-P.; MCARTHUR, J.; MELCHIN, M.J.; ROBB, L.J.; SHERGOLD, J.; VILLENEUVE, M.; WARDLAW, B.R.; ALI, J. ;BRINKHUIS, H.; HILGEN, F.J.; HOOKER, J.; HOWARTH, R.J.; KNOLL, A.H.; LASKAR, J.; MONECHI, S.; POWELL, J.; PLUMB, K.A.; RAFFI, I.; RÖHL, U.; SANFILIPPO, A.; SCHMITZ, B.; SHACKLETON, N.J; SHIELDS, G.A.; STRAUSS, H.; VAN DAM, J.; VEIZER, J.; VAN KOLFSCHOTEN, T.H.; WILSON. D.2004: *A Geologic Time Scale 2004*. Cambridge, Cambridge University Press, 500 p.

- GUERSTEIN, G.R.; JUNCIEL, G.L. 2001. Quistes de dinoflagelados del Cenozoico de la Cuenca del Colorado, Argentina. *Ameghiniana* 38:299-316.
- GUERSTEIN, G.R.; JUNCIEL, G.L.; GULER, M.V.; DANERS, G. 2005. *Diconodinium lurensense* sp. nov., a late Maastrichtian to Danian dinoflagellate cyst from southwest Atlantic basins. *Ameghiniana*. 42(2): 329-338.
- GUY-OHLSON, D. 1996. Chapter 7B: Prasinophycean algae. In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D.C. (eds.). *Palynology: Principles and Applications*. Salt Lake City, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v.1, p. 181-189.
- HABIB, D.; DRUGG, W.S. 1987. Palynology of Sites 603 and 605, Leg 93, Deep Sea Drilling Project. In: van HINTE, J.E., WISE, S.W, et. al., *Initial Reports. DSDP*, 93:751-775.
- HAUG, G.H.; TIEDEMANN, R.; KEIGWIN, L.D. 2004. How the Isthmus of Panama put ice in the Arctic drifting continents open and close gateways between oceans and shift Earth's climate. *Oceanus*. (<http://www.whoi.edu/oceanus/viewArticle.do?id=2508;archives=true>, acessado em 26/04/2012, às 17:17h)
- HAQ, B.U.; HARDENBOL, J.; VAIL, P.R. 1987. Chronology of Fluctuating Sea Level since the Triassic. *Science*, 235:1156-1166.
- HARDENBOL, J., THIERRY, J., FARLEY, M.B., JACQUIN, T., DE GRACIANSKY, P.-C.; VAIL, P.R., 1998. Cretaceous sequence chronostratigraphy. In: de GRACIANSKY, P.-C. HARDENBOL, J. JACQUIN, T.; VAIL, P.R., (eds.). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphic Framework of European Basins. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication*, 60:3-13.
- HEISECKE, A.M. 1970. Microplankton de la Formación Roca de la Provincia de Neuquén. *Ameghiniana*, 7:225-262.
- HOEK, R., ESHET, YAND ALMOGI-LABIN, A. 1996. Dinoflagellate cyst zonation of Campanian-Maastrichtian sequences in Israel. *Micropaleontology*, 42(2):125-150.
- HYDE, H.A.; WILLIAMS, D.W. 1944. Right word. *Pollen Analysis Circular*. 8:6.
- IAKOVLEVA, A.I.; CAVAGNETTO, C.; ROUSSEAU, D.D. 2000. Paleocene–Eocene dinoflagellate stratigraphy of the bore-hole No. 4 (central Western Siberia). *Palynology*, 24:87–200.

- JARAMILLO C.A.G.B.; HARRINGTON, G.; PARDO-TRUJILLO, A.; MORA, G.; TORRES, M.R.V. 2007. Palynology of the Upper Paleocene Cerrejón Formation, Northern Colombia. *Palynology*, 31:153-189.
- KEMP, E.M. 1978. Tertiary climatic evolution and vegetation history in the southeast Indian Ocean region. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 24(1):69-208.
- KLEMM, H.D. 1980. Petroleum Basins - Classification and Characteristics. *Journal of Petroleum Geology*, 3:87-207.
- KLEY, A.S. 2007. *Reconstituição paleoambiental e paleogeográfica do cenozoico na Bacia de Pelotas: Estudo de Poço 2-TG-96-RS (Capão da Canoa, RS, Brasil)*. Porto Alegre, 27 p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- KOKINOS, J.P.; ANDERSON, D.M. 1995. Morphological development of resting cysts in cultures of *Lingulodinium polyedra* (= *L. macherophorum*). *Palynology*, 19:43-166.
- KÖTHE, A. 1990. Paleogene dinoflagellates from Northwest Germany: biostratigraphy and paleoenvironments. *Geologische Jahrbuch Reihe A*, 118:1-111.
- KOTZIAN S.B.; EILERT V.P. 1985. Ostracodes mio-pleistocênicos da perfuração Chuy n. 364, Bacia de Pelotas, Uruguai. *Acta Geológica Leopoldensia*, 20:81-94.
- KOUTSOUKOS, E. A. M. 1982. Geohistória e paleoecologia das bacias marginais de Florianópolis e Santos. *In: XXXII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 32, 1982, Salvador. *Anais...*, Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 5:2369-2382.
- LANA, C.C.; BOTELHO-NETO, J. 1989. Evidências de provincialismo entre os dinoflagelados peridinioides do Cretáceo Superior – Paleoceno das bacias de Santos e Potiguar, Brasil. *In: XI CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 11, 1989, Curitiba, *Anais...* Curitiba: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1:353-371.
- LENTIN, J.K.; WILLIAMS, G.L. 1980. Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian peridiniaceans. *Contribution Series (American Association of Stratigraphic Palynologists)*, 7:1-47.
- LIGHT, M. R., M. MASLANYJ; N. L. BANKS. 1992. New geophysical evidence for extensional tectonics on the divergent margin offshore Namibia, in *Magmatism and the*

Causes of Continental Break-Up, *In*: Storey, B.C.; Alabaster, T.; Pankhurst, R.J. *Geol. Soc. Spec. Publ.*, 68:257-270.

LOBO, J.T. 2007. *Petrogênese das rochas basálticas do eocretáceo das Bacias de Campos e Pelotas e implicações na geodinâmica do rifteamento do Gondwana Ocidental*. Rio de Janeiro. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade do Estado do Rio de Janeiro.

LOPES, R.P.; BUCHMANN, F.S.C.; CARON, F.; ITUSARRY, M.E. 2001. Tafonomia dos fósseis de vertebrados (megafauna extinta) encontrados ao longo das barrancas do arroio Chuí e linha de costa, RS, Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 28(2):67-73.

LORSCHBITTER, M.L.; DILLENBURG, S.R. 1998. Holocene Paleoenvironments of the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil, Reconstructed From Palynology of Tramandaí Lagoon Sediments. *Quaternary Of South America And Antarctic Peninsula*, 11(1):75-99.

MADEIRA-FALCETTA M.; THIESEN Z.V. 1988. Foraminíferos da perfuração 2-GAst-1A-RS, Bacia de Pelotas. *Pesquisas em Geociências*, 21:49-59.

MADEIRA-FALCETA, M.; THIESEN, Z.V.; BERTELS, A.; KOTZIAN, S.C.B. 1980a. Foraminíferos radiolarios de testemunhos da plataforma continental e talude do Rio Grande do Sul, Brasil. *In*: XXXI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, 1980, Camboriú. *Anais...Balneário Camboriú*, Sociedade Brasileira de Geologia, v.5, p.3090-3100.

MADEIRA-FALCETA, M.; THIESEN, Z.V.; KOTZIAN, S.C.B.; GODOLPHIM, M. 1980b. Interpretação de dois testemunhos de sondagem (PSD-3 e ALB) na planície costeira do Rio Grande do Sul - Brasil. *Pesquisas em Geociências*, 13:91-107.

MALUMIAN, N. 1999. La sedimentacion y el volcanismo terciarios en la Patagonia extraandina. 1. La sedimentacion en la Patagonia extraandina. *In*: Caminos, R. (ed.). *Geologia Argentina. Anales del Instituto de Geologia y Recursos Minerales*, 29(18):557-578.

MALUMIÁN, N.; CARAMÉS, A.; NAÑEZ, C. 1985. El cambio de los foraminíferos bentônicos em el pasaje Cretácico-Paleógeno, Cuencas Neuquina y del Colorado, Argentina. *In*: VI CONGRESO ARGENTINO DE BIOESTRATIGRAFÍA Y PALEONTOLOGÍA, 4, 1985, Mendoza. *Actas...* Mendoza: Asociación Paleontológica Argentina, 173-178.

- MARQUES-TOIGO, M.; MEDEANIC, S.; MOSBRUGGER, V.; ASHRAF, A.R. 2002. Palaeoenvironmental changes in the Maquiné River valley, RS, Brazil, during the Holocene according to palynological data. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 3:36-47.
- MARTIN, F., 1994. Acritarchs: a review. *Biol. Rev. Cambridge Phil. Soc.*, 68:475-536.
- MARTÍNEZ, S.; VEROSLAVSKY, G. 2004. Registros continentales no deposicionales del Terciario Temprano. In: VEROSLAVSKY, G.; UBILLA, M.; MARTÍNEZ, S (eds.). *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: geología, paleontología y recursos naturales: Cenoicoico*. Montevideo, Dirac - Facultad de Ciencias, p. 11-36.
- MARTINS E.A. 1952. Fósseis da sondagem de 1862 em Pelotas, Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Museu Nacional*, 17:1-8.
- MARTINS, L.R.; NUNES, S. 2006. Aplicações de Imagens de Satélites Altimétricos na Identificação de Feições do Fundo Marinho. *Gravel*, 4:119-124.
- MEDEANIC, S. 2006a. The palynomorphs from surface sediments of intertidal marshes in the estuarine part of the Patos Lagoon. *Iheringia*, 61(1/2):49-62.
- MEDEANIC, S. 2006b. Freshwater algal palynomorph records from the Holocene deposits in the Coastal Plain of Rio Grande do Sul. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 141(1/2):83-101.
- MEDEANIC, S.; COSTA CÉSAR, S.B.; CORRÊA, I.C.S. 2006. Os palinomorfos nas reconstruções paleoambientais: *Azolla filiculoides* Lam. nos sedimentos holocênicos da Planície Costeira do Rio Grande do Sul. *Gravel*, 4:49-61.
- MEDEANIC, S.; CORRÊA, I.C.S.; WESCHENFELDER, J. 2007. Palinomorfos nos sedimentos de fundo na Laguna dos Patos, RS: Aplicação nas reconstruções paleoambientais. *Gravel*, 5:89-102.
- MEYER, K.E.B. 2004. *Mudanças ambientais nas lagoas dos Quadros e Itapeva, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, com base em análises de palinofácies e dados palinológicos*. Porto Alegre, 59 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- MEYER, K.E.B.; MENDONÇA-FILHO, J.G.; ASHRAF, A.R.; SOUZA, P.A.; REICHART, K. 2005. Análise de palinofácies em sedimentos holocênicos da Lagoa dos Quadros, Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 8(1):57-72.

- MEYER, K.E.B.; SOUZA, P.A.; CWIK, M.R.; MENEZES, T.R.; BUCHMAN, F.S. 2006. Palinofácies e processos deposicionais em sedimentos de fundo da Lagoa dos Quadros, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 36(4):569-576.
- MENENDEZ, C.A. 1965. Microplancton fósil de sedimentos Terciários y Cretácicos del Norte de Tierra del Fuego (Argentina). *Ameghiniana*, 4(1):7-15.
- MILANI, E.J.; BRANDÃO, J.A.S.L.; ZALÁN, P.V.; GAMBOA, L.A.P. 2000. Petróleo na margem continental brasileira: geologia, exploração, resultados e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, 18:3.
- MIZUSAKI, A.M.P., THOMAZ-FILHO, A., MILANI, E.J., CÉSERO, P. de. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15:183-198
- MOREIRA, ET AL 2007. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências Petrobras*, 15(2):531-549.
- NEAL, J.E.; HARDENBOL, J. 1998. Introduction to the Paleogene *In*: de GRACIANSKY, P.C.; HARDENBOL J.; JACQUIN T.; VAIL, P.R. (eds). *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication 60:87-90.*
- NEVES, P.C.P. das. 1991. *Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, Planície Costeira Norte, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre. 232p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- NEVES, P.C.P. das; LORSCHBITTER, M.L. 1995. Upper Quaternary palaeoenvironments in the Northern Coastal Plain of Rio Grande do Sul, Brazil. *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*, 9: 39-67.
- NOGUTI I.; SANTOS J.F. 1972. Zoneamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na plataforma continental do Brasil. *Boletim Técnico da Petrobras*, 15(3):265-283.
- OGG, J.G., G. OGG, F.M. GRADSTEIN, 2008. *The Concise Geologic Time scale*. Cambridge, Cambridge University Press, 150 p.

- OREIRO, S.G. 2008. Considerações sobre os seaward dipping reflectors da bacia de pelotas. *In: IV SIMPÓSIO DE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS*, 4, 2008, Foz do Iguaçu. *Anais...* Foz do Iguaçu: Sociedade Brasileira de Geologia, CD-ROM.
- ORNELLAS, L.P. 1981. *Os ostracodes e seu significado na interpretação dos eventos cenozóicos na Bacia de Pelotas, RS: Transgressões, Regressões, Paleoecologia e Bioestratigrafia*. Porto Alegre, 217 p. Tese de Doutorado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PAPÚ, O.H.; PRÁMPARO, M.B.; NÁÑEZ, C.; CONCHEYRO, A. 1999. Palinología y micropaleontología de la Formación Jagüel (Maastrichtiano-Daniano), Perfil Opasso, Cuenca Neuquina, Argentina. *In: SIMPOSIO PALEÓGENO DE AMÉRICA DEL SUR*, Buenos Aires, 1996, *Anales...* Buenos Aires, Subsecretaría de Minería de la Nación, Servicio Geológico Minero Argentino, 33:17-31.
- PINTO, I.D.; KOTIZIAN, S.C.B. 1961. Novos Ostracodes da Família Darwinulidae e a variação das impressões musculares. *Boletim do Instituto de Ciências Naturais*, 11:5-64.
- PONTE, F.C.; ASMUS, H.E. 1978. Geological Framework of the Brazilian Continental Margin. *Geologische Rundschau*, 67:201-235.
- POWELL, A.J. 1992. *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. London, Chapman & Hall, 290 p.
- PRÁMPARO, M.B.; BALLENT, S.C.; GALLEGOS, O.F.; MILANA, J.P. 2005. Paleontología de la Formación Lagarcito (Cretácico inferior) en la provincia de San Juan, Argentina. *Ameghiniana*, 42(1):93-114.
- PRÁMPARO, M.B.; QUATTROCCHIO, M.; GANDOLFO, M.A.; ZAMALOA, M.C.; ROMERO, E. 2007. Historia evolutiva de las angiospermas (Cretácico-Paleógeno) en Argentina a través de los registros paleoflorísticos. *Publicación Especial (Asociación Paleontológica Argentina)*, 11:157-172.
- PREMAOR, E.; FISCHER, T. V.; ARAI, M.; SOUZA, P. A. 2007. Palinologia da Bacia de Pelotas: dados preliminares da seção cretácea. *In: XX CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 20, 2007, Búzios. *Anais...* Búzios, Sociedade Brasileira de Paleontologia. p. 231.

- PREMAOR, E.; ARAI, M.; SOUZA, P.A. 2008. Considerações Paleoambientais sobre as Associações de Cistos de Dinoflagelados do Neocretáceo do Poço 2-RSS-1, Bacia de Pelotas, RS, Brasil. *In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOBOTÂNICA E PALINOLOGIA*, 12, 2008, Florianópolis. *Boletim...*, Florianópolis: ALPP. p. 167.
- PREMAOR, E. 2008. *Palinologia da Bacia de Pelotas (RS): bioestratigrafia e paleoambientes da seção campaniana no poço 2-RSS-1*. Porto Alegre, 123p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PREMAOR, E.; SOUZA, P.A.; ARAI, M.; HELENES, J. 2010. Palinomorfos do Campaniano (Cretáceo Superior) da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul: implicações bioestratigráficas e paleoambientais. *Pesquisas em Geociências*, 37(1):63-79.
- PRÖSSL, K.F., 1992: Eine Dinoflagellatenpopulation aus dem Eozän von Garoe (Somalia, Ost-Afrika). *Giessener Geologische Schriften*, 48:101-123.
- QUADROS, L.P.; MELO, J.H.G. 1987. Método prático de preparação palinológica em sedimentos pré-mesozóicos. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 1(2):205-214.
- QUATTROCCHIO, M.E.; RUIZ, L.C. 1999. Paleoambiente de la Formación Pedro Luro (Maastrichtiano?-Paleoceno), em base a palinomorfos, cuenca del Colorado, Argetnina. *Ameghiniana*. 36(1):37-47.
- QUATTROCCHIO, M.E.; SARJEANT, W.A.S. 1996. Early Palaeocene (Danian) dinoflagellates from the Colorado Basin, Argentina. *Revista Española de Micropaleontología*, 28:111-138.
- QUATTROCCHIO, M.E.; SARJEANT, W.A.S. 2003. Dinoflagellates from the Chorrillo Chico Formation (Paleocene) of southern Chile. *Ameghiniana* 40(2):129-153.
- RADAMBRASIL/IBGE. 1986. *Levantamento de recursos naturais. Folha SH. 22 Porto Alegre e parte das folhas SH. 21 Uruguaiana e SI. 22 Lagoa Mirim*. Rio de Janeiro, IBGE. v.33, 795p.
- RAMÍREZ, R.A. 2004. *Middle to Late Eocene dinoflagellate cysts and fungal spores from the east coast of the Maracaibo Lake, Venezuela (biostratigraphy, palaeoecology and taxonomy)*. Tübingen, 145 p. Tese de Doutorado, Geowissenschaften Fakultät der Eberhard-Karls-Universität.

- REGALI, M. da S.P. 1990. Biocronoestratigrafia e paleoambiente do Eocretáceo das bacias do Araripe (CE) e Rio do Peixe (PB), NE – Brasil. *In: SIMPÓSIO SOBRE A BACIA DO ARARIPE E BACIAS INTERIORES DO NORDESTE*, 1, 1990, Crato. *Atas...* Crato: Sociedade Brasileira de Paleontologia, p. 163-172.
- REGALI, M. da S.P. 1994. O limite K/T no Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 13, 1993, São Leopoldo,. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo: Sociedade Brasileira de Paleontologia, 39(2):473-484.
- REGALI, M. da S.P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A. da S. 1974a. Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil (I). *Boletim Técnico da Petrobras* 17(3):177-191.
- REGALI, M. da S.P.; UESUGUI, N.; SANTOS, A. da S. 1974b. Palinologia dos sedimentos meso-cenozóicos do Brasil (II). *Boletim Técnico da Petrobras* 17(4):263-301.
- REGALI, M. da S.P.; VIANA C.F. 1989. *Sedimentos do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil: idade e correlação com a escala internacional*. Rio de Janeiro, Ed. Gávea, 95p.
- REYMENT, R.A.; BENGTON, P.; TAIT, E. A. 1976. Cretaceous transgressions in Nigeria and Sergipe-Alagoas (Brazil). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 48(Supl.):253-264.
- ROMERO, E.J. 1986. Paleogene phytogeography and climatology of South America. *Annals of Missouri Botanical Garden*, 73:449-461.
- SALGADO-LABORIAU, M.L. 2007. *Critérios e técnicas para o Quaternário*. São Paulo, Edgar Blücher 387 p.
- SANGUINETTI, Y.T. 1974. *Tafofáunula de ostracodes e bioestratigrafia do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 184 p. Tese Livre Docência em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SANGUINETTI, Y.T. 1980. Bioestratigrafia (ostracodes) do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Pesquisas em Geociências*, 13: 7-35.
- SCHMIDT, S. 2004. *The Petroleum Potential of the Passive Continental Margin of South-Western Africa – A Basin Modelling Study*. Aachen, 182 p. . Tese de Doutorado, Fakultät für Georessourcen und Materialtechnik der Rheinisch-Westfälischen Technischen Hochschule Aachen.

- SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS. D.A. 1984. A evolução da Plataforma Sul-Americana no Brasil e suas concentrações minerais. *In: SCHOBENHAUS, C.; CAMPOS. D. A.; DERZE. G.R.; ASMUS, H.E. (eds.), Geologia do Brasil – Texto aplicativo do mapa geológico do Brasil e de área oceânica adjacente, incluindo depósitos minerais – Escala 1:25.000. Brasil. Ministério das Minas e Energia. Departamento Nacional da Produção Mineral. p. 9-53.*
- SENGÖR, A.M.C.; BURKE. K. 1978. Relative timing of rifting and volcanism on Earth and its tectonic implications. *Geophysical Research Letters*, 5:419-421.
- SHIMABUKURO, S.; RICHTER, A.J.; GOMIDE, J. 1985. Nanofósseis calcários: bioestratigrafia do Mioceno ao Pleistoceno na plataforma continental brasileira. *In: DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. Coletânea de Trabalhos Paleontológicos*, 27(2):491-501.
- SILVA, W. G. 2008. *Bioestratigrafia e variações relativas do nível do mar na Planície Costeira do Rio Grande do Sul: estudo da seção neogênica/Quaternária do poço 2-CA-1- RS com base em registro palinológico*. Porto Alegre, 85 p. Monografia de Conclusão de Curso em Geografia, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- SILVA, W.G.; SOUZA. P.A.; ARAI, M. 2008. Palinologia do Intervalo Neogênico do poço 2-CA-1-RS (Curral Alto, RS) Bacia de Pelotas. *In: XII SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOBOTÂNICA E PALINOLOGIA*, 12, 2008, Florianópolis. *Boletim...Florianópolis*, ALPP. p.202.
- SILVA, W.G.; SOUZA, P.A.; HELENES, J.; ARAI, M. 2011. Palinomorfos Neogenos do Poço 2-CA-1-RS, Bacia de Pelotas, Brasil: Significado Bioestratigráfico e Paleoecológico. *Geologia USP, Série Científica*, 11(1):149-169.
- SILVEIRA, D.P., MACHADO, M.A.P. 2004. Bacias Sedimentares Brasileiras: Bacia de Pelotas. *Fundação Paleontológica Phoenix*, 63:1-6.
- SIMÕES, M.G., SILVA, S.A.M., RODRIGUES, S.C.; COIMBRA, J.C. 2008. Braquiópodes (Rhynchonelliformea, Bouchardioidea) neógenos da Bacia de Pelotas (RS) e seu significado paleoambiental. *Revista Brasileira de Geociências*, 38(4):676-685.
- SLUIJS, A., BRINKHUIS, H., STICKLEY, C.E., WARNAAR, J., WILLIAMS, G.L.; FULLER, M., 2003. Dinoflagellate cysts from the Eocene–Oligocene transition in the Southern Ocean: results from ODP Leg 189. *In EXON, N.F., KENNETT, J.P.; MALONE, M.J. (eds.). Proceedings of the Ocean Drilling Project, Scientific Results*, 189:1-42.

- SLUIJS, A.; PROSS, J.; BRINKHUIS, H. 2005. From greenhouse to icehouse; organic-walled dinoflagellate cysts as paleoenvironmental indicators in the Paleogene. *Earth Science Review*, 68:281-315.
- STANCLIFFE, R.P.W. 1989. Microforaminiferal linings; their classification, biostratigraphy and paleoecology, with special reference to specimens from British Oxfordian sediments. *Micropaleontology*, 35(4): 337-352.
- STEWART, K.; TURNER, S.; KELLEY, S.; HAWKESWORTH, C.; KIRSTEIN, L.; MANTOVANI, M. 1996. 3-D, ³⁹Ar/⁴⁰Ar geochronology in the Paraná continental flood basalt province. *Earth and Planetary Science Letters*, 143:95-109.
- STOVER, L.E.; BRINKHUIS, H.; DAMASSA, S.P.; DE VERTEUIL, L.; HELBY, R.J.; MONTEIL, E.; PARTRIDGE, A.D.; POWELL, A.J.; RIDING, J.B.; SMELROR, M.; WILLIAMS, G.L. 1996. Chapter 19: Mesozoic-Tertiary Dinoflagellates, Acritarchs and Prasinophytes. In: JANSONIUS, J; MCGREGOR, D.C. (eds.). *Palynology: Principles and Applications*, Salt Lake City, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 2, p. 641-750.
- STOVER, L.E.; WILLIAMS, G. 1995. A revision of the Paleogene dinoflagellate genera *Areosphaeridium* Eaton 1971 and *Enneadocysta* Stover & Evitt 1978. *Micropaleontology*, 41:97-141.
- STROTHER, P.K.; AL-HAJRI, S.; TRAVERSE, A. 1996. New evidence for land plants from the lower Middle Ordovician of Saudi Arabia. *Geology*, 24:55-58.
- SUGUIO, K.; SALLUN, A.E.M.; SOARES, E.A.A. 2005. Período Quaternário: "Quo Vadis"? *Revista Brasileira de Geociências*, 35(3):427-432.
- THIESEN, Z.V. 1977. Bolivinitidae e Caucasinidae (Foraminiferida) do Cenozóico superior da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 2(3):8-32.
- THIESEN, Z.V.; MADEIRA-FALCETA, M. 1984. Foraminíferos e evolução paleoecológica da porção norte da província costeira do Rio Grande do Sul. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984, Rio de Janeiro. *Anais...Rio de Janeiro: Sociedade Brasileira de Geologia*, 1:316-321.
- TOMAZELLI, L. J.; VILWOCK, J. A.; LOSS, E.L ; DEHNHARDT, E. A. 1982. Caracterização de um depósito praiial na província costeira do Rio grande do Sul In: XXXII

- CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, 1982, Salvador. *Anais...* Salvador: Sociedade Brasileira de Geologia, 4:1514-1523.
- TRAVERSE, A. 1988. *Palynology*. Boston, Unwin Hyman. 600 p.
- TROELSEN J.C.; QUADROS L.P. 1971. Distribuição bioestratigráfica dos nanofósseis marinhos (Aptiano/Mioceno) do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43:577-609.
- TURCOTTE, D.L., HAXBY, W.F., OCKENDOW, J.R. 1977. Lithospheric instabilities *In*: TALWANI, M.; PITMAN III, W.C. (eds.). *Island arcs, deep sea trenches and back-arc basins*. Washington, Am. Geophysics Union, p. 63-69.
- TYSON R.V. 1993. Palynofacies analysis. *In*: JENKINS D.G (ed.). *Applied Micropaleontology*. Kluwer, Dordrecht, p. 153-191.
- TYSON, R.V. 1995. *Sedimentary Organic Matter. Organic Facies and Palynofacies*. London, Chapman & Hall, 615p.
- UCHA, N.; DE SANTA ANA, H.; VEROSLAVSKY, G. 2003. La cuenca Punta del Este: geología y potencial hidrocarburífero. *In*: VEROSLAVSKY, G.; UBILLA, M.; MARTÍNEZ, S. (eds.), *Cuencas Sedimentarias de Uruguay: Geología, Paleontología y Recursos Naturales: Mesozoico*. Montevideo, División Relaciones y Actividades Culturales de Facultad de Ciencias, pp. 171-190.
- VAIL, P.R.; MITCHUM JR., R.M.; THOMPSON, S. 1977. Seismic Stratigraphy and Global Changes of Sea Level, Part 4: Global Cycles of Relative Changes of Sea Level. *In*: Payton, C.E. (ed.). *Seismic Stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration, AAPG memoir 26*, p. 83-133.
- VAN WAVEREN, I .M., 1992. Morphology of probable planktonic crustacean eggs from the Holocene of the Banda Sea (Indonesia). *In*: M.J. HEAD; J .H. WRENN (eds). *Neogene and Quaternary dinoflagellate cysts*. Salt Lake City, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 89-120.
- VILLWOCK, J.A. 1972. *Contribuição a Geologia do Holoceno da Provincia Costeira do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 133 p. Dissertação de Mestrado em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- VILLWOCK, J. A. 1984. Geology of the coastal province of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. A synthesis. *Pesquisas*, 16:5-49.
- VILLWOCK J.A.; TOMAZELLI L.J. 1995. Geologia costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas, CECO-UFRGS*, 8:1-45.
- WADE, J.A.; MACLEAN, B.C.; WILLIAMS, G.L. 1995. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy, eastern Scotian Shelf: new interpretations. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 32:1462-1473.
- WELTE, D.H. 1972. Petroleum Exploration and Organic geochemistry. *Journal of Geochemistry Exploration*, 1:117-136.
- WETZEL, O., 1961. New microfossils from Baltic Cretaceous flintstones. *Micropaleontology*, 7(3):337-350.
- WILLIAMS, G.L.; BUJAK, J.P. 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. In: BOLLI, H.M; SAUNDERS, J.B.; PERCH-NIELSEN, K. (eds.). *Plankton Stratigraphy*, Cambridge, Cambridge University Press, p. 847-1032.
- WILLIAMS, G.L., STOVER, L.E.; KIDSON, E.J., 1993. Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellate taxa in the Northern Hemisphere. *Geological Survey of Canada, Paper 92(10):137 p.*
- WILLIAMS, G.L., BRINKHUIS, H., PEARCE, M.A., FENSOME, R.A.; WEEGINK, J.W. 2004. Southern Ocean and global dinoflagellate cyst events compared: index events for the Late Cretaceous-Neogene. In: EXON, N.F.; KENNETT, J.P.; MALONE, M.J. (eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 189:1-98.
- WOLFE, J.A. 1975. Some aspects of plant geography of the southern hemisphere during the late Cretaceous and Tertiary. *Annals of Missouri Botanical Garden*, 62:264-279.
- WOLFE, J.A. 1978. A paleobotanical interpretation of Tertiary climates in the Northern Hemisphere. *American Science*, 66:694-703.
- WOOD, G.D.; GABRIEL, A.M.; LAWSON, J.C. 1996. Chapter 3: Palynological techniques – processing and microscopy. In: JANSONIUS, J.; MCGREGOR, D.C. (eds.), *Palynology: principles and applications*. Salt Lake City, American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 29-50.

ZEGARRA, M.R.; HELENES, J.E. 2011. Changes in Miocene through Pleistocene dinoflagellates from the eastern equatorial Pacific (ODP Site 1039), in relation to primary productivity. *Marine Micropaleontology*, 81(3-4):107-121.