

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

**PALINOLOGIA DA SEÇÃO ALBIANA-CAMPANIANA DA BACIA
DE PELOTAS (RS): IMPLICAÇÕES BIOESTRATIGRÁFICAS E
PALEOAMBIENTAIS**

EDUARDO PREMAOR

ORIENTADOR - Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

CO-ORIENTADOR - Dr. Mitsuru Arai

BANCA EXAMINADORA

Dra. Elizabete Pedrão Ferreira

Prof. Dr. Marcelo de Araujo Carvalho

Profa. Dra. Mirta Elena Quattrocchio

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

Porto Alegre - 2011

Premaor, Eduardo

Palinologia da seção albiana-campaniana da Bacia de Pelotas (RS) : implicações bioestratigráficas e paleoambientais. / Eduardo Premaor. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2010.

[81 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

1. Palinologia. 2. Dinoflagelados. 3. Cretáceo. 4. Bacia de Pelotas. I. Título

Catálogo na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS

Miriam Alves CRB 10/1947

*À meu tio avô Onésimo Baú Piccoli,
fonte de bondade e simplicidade*

AGRADECIMENTOS

A construção dessa dissertação não somente envolveu dedicação e esforço pessoal. Conteí ao longo dessa jornada com a colaboração de pessoas maravilhosas como a dos meus amigos, colegas de laboratório e familiares, que sem seu apoio e incentivo não seria possível a conclusão desse trabalho. Agradeço principalmente ao meu estimado orientador e grande amigo Prof. Dr. Paulo Alves de Souza, por ter acreditado no meu trabalho, por sua paciência, dedicação em ensinar e, principalmente, nos fazer descobrir o grande valor dessa ciência que é a palinologia. Ao visionário pesquisador Dr. Mitsuru Arai, co-orientador, por sua dedicação e boa vontade em transmitir seu conhecimento a respeito desse intrigante grupo a que pertencem os dinoflagelados. As amigas e pesquisadoras do CENPES/BPA/PETROBRAS, Elizabete Pedrão e Cecília Lana, sempre muito gentis em me receber e apoiar nos materiais bibliográficos. Ao carismático Dr. Javier Helenes, por sua ajuda nas identificações taxonômicas. Aos meus familiares, mesmo que de longe do meu ambiente de trabalho, estavam sempre me dando força para continuar. A Graciela Pereira Tybusch, minha companheira, que esteve sempre ao meu lado me dando amor, força e estímulo em todos os momentos. Ao qualificado Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFRGS e a CAPES pela concessão de bolsa. Ao corpo de doutores da comissão examinadora desta dissertação, Elizabete Pedrão, Marcelo de Araujo Carvalho e Mirta Elena Quattrocchio Ferreira, pelo trabalho de revisão e avaliação.

RESUMO

Zoneamentos bioestratigráficos foram elaborados para os depósitos cretáceos de todas as bacias da margem costeira brasileira, excetuando-se a Bacia de Pelotas, cujo conhecimento micropaleontológico é restrito a microfósseis de parede calcária, justificando o levantamento sistemático de dados palinológicos em todas as suas seções. Este trabalho apresenta os resultados da análise palinológica realizada em 37 amostras de calha e 7 amostras de testemunhos de sondagem dos poços BP-01 e BP-02, respectivamente, perfurados na bacia, que revelou associações relativamente diversificadas e abundantes, com significado bioestratigráfico e paleambiental. Um total de 123 táxons de palinomorfos foi identificado, compreendendo 60 táxons de esporomorfos (28 de esporos, 32 de grãos de pólen), algas (60 de Dinophyceae e 3 de Prasinophyceae), incluindo 9 táxons registrados pela primeira vez na margem costeira brasileira; palinoforaminíferos, ovos de copépodes, fungos indeterminados e escolecodontes também foram reconhecidos. Em termos bioestratigráficos, as associações do poço BP-02 indicam quatro idades entre o Albiano e o Campaniano, tendo como base os zoneamentos previamente publicados em outras bacias: (i) Albiano (extinção de *Oligosphaeridium* aff. *Complex*); Cenomaniano (extinção *Endoceratium dettmanniae*); (ii) Turoniano (extinção *Cribroperidinium* cf. *edwardsii*); (iv) Santoniano (extinção aparente de *Anacolosidites* sp. A e ocorrência *Steevesipollenites* aff. *nativensis*). As amostras do poço BP-01 revelaram uma associação mais jovem, atribuída ao Campaniano, considerando a associação de *Trichodinium castanea*, *Odontochitina porífera* e *Isabelidinium pellucidum*. Considerando a composição das paleofitoprovíncias definidas para a margem atlântica durante o Cretáceo, os depósitos estudados comportam associações diferenciadas, inserindo-se em um contexto de transição, entre as províncias adjacentes reconhecidas a norte e a sul da bacia, com elementos endêmicos (p. ex.: *Anacolosidites* sp. A), podendo caracterizar uma porção particular da paleoflora sul-americana no intervalo. Embora a natureza marinha das amostras seja inquestionável pela presença de dinoflagelados e palinoforaminíferos, altas frequências relativas de elementos da microflora terrestre são observadas, indicando significativa proximidade do sítio deposicional do continente; além disso, tétrades encontram-se preservadas na maioria dessas amostras. A presença e abundância relativa de determinados gêneros de grãos de pólen em certos intervalos do poço BP-02 (p. ex.: *Classopollis*, *Circulina*, *Inaperturopollenites*) são indicativas de condições paleoclimáticas áridas e quentes.

ABSTRACT

Biostratigraphic schemes were developed for Cretaceous deposits of all Brazilian coastal margin basins, excluding the Pelotas Basin, whose micropaleontological knowledge is restricted to calcareous microfossils, but palynological data are needed. This work presents results from palynological analysis performed in 37 cuttings samples and 7 core samples derived from the BP-01 and BP-02, respectively, drilled in this basin. Diverse and abundant associations were revealed, with biostratigraphical and paleoenvironmental significance. 123 palynomorph taxa were identified, related to 60 sporomorphs (28 spores, 32 pollen grains), algae (60 Dinophyceae and 3 Prasinophyceae), including 9 species unknown for the Brazilian coastal margin basins. Furthermore, palynoforaminifers, copepods eggs, indeterminate fungi and scolecodonts were also recognized. In biostratigraphic terms, associations from the well BP-02 indicate four ages within the Cretaceous, from Albian to Campanian, based on data from other basins: (i) Albian (last appearance of *Oligosphaeridium* aff. *complex*); Cenomanian (last appearance of *Endoceratium dettmanniae*) (ii) Turonian (last appearance of *Cribroperidinium* cf. *edwardsii*) (iv); Santonian (apparent extinction of *Anacolosidites* sp. A and the record of *Steevesipollenites* aff. *nativensis*). Well BP-01 samples showed a younger association, attributed to the Campanian, taking into account the association of *Trichodinium castanea*, *Odontochitina porifera* and *Isabelidinium pellucidum*. Considering the composition of certain paleophytoprovincias defined for the Atlantic margin during the Cretaceous, studied deposits contain different associations, once is placed into a transition context, between the recognized adjacent provinces at north and at south of the basin. Endemic elements (e.g.: *Anacolosidites* sp. A) might characterize a particular paleoflora within the South American. Although the marine nature of these deposits be unquestionable, by the presence of dinoflagellates and palynoforaminifers, high relative frequencies of terrestrial microfloristic elements are observed, indicating a significant proximity of the depositional site to the continent; in addition, tetrads are preserved in most of these samples, corroborating this idea. The presence and relative abundance of certain pollen grains genus, in particular from the well BP-02 (eg.: *Classopollis*, *Circulina*, *Inaperturopollenites*) are used as paleoclimatic indicative of arid and hot conditions.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1. Seção sísmica interpretada da Bacia de Pelotas, representando o desenvolvimento esquemático das seqüências, modificado de Fontana (1996).	7
Figura 2. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Pelotas, modificado de Bueno <i>et al.</i> (2007).....	8
Figura 3. Mapa de localização dos poços estudados.....	12
Figura 4. Perfil litológico simplificado dos intervalos dos poços PB-02 e PB-01, com indicação das profundidades referentes aos níveis estudados.	13
Figura 5. Representação dos principais tipos de ornamentações encontradas na superfície de esporos (Traverse, 2007).	20
Figura 6. Representação das principais características morfológicas dos esporos triletes (Playford & Dettmann, 1996; Traverse, 2007).....	21
Figura 7. Representação dos principais tipos de ornamentação da superfície de grãos de pólen (Armstrong & Brasier, 2005).	22
Figura 8. Representação dos termos morfológicos e eixos de dimensões utilizados para descrições de grãos sacados (Zauer, 1977 <i>apud</i> Traverse, 2007).	23
Figura 9. Caracterização morfológica dos principais tipos de aberturas encontradas em grãos de pólen de angiospermas (modificado de Punt, 2007).....	24
Figura 10. Ciclo de vida de dinoflagelados produtores de cistos (modificado de Evitt, 1985).	27
Figura 11. Principais características morfológicas de teca de um dinoflagelado, modificado de Evitt (1985).....	29
Figura 12. Orientação e principais características morfológicas da teca e cisto de um dinoflagelado, modificado de Evitt (1985).....	30
Figura 13. Representação da conformidade do arranjo das placas na teca em relação ao cisto. Nota-se como se corresponde um processo por cada placa da teca, permitindo a reconstrução da paratabulação (modificado de Evitt, 1985).	31
Figura 14. Modelos principais de tabulação, modelo Peridinióide (<i>Peridinium</i>) vs. modelo Gonyaulacóide (<i>Gonyaulax</i>), (modificado de Evitt, 1985).....	31
Figura 15. Tipologia de formas de arqueopilos em dinocisto peridinióides, (modificado de Evitt, 1985).	32
Figura 16. Modelo de paratabulação, identificando as principais séries em dinocistos, (modificado de Evitt, 1985).....	33

Figura 17. Perfil esquemático da distribuição ambiental dos principais elementos palinológicos, modificado de Seyve (1990).	37
Figura 18. Quadro resumo das amplitudes de esporomorfos e dinoflagelados com importância biocronoestratigráfica, registrados conforme a literatura.	39
Figura 19. Quantificação dos componentes palinológicos registrados na seção estudada no poço BP-01.	50
Figura 20. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos identificados no poço BP-02..	54
Figura 21. Quantificação dos componentes palinológicos registrados na seção estudada do poço BP-02.	55
Figura 22. Quantificação dos componentes palinológicos com destaque aos gêneros registrados na seção estudada do poço BP-02.	56
Figura 23. Perfil litológico da seção estudada do poço BP-02, com indicação dos níveis de amostragem, biohorizontes de desaparecimento das principais formas guias e dos intervalos paleoambientais reconhecidos.	60
Figura 24. Fotomicrografias de campo (objetivas de 40x) exemplificando as associações dos poços BP-02 (A e B: intervalo 1; C e D: intervalo 2; E e F: intervalo 3) e BP-01 (G e H).	63
Figura 25. Distribuição das paleofitoprovíncias definidas para Cretáceo (modificado de Hengreen <i>et al.</i> , 1996).	65

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Síntese das informações biocronoestratigráficas das espécies registradas pela primeira vez na margem costeira brasileira.	48
Tabela 2. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos identificados no poço BR-01 com indicação da abundância relativa (x- raro, xx- freqüente, xxx- abundante).	49

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA.....	iii
AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO.....	v
ABSTRACT	vi
LISTA DE FIGURAS.....	vii
LISTA DE TABELAS.....	viii
1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS.....	3
3. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA E PALEONTOLOGICA	4
3.1 Geologia	4
3.2 Paleontologia.....	8
4. MATERIAIS E MÉTODOS	12
4.1. Seleção das amostras	12
4.2. Procedimentos de preparação palinológica	14
4.2.1. Desagregação física.....	14
4.2.2. Dissolução química	14
4.2.3. Peneiramento	15
4.2.4. Confeção das lâminas.....	16
4.3. Análise palinológica	16
4.3.1. Taxonomia	16
4.3.2 Quantificação	17
5. PALINOLOGIA.....	19
5.1. Aspectos gerais	19
5.2. Esporos e grãos de pólen.....	19
5.3. Dinoflagelados	24
5.3.1. Aspectos gerais	24
5.3.2. Ciclo de vida dos dinoflagelados.....	25
5.3.3. Aspectos ecológicos	27
5.3.4. Características morfológicas.....	28
5.3.5. Registro fóssil	29
5.4. Palinofácies	33
5.4.1. Introdução ao estudo	33
5.4.2. Classificação do querogênio - Matéria orgânica palinológica.....	34
5.4.3. Dispersão nos ambientes - Tendência da distribuição dos grupos palinológicos	34
6. RESULTADOS.....	38
6.1. Considerações gerais	38
6.1.2. Lista sistemática dos táxons reconhecidos.....	40
6.1.2.1. Esporos e Grão de pólen	40
6.1.2.2. Algas	44

6.1.2.3. Outros palinomorfos.....	47
6.1.2.4. Táxons retrabalhados	47
6.2. Poço BP-01.....	48
6.2.1. Distribuição estratigráfica.....	48
6.2.2. Quantificação.....	50
6.2.3. Discussão dos resultados.....	50
6.2.3.1. Posicionamento bioestratigráfico	50
6.2.3.2. Interpretação palioambiental	51
6.2.3.3. Paleogeografia	52
6.3. Poço BP-02.....	53
6.3.1. Distribuição estratigráfica.....	53
6.3.2. Quantificação.....	55
6.3.3. Discussão dos resultados.....	57
6.3.3.1. Posicionamento bioestratigráfico	57
6.3.3.2. Interpretação paleoambiental.....	61
6.3.3.3. Paleogeografia	64
7. CONSIDERAÇÕES FINAIS	66
8. REFERÊNCIAS	69

ANEXOS

1. INTRODUÇÃO

Uma das contribuições diretas do estudo das associações de microfósseis em uma bacia sedimentar é o detalhamento do arcabouço estratigráfico, uma vez que permitem a datação relativa e a correlação lateral dos depósitos sedimentares, a curtas e longas distâncias. Além disso, a identificação de hiatos deposicionais, não detectáveis através do reconhecimento de descontinuidades físicas, e o respectivo dimensionamento de suas amplitudes geocronológicas podem ser indicados. Essas informações constituem avanços promovidos pela bioestratigrafia em termos da compreensão das relações estratigráficas entre as diferentes unidades. A correta interpretação destas informações é passo crucial na avaliação do potencial de exploração econômica em determinados intervalos estratigráficos (Antunes & Melo, 2001).

Nas bacias sedimentares da margem costeira brasileira, diversos grupos de microfósseis têm sido utilizados para esses fins, dentre os quais nanofósseis calcários, foraminíferos, ostracodes e palinomorfos. Neste contexto, os palinomorfos vêm sendo empregados com grande sucesso como indicadores paleoambientais e bioestratigráficos (Lana & Botelho, 1989; Arai et al., 1994; Pedrão, 2004). Constituídos por moléculas orgânicas extremamente resistentes, incluindo esporopolenina, possuem grande potencial de fossilização e, são distribuídos praticamente em quase todos os ambientes, são muito variados morfológicamente e de distinta natureza biológica, presentes tanto em ambientes terrestres (esporos e grãos de pólen) como em ambientes marinhos (dinoflagelados, acritarcos, quitinozoários, escolocodontes e palinoforaminíferos). Diversas contribuições sobre interpretações paleoambientais têm sido também apresentadas, através do estudo de palinofácies, a partir de relações quantitativas e texturais entre fitoclastos, palinomorfos marinhos e continentais, com implicações para o entendimento da dinâmica sedimentar, determinação e proximidade da área-fonte, natureza do transporte e eventos pós-deposicionais (Tyson, 1995, Carvalho, 2001). Estas informações são imprescindíveis na reconstituição paleoambiental dos depósitos sedimentares das bacias.

No entanto, para a seção marinha neocretácea da Bacia de Pelotas, os dados bioestratigráficos publicados são restritos a foraminíferos (Koutsoukos, 1982) e nanofósseis calcários (Gomide, 1989). Dessa forma, é demonstrada a carência de dados no que diz respeito à sucessão e comportamento dos grupos palinológicos neste

intervalo da bacia, em especial aos dinoflagelados, geralmente abundantes e diversificados nas seções marinhas cretáceas e bem conhecidos em outras bacias marginais do Brasil (Botelho Neto, 1996; Lana, 1997; Arai, 2007).

Para as seções cretáceas e cenozóicas da bacia, foi iniciado um amplo projeto que visa ao estudo da sucessão palinológica a partir de materiais inéditos, com a geração de diversos trabalhos preliminares. (Arai *et al.*, 2006; Fischer *et al.*, 2007, 2008a, 2008b, 2009; Fischer, 2008; Premaor *et al.*, 2007, 2008; Premaor, 2008; Premaor & Arai, 2009). Essas contribuições, aliadas a outros trabalhos, ainda que de forma inédita (Daemon, 1969 *apud* Anjos, 2004; Arai, 2007) revelam avanços importantes no conhecimento da sucessão palinológica e posicionamento bioestratigráfico para as seções meso-cenozóicas da bacia. Entretanto, constituem estudos pontuais e não integrativos, levantando questões a serem investigadas de forma mais profunda e detalhada.

2. OBJETIVOS

Este trabalho tem como finalidade principal a identificação de conjuntos palinológicos inéditos para a seção cretácea da Bacia de Pelotas e seu uso para fins bioestratigráficos e paleoambientais, destacando-se os seguintes objetivos específicos:

- a) Identificar os grupos palinológicos dos níveis amostrados;
- b) Caracterizar a distribuição estratigráfica dos palinomorfos;
- c) Estudar a relação entre a contribuição da sedimentação continental e marinha, para embasar as interpretações e reconstruções paleoambientais;
- d) Realizar comparações com outros modelos bioestratigráficos propostos para o intervalo;
- e) Aferir idades relativas aos intervalos analisados baseando-se em táxons com valor biocronoestratigráfico;

Essas informações são imprescindíveis e necessárias ao aprimoramento do conhecimento da palinoflora terrestre, microplâncton marinho do Cretáceo brasileiro e no posicionamento geocronológico dos depósitos da bacia. Além disso, fornecerão, dados para comparação com outras ferramentas bioestratigráficas (foraminíferos, nonofósseis calcários), bem como refinamento nas reconstituições paleogeográficas.

3. CONTEXTUALIZAÇÃO GEOLÓGICA E PALEONTOLOGICA

3.1 Geologia

A Bacia de Pelotas situa-se no extremo sul da margem continental brasileira, entre os paralelos 28°S e 34°S, limitando-se a norte com a Bacia de Santos, pelo Alto de Florianópolis e, o sul, com o Alto de Polônio, situado na plataforma continental uruguaia, onde passa a receber o nome de Cuenca del Este. A bacia distribui-se por 210.000 km², alcançando a área até a lâmina d'água de 2000 m, com cerca de 40.000 km² de área emersa. Na porção mais proximal, a bacia assenta-se sobre crosta continental e rochas basálticas extrudidas no início da fase rifte e, na sua porção mais distal, sobre o assoalho oceânico (Fontana, 1990). Os depósitos que preenchem a Bacia de Pelotas assentam-se sobre o embasamento Pré-cambriano que fazem parte do Escudo Sul-rio-grandese e Uruguaio ou, localmente, sobre as rochas palaeozóicas e mesozóicas da Bacia do Paraná (Villwock & Tomazelli, 1995).

A origem e a evolução da bacia são semelhantes às das bacias do Sudeste brasileiro (Santos e Campos), tendo início com o rifteamento do Gondwana. No entanto, difere destas por não apresentar uma fase evaporítica, com exceção da região norte da bacia onde foram registrados localmente depósitos desta natureza (Pereira & Feijó, 1994). O preenchimento da bacia teve início a partir do Eocretáceo, em decorrência dos movimentos tectônicos que culminaram com a abertura do Oceano Atlântico. Diversos trabalhos estratigráficos foram realizados no intervalo pré-quadernário da bacia, na tentativa de interpretar as relações entre as unidades, seja baseados em critérios puramente litoestratigráficos (e.g., Dias *et al.*, 1994), na estratigrafia de sequência (Gonçalves *et al.*, 1979) ou na sismoestratigrafia (Fontana, 1996).

No trabalho realizado por Dias *et al.* (1994), os autores identificaram e dividiram a Bacia de Pelotas em nove formações litoestratigráficas. No entanto, a carta apresentada tem um caráter genérico, não representando todas as relações estratigráficas sugeridas pelos levantamentos sísmicos, nem todas as variações de conteúdo litológico do pacote sedimentar. A generalização é consequência do reduzido número de poços perfurados na Bacia de Pelotas. As nove unidades litoestratigráficas são descritas sinteticamente como segue, de acordo com as informações de Dias *et al.* (1994).

Formação Imbituba: designa as rochas basálticas subjacentes aos conglomerados Cassino. O basalto é cinza-escuro e castanho-avermelhado, com textura subfanítica, com amígdalas preenchidas por quartzo, zeolitas, calcitas e outros minerais. A unidade correlaciona-se com as formações Camboriú, da Bacia de Santos, e Cambiúnas, da Bacia de Campos. Presume-se que seja síncrona à Formação Serra Geral, da Bacia do Paraná.

Formação Cassino: composta por clásticos grossos e finos, como conglomerado polimítico cinzento e castanho e siltito argiloso castanho-avermelhado, micáceo. A unidade sobrepõe-se discordantemente aos basaltos da Formação Imbituba, estando recoberta, também em discordância, pelos arenitos Tramandaí. A idade barreminiana da unidade é deduzida a partir de sua posição estratigráfica, visto tratar-se de uma unidade afossilífera. Interpreta-se a deposição destes estratos como leques aluviais sintectônicos, em ambientes continental. A Formação Cassino pode ser relacionada com a Formação Guaratiba, da Bacia de Santos, e com parte da Formação Lagoa Feia, da Bacia de Campos.

Formação Curumim: formada por tranquiandesito cinza-esverdeado, é recoberta em discordância tanto pelos carbonatos Portobelo como pelos evaporitos Ariri. A idade Alagoas deste vulcanismo provem de datação por meio do método Ar-Ar, que apresentou a idade de $113,2 \pm 0,1$ Ma. É possível que haja correlação entre a Formação Curumim e a Formação Ipojuca, da Bacia de Pernambuco.

Formação Ariri: definida e caracterizada na vizinha Bacia de Santos, designa os evaporitos neo-alagoas representativos da transição da sedimentação continental para marinha. Está presente na porção norte da Bacia de Pelotas.

Formação Portobelo: composta por calcarenitos creme-acastanhados e arenitos muito finos, sobrepostos concordantemente aos evaporitos Ariri. É recoberta em discordância parcial pelos pelitos Atlântida e interdigita-se lateralmente com a parte inferior dos clásticos Tramandaí. Constitui-se de espessas camadas calcárias, especialmente calcarenito bioclástico e oolítico, e calcilutito. A unidade equivale aos depósitos carbonáticos eoalbianos distribuídos pela costa brasileira: das formações Guarujá (Bacia de Santos), Membro Quissamã (Campos), Formação Regência (Espírito Santo).

Formação Tramandaí: nome proposto para arenitos finos cinzentos, intercalados com folhelhos, siltitos e calcários também acinzentados, situados em discordância sob arenitos da Formação Cidreira e interdigitados lateralmente com os

carbonatos e pelitos das formações Portobelo e Atlântida. A correlação desta unidade se dá com os sistemas clásticos albo-cenomanianos comuns a muitas bacias costeiras brasileiras: Formação Florianópolis (Bacia de Santos), Membro Goitacás (Campos), Formação São Mateus (Espírito Santos), Membro Angico (Sergipe).

Formação Atlântida: designa os clásticos e carbonatos finos situados entre os carbonatos Portobelo e os clásticos finos da Formação Imbé, incluindo uma espessa seção pelítica, composta por folhelhos e siltitos cinzentos, com camadas de arenitos muito finos, argilosos e margas cinzentas. Esta unidade correlaciona-se com as unidades pelíticas albo-cenomanianas distribuídas pelas bacias costeiras brasileiras: Formação Itanhaém (Bacia de Santos), Membro Outeiro (Campos), Formação Regência (Espírito Santo), Membro Quiepe (Camamu/Almada), Membro Taquari e Formação Continguiaba (Sergipe).

Formação Cidreira: designa os clásticos grossos e finos interdigitados com os pelitos Imbé e sobrepostos em discordância aos arenitos Tramandaí. A unidade é caracterizada por arenito de muito fino até grosso, cinzento, a argila cinza-escura. Sua correlação é com as formações arenosas neocretáceas/terciárias presentes em toda a costa brasileira: Santos/Juréia/Iguape (Bacia de Santos), Emborê (Campos), Rio Doce (Espírito Santo/Camamu/Almada) e Marituba (Sergipe-Alagoas).

Formação Imbé: denomina os pelitos, notadamente folhelhos e argilas, sobrepostos, geralmente por discordância, aos clásticos finos Atlântida e interdigitados com os arenitos da Formação Cidreira. A Formação Imbé se caracteriza por folhelhos, argilas e siltitos cinza-esverdeados, com raras camadas de arenitos turbidíticos intercaladas. Sua idade turoniana a recente é conferida pela presença de nanofósseis calcários, palinomorfos e foraminíferos plantônicos. Os ambientes de deposição envolvidos são marinhos profundos, como plataforma externa, talude e bacia.

Fontana (1996), com base em dados de poços e seções sísmicas, dividiu as unidades lito-tectônicas em megassequências, com a definição de 17 sequências deposicionais (figura 1). Segundo o autor, as sequências depositadas entre o Neocomiano e o Eoceno têm caráter tectono-eustático, enquanto aquelas depositadas do Oligoceno ao Holoceno seriam glácio-eustáticas, apresentadas resumidamente como segue.

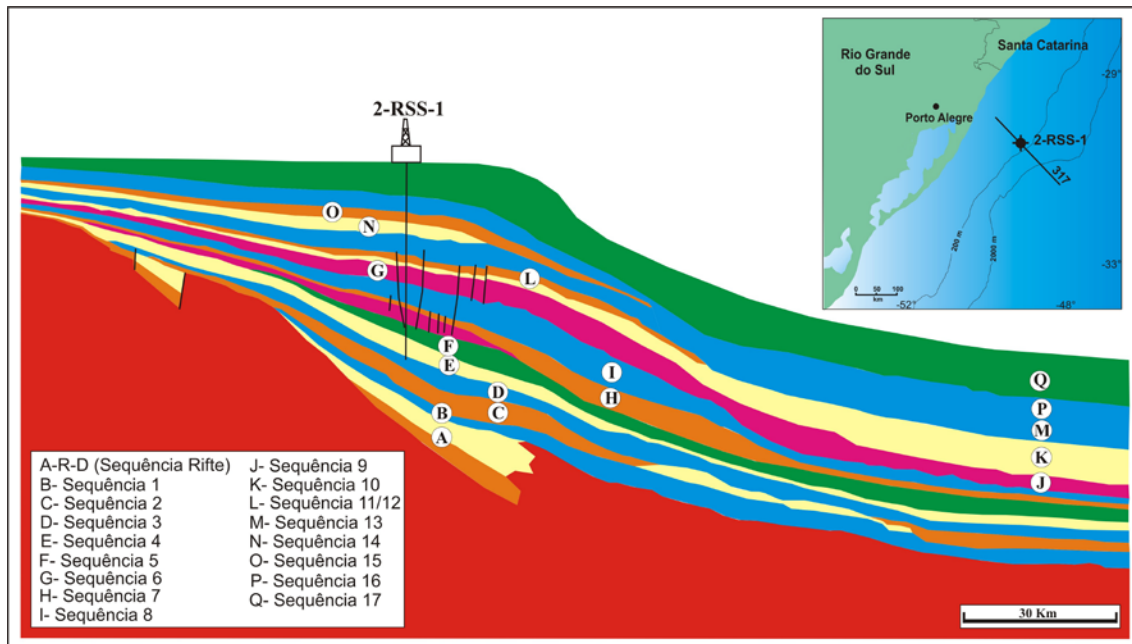


Figura 1. Seção sísmica interpretada da Bacia de Pelotas, representando o desenvolvimento esquemático das seqüências, modificado de Fontana (1996).

Em termos mais abrangentes, a contribuição estratigráfica mais recente foi realizada por Bueno *et al.* (2007), que dividiram o pacote sedimentar em superseqüências relacionadas aos seus estágios genéticos. De acordo com os autores, os depósitos iniciais pertencem à Superseqüência Rifte (Cretáceo Inferior), subdividida em dois estágios: Rifte I, representado pelos basaltos da Formação Imbituba, e Rifte II, constituída pelas fácies siliciclásticas da Formação Cassino. A Superseqüência Pós-Rifte, posicionada no Cretáceo Inferior, equivale à suíte vulcânica da Formação Curumim. A Superseqüência Drifte engloba três fases. A fase inicial é representada por depósitos albianos de plataforma rasa a intermediária (carbonatos e siliciclásticos da Formação Porto Belo e evaporitos mais localizados da Formação Ariri). A fase intermediária é representada por depósitos transgressivos que se estendem do Albiano ao Oligoceno, compreendendo os termos pelíticos da Formação Atlântida, que gradam para margas e siltitos, interdigitando-se com os arenitos da Formação Tramandaí. A fase final é representada por uma cunha clástica regressiva do Neógeno, compreendendo fácies das formações Cidreira e Imbé (figura 2).

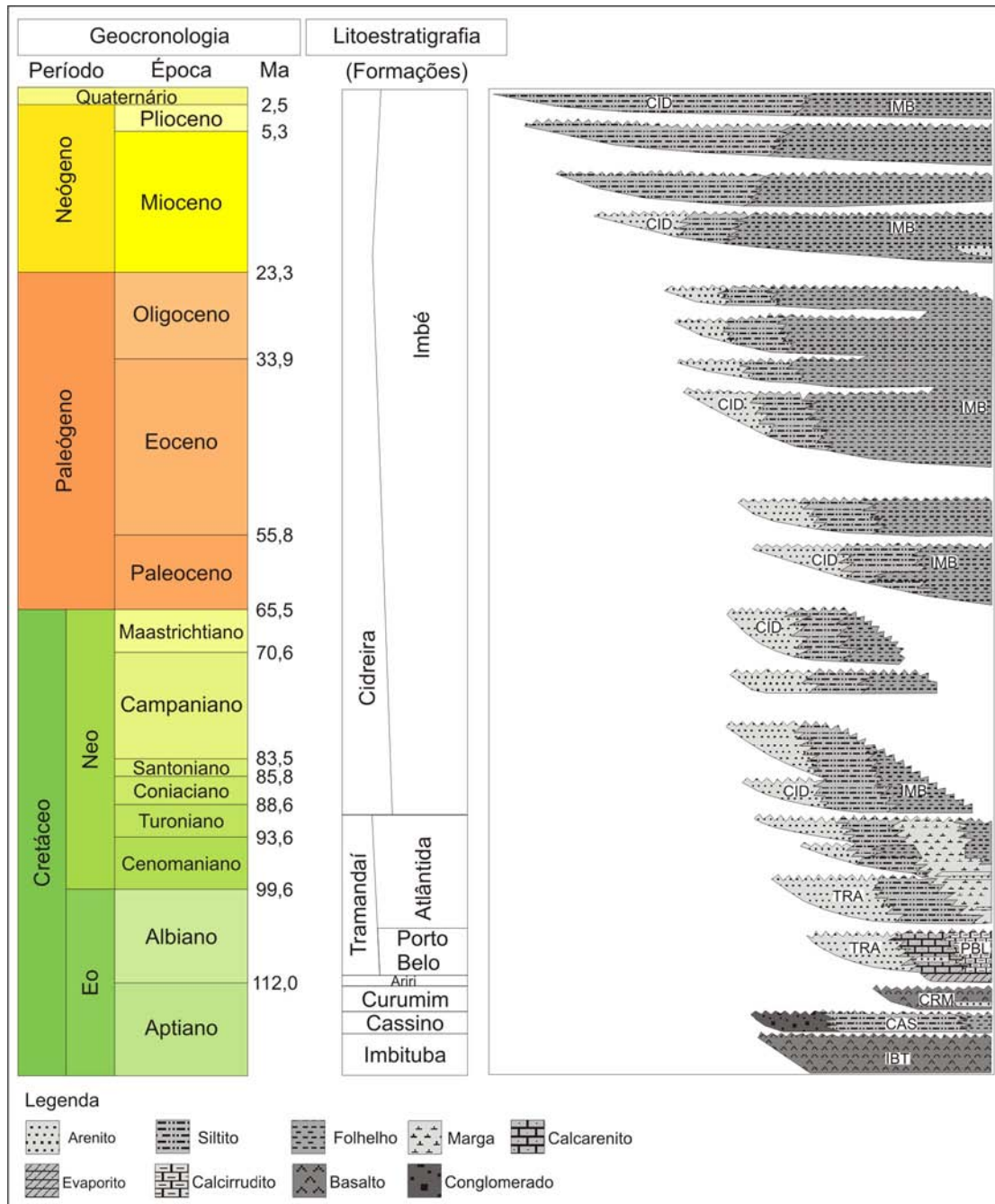


Figura 2. Carta cronoestratigráfica da Bacia de Pelotas, modificado de Bueno *et al.* (2007).

3.2. Paleontologia

Macrofósseis de vertebrados e icnofósseis são registrados em várias localidades da Planície Costeira do Rio Grande do Sul, na porção quaternária da Bacia de Pelotas (*e.g.*, Buchmann 1994, 2003). Contudo, a maior parte dos estudos paleontológicos da bacia é relativo a microfósseis calcários: foraminíferos, ostracodes, nanofósseis calcários e palinórfos. A grande parte dos dados micropaleontológicos é

advinda das seções miocênicas e pós-miocênicas de poços *onshore*. Dados pré-miocênicos são restritos a foraminíferos (Koutsoukos, 1982), nanofósseis calcários (Gomide, 1989) e ostracodes (Ceolin, 2010). Entretanto, até o momento não há uma integração dos estudos, principalmente os bioestratigráficos envolvendo os diferentes grupos taxonômicos para toda a bacia, que constituiu objeto do trabalho de Anjos-Zerfass *et al.* (2008).

As contribuições bioestratigráficas baseadas em foraminíferos bentônicos e planctônicos são, em sua grande maioria, referentes às seções neógenas (Closs, 1967; Fernandes, 1975; Thiesen, 1977; Anjos, 2004; Anjos & Carreño, 2004; Coimbra *et al.*, 2009). Koutsoukos (1982) estudou pioneiramente foraminíferos planctônicos da seção cretácea. Das 19 unidades bioestratigráficas reconhecidas pelo autor no poço 1-SCS-3B, distribuídas entre o Cretáceo e o Holoceno, uma é relativa ao intervalo Turoniano/Santoniano (*Hedbergella delrioensis*) e seis distribuídas entre parte do Campaniano ao Maastrichtiano (*Globotruncana coarctata*, *G. formicata*, *G. confusa*, *Orthokarstenia* spp., *Gr. pseudobulloides*, *Gr. pusilla*). O reconhecimento da maioria dessas unidades foi baseado na distribuição de foraminíferos nas bacias mais setentrionais brasileiras (Noguti & Santos, 1972) ou para as baixas latitudes do Atlântico (Bolli & Saunders, 1985).

Trabalhos envolvendo as faunas de ostracodes e braquiópodes para as seções neógenas são apresetados por Sanguinetti (1974, 1980) e Simões *et al.* (2008); para a seção pós-miocênica Ornellas (1981) e Carreño *et al.* (1997,1999) para a seção neomicênica-pleistocênica. Quanto aos nanofósseis calcários devem ser citados os trabalhos de Gomide (1989) e Gonçalves & Dehnhardt (1999).

O estudo bioestratigráfico de maior relevância para a bacia foi realizado por Gomide (1989), com base na distribuição vertical das associações de nanofósseis calcários recuperadas de sete sondagens efetuadas na porção emersa da bacia e cinco na porção submersa. Neste trabalho o autor identificou 29 biozonas para a seção marinha, sendo sete para o Cretáceo, duas para o Paleoceno, seis para o Eoceno, quatro para o Oligoceno, sete para o Mioceno e uma para o Quaternário (Pleistoceno). Embora de caráter informal, é sem dúvida o esquema bioestratigráfico de maior operacionalidade, com comparações com o zoneamento de nanofósseis calcários da margem costeira brasileira desenvolvido por Troelsen & Quadros (1971) aprimorado por Antunes (1984) e Shimabukuro *et al.* (1985), utilizado em trabalhos estratigráficos subsequentes desenvolvidos na bacia (e.g., Dias *et al.*, 1994; Fontana, 1996; Gonçalves & Dehnhardt,

1999). A seguir são discutidas algumas zonas referentes ao Cretáceo, foco principal do presente estudo.

A idade mais antiga registrada corresponde ao intervalo Albiano/Cenomaniano, representada pela zona N-250. A zona N-255.2, correspondente ao Turoniano, foi identificada apenas na porção mais setentrional da bacia, indicando a existência de um hiato na porção sul da bacia entre o Albiano/Cenomaniano e o Turoniano. O hiato de maior duração durante do Cretáceo foi identificado por Koutskoukos (1982), com a ausência do pacote sedimentar entre o Turoniano/Santoniano e o Albiano/Cenomaniano inferior. O intervalo Coniaciano/Santoniano é representado pela zona N-260. A porção média do Campaniano foi bem registrada na bacia, tendo sido caracterizada pela zona N-265. Embora tenha sido reconhecida em poços adjacentes, aparentemente não foi detectada pelo autor no poço 2-RSS-1. A zona N-270, correspondente à porção superior do Campaniano e base do Maastrichtiano foi registrada apenas no poço 2-RSS-1. As zonas N-280 e N-290 correspondem às porções média e superior do Maastrichtiano.

Em termos de palinologia, há diversos trabalhos publicados para a Bacia de Pelotas. Contudo a grande maioria é relativa a sedimentos quaternários da Planície Costeira do Rio Grande do Sul tais como: Neves (1991); Neves & Lorscheitter (1995); Lorscheitter & Dillenburg (1998); Werneck & Lorscheitter (2001); Marques-Toigo *et al.* (2002); Bauermann (2003); Meyer (2004); Medeanic (2006a, 2006b) e Medeanic *et al.* (2006, 2007). Esses estudos enfocam o uso de grãos de pólen, esporos e elementos algálicos, principalmente, para as interpretações paleoclimáticas e paleoambientais.

Mais recentemente, diversas contribuições palinológicas advindas de poços *onshore* e *offshore* da Bacia de Pelotas foram apresentadas, ainda que de forma preliminar. Da porção emersa, o poço 2-TG-96-RS (Capão da Canoa, RS) foi objeto de estudo de Kley (2007), que recuperou palinomorfos de origem continental e marinha, de um intervalo posicionado no Mioceno, interpretando variações do nível do mar com base nas frequências relativas. Silva (2008) e Silva *et al.* (2008) estudaram as variações do nível relativo do mar registradas em um poço perfurando em Curral Alto, sul do estado, empregando a palinologia e as técnicas de palinofácies no intervalo Neógeno/Quaternário.

Da porção *offshore*, dados palinológicos são restritos a poucos poços profundos. Uma seção do poço 2-BPS-6A foi objeto de estudo de Arai *et al.* (2006), que registram assembléias palinológicas aptianas, com considerações paleoambientais.

Fischer (2008) e Fischer *et al.* (2007, 2008a, 2008b, 2009), apresentaram contribuições bioestratigráficas e interpretações paleoambientais com base nas associações de cistos de dinoflagelados e nas quantificações da matéria orgânica em um intervalo posicionado entre o Paleoceno superior e o Eoceno inferior. Associações palinológicas inéditas também foram apresentadas por Premaor & Arai (2009), com base na análise de 38 amostras de calha, datadas entre o Albiano e o Campaniano. A maioria destes trabalhos é recente e representa contribuições inéditas, refletindo o potencial da palinologia como ferramenta bioestratigráfica e paleoambiental na Bacia de Pelotas.

O trabalho apresentado por Premaor *et al.* (2010) é relativo ao intervalo estratigráfico entre 4.480,35 a 4.487,70 m do poço BP-01, como aprimoramento aos dados previamente apresentados por Premaor (2008) e Premaor *et al.* (2007, 2008). Dessa forma, contribui dando continuidade ao reconhecimento das associações palinológicas da bacia, com relevância do ponto de vista bioestratigráfico e paleoambiental, e oferecendo novos subsídios para o entendimento de sua evolução geológica.

4. MATERIAIS E MÉTODOS

4.1. Seleção das amostras

Para o processamento palinológico foram selecionadas 37 amostras de calha do poço BP-02 entre os intervalos de 3.990 e 5.190m de profundidade, e 7 amostras de testemunhos de sondagem do poço BP-01 correspondentes ao intervalo entre 4.480,35 e 4.487,7m de profundidade, perfurados pela PETROBRAS na porção *offshore* da Bacia de Pelotas (figuras 3 e 4). Todos os procedimentos laboratoriais foram realizados no Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, do Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, do Instituto de Geociências, da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (DEPEST/IG/UFRGS).

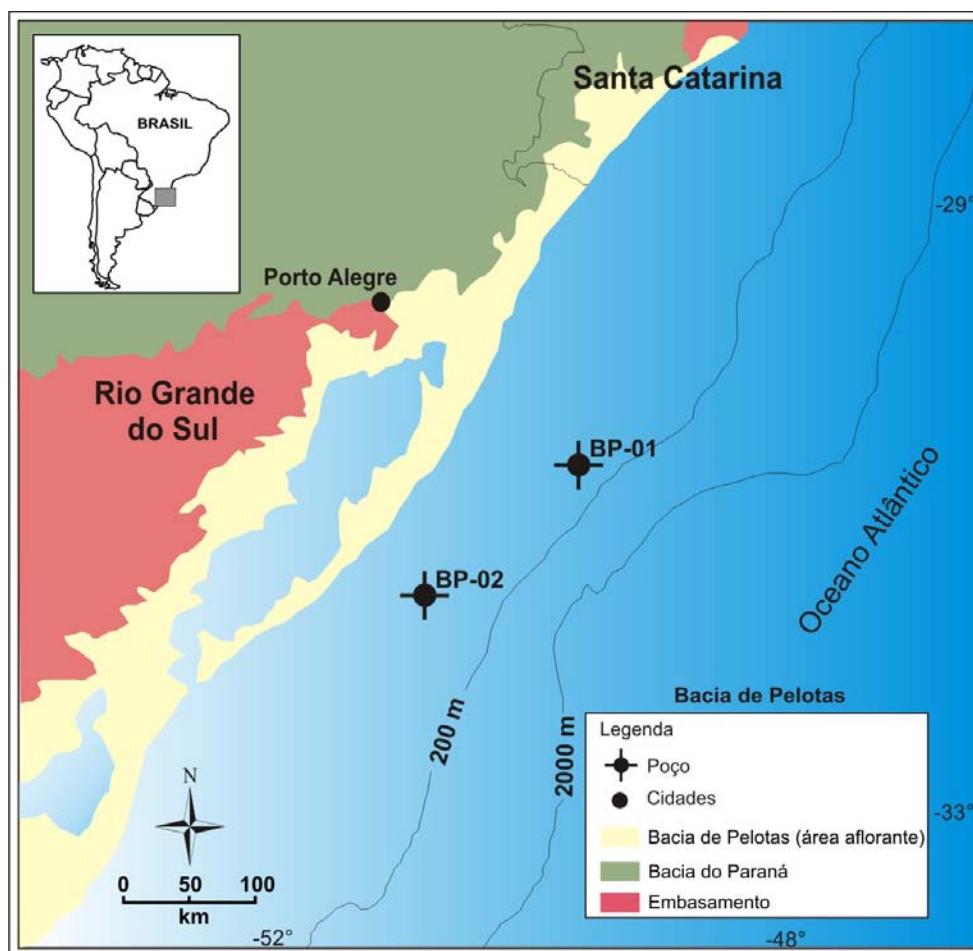


Figura 3. Mapa de localização dos poços estudados.

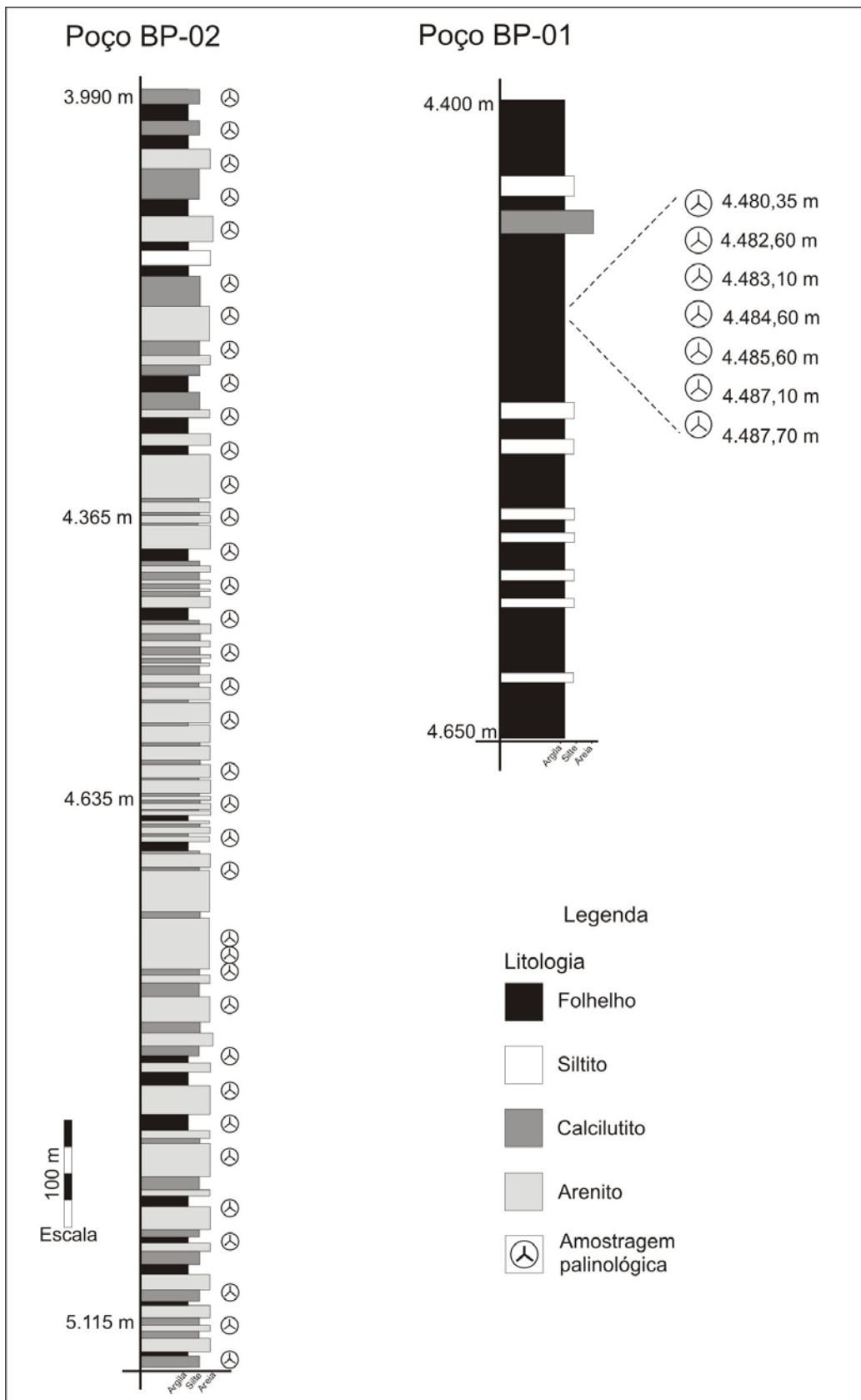


Figura 4. Perfil litológico simplificado dos intervalos dos poços PB-02 e PB-01, com indicação das profundidades referentes aos níveis estudados.

A análise palinológica foi efetuada com a utilização do microscópio óptico binocular Olympus BX61. Todas as formas estudadas e identificadas foram registradas em coordenadas com a utilização da lâmina *England Finder*. As lâminas confeccionadas foram nomeadas sob o código MP-P (Museu de Paleontologia-Palinologia), que estão depositadas na Palinoteca do DEPEST/IG/UFRGS. Os espécimes mais representativos foram selecionados e fotomicrografados com o emprego de uma máquina digital (Olympus DP71) acoplada ao microscópio.

4.2. Procedimentos de preparação palinológica

A metodologia aqui descrita refere-se ao método de preparação de amostras, para recuperação de microfósseis de parede orgânica objetos da palinologia. Para o estudo em questão foi utilizada a técnica padrão (Wood *et al.*, 1996). Em linhas gerais, a técnica envolve o emprego de ácidos (HCl e HF) tentando eliminar os constituintes minerais da rocha a fim de obter um resíduo final rico em palinomorfos. O controle de cada passo do processamento é acompanhado de uma ficha de entrada no laboratório para cada amostra (ANEXO) envolvendo as seguintes etapas.

4.2.1. Desagregação física

Para os níveis de testemunhos, cada amostra foi fragmentada com a utilização de um martelo, tomando-se o cuidado de não pulverizar as amostras, pois isto poderia ocasionar a quebra dos palinomorfos. Posteriormente, o conteúdo foi peneirado em malha de 2 mm, para que os fragmentos com dimensões menores fossem descartados. Cada amostra (calha e testemunho) foi pesada separando-se 10g de rocha para processamento.

4.2.2. Dissolução química

As amostras foram colocadas em béqueres de plástico de 1000 ml. Nesta etapa do processamento, as amostras foram submetidas a um método específico de tratamento, levando em consideração a composição mineralógica da rocha. Dentro da capela, iniciou-se o processo de tratamento com um teste a fim de averiguar a presença de minerais carbonáticos. Para isso, utilizou-se algumas gotas de ácido clorídrico (HCl

37%) em alguns fragmentos separados das amostras. Havendo reação ao ataque, o procedimento padrão seria o de adicionar ácido clorídrico ao béquer até cobrir totalmente a amostra. Em todas as etapas envolvendo reagentes, os ácidos adicionados são neutralizados ou removidos por adição de água destilada, em sucessivas lavagens. No caso do ácido clorídrico adicionado nessa etapa, os reagentes e os íons de cálcio devem ser removidos porque quando permanecem na amostra, tendem a reagir com o ácido fluorídrico da próxima etapa, precipitando pequenos cristais de fluoreto de cálcio, de difícil remoção (Uesugui, 1979). Depois de cessada a reação com o ácido clorídrico, dentro da capela, o béquer é preenchido com água destilada. Espera-se o material decantar no mínimo por oito horas. Finalizada a decantação, descarta-se a água em excesso sem perder o material de fundo. Repete-se o processo de lavagem mais duas vezes.

A próxima etapa constitui-se no ataque aos silicatos com a adição de ácido fluorídrico (HF 42%). Em béqueres plásticos separados cada amostra foi coberta por ácido fluorídrico (entorno e 100-150ml), tomando o cuidado de adicionar o ácido aos poucos, pois a reação pode ser extremamente violenta e exotérmica. Visando a destruição dos silicatos de maneira mais eficiente, deixou-se as amostras reagindo por vinte quatro horas.

Os resíduos processados e já neutralizados foram transferidos para béqueres de vidro. Dentro da capela, para cada amostra adicionou-se ácido clorídrico até atingir o dobro do seu volume. Após adição do ácido, os béqueres foram aquecidos em uma chapa quente. Este procedimento visa à destruição dos minerais neoformados durante a adição dos ácidos das etapas anteriores. A temperatura das soluções foi controlada com a utilização de um termômetro até que estas atingissem 60⁰C. Atendida a temperatura ideal, os béqueres foram retirados da chapa quente e as soluções foram neutralizadas.

4.2.3. Peneiramento

Para a concentração do resíduo orgânico processado, foi utilizada uma peneira granulométrica com malha de 20 µm. Essa peneira visa à eliminação do material (menor que 20 µm) indesejável.

4.2.4. Confeção das lâminas

Em uma chapa quente aproximadamente a 60⁰C, a lamínula foi aquecida e, sob ela foram colocadas de duas a três gotas de resíduo e logo após foram acrescentadas duas gotas de cellosize. Com auxílio de um palito, misturou-se o resíduo e o cellosize até sua homogeneização. Deve-se aguardar a evaporação total da água da lamínula, pois a permanência de água pode causar a formação de bolhas e impedir a colagem da lamínula à lâmina. Em seguida, após a secagem, retirou-se a lamínula da chapa quente colocando-a em uma bancada, onde a colagem da lamínula foi concluída com a adição de duas gotas de Entellan a lâmina.

4.3. Análise palinológica

O diâmetro geral dos palinomorfos comumente recuperados em preparações cretácicas pode variar aproximadamente de 5 a 200 µm, exigindo assim, para estudos mais minuciosos, um bom microscópio óptico, equipado com um conjunto de oculares (principalmente de 10x), como também, objetivas de 10x, 20x, 40x e 100x (lente de imersão), permitindo aumentos da ordem de até 2000x. No presente trabalho, o estudo morfológico detalhado dos palinomorfos foi efetuado com a utilização do microscópio óptico binocular Olympus BX61 equipado com uma máquina digital acoplada (Olympus DP71).

4.3.1. Taxonomia

O estudo sistemático empregado para a classificação dos dinoflagelados foi realizado com base em Fensome *et al.* (1993). As comparações e as identificações taxonômicas foram realizadas utilizando-se trabalhos clássicos da literatura, dentre os quais: Eisenack & Kjellström (1972), Stover & Evitt (1978), Evitt (1985), Jan Du Chêne *et al.* (1986), Fensome *et al.* (1993), Williams *et al.* (2000), Fauconnier & Masure (2004), Fensome & Williams (2004a, 2004b). Já os esporomorfos (esporos e grãos de polens) foram classificados seguindo a classificação supragenérica proposta originalmente por Potonié (1956, 1970), onde os táxons estão arranjados em um sistema morfológico artificial com categorias supragenéricas (turma).

A separação dos palinomorfos em grandes grupos constituiu a etapa inicial na fase de leitura das lâminas. Cada elemento (palinomorfo) identificado foi atribuído ao um grupo específico (*eg.* esporos, grãos de pólen, dinoflagelados, etc.). Assim, para os dinocistos, as características morfológicas mais importantes e reconhecidas no presente estudo para sua compreensão estão na presença dos elementos esculturais como: forma geral dos cistos; forma de arqueopilo; relação de parede, ornamentação de parede e detalhes no arranjo das paraplasas. Os esporos e grãos de pólen foram identificados seguindo critérios morfológicos como: estrutura da exina, aberturas, forma e simetria, ornamentações e dimensões. Inicialmente esse procedimento permitiu ter uma idéia da complexidade dos níveis amostrados, evidenciando de maneira muito clara e objetiva a diversidade e abundância dos principais conjuntos palinológicos.

Posteriormente, a análise taxonômica foi desenvolvida com a subdivisão dos grandes grupos (agrupamento em gêneros), a partir de descrições detalhadas, medidas e comparações dos nossos espécimes com os exemplares descritos na literatura, permitindo assim, a determinação das espécies.

4.3.2 Quantificação

A contagem foi realizada fazendo-se a leitura da lâmina através de seções transversais e verticais. As lâminas palinológicas foram observadas em microscopia de luz branca transmitida e ultravioleta refletida (fluorescência). Utilizou-se um retículo cruzado graduado para as medições dos palinomorfos e fitoclastos em oculares de 10x e objetiva de 10x e 20x de aumento. Os dados foram registrados manualmente em folhas de contagem obedecendo uma classificação, pela qual os elementos foram separados em palinomorfos, fitoclastos e matéria orgânica amorfa, discutido e detalhado mais adiante no capítulo de palinofácies.

Para cada nível foram contadas todas as partículas relativas a palinomorfos, matéria orgânica amorfa e fitoclastos, até chegar-se ao total de 300 palinomorfos, que constitui a parcela de saturação para a quantificação (Mendonça-Filho, 1999).

A fração fitoclasto seguiu um sistema de classificação mais detalhado, para tentar reconhecer qualquer informação paleoambiental. Todas as partículas foram contadas, exceto aquelas com tamanho inferior a 10 µm ou fragmentos de palinomorfos,

não identificáveis, com menos da metade do seu tamanho original, e sem valor paleoecológico, que foram ignorados.

Os constituintes orgânicos presentes em cada amostra foram quantitativamente estimados com valores percentuais a partir da confecção de gráficos. Esta abordagem objetivou o estudo comparativo das frequências relativas dos diversos palinomorfos e fragmentos orgânicos, visando demonstrar variações entre ambientes de fácies proximais e distais, nas sucessões sedimentares.

5. PALINOLOGIA

5.1. Aspectos gerais

Inicialmente o termo palinologia foi criado por Hyde & Williams (1944) para designar o estudo dos grãos de pólen e esporos. A palavra palinologia vem do grego, que sugere “mistura fina”, e é análogo ao *pollen* do latim, que significa “farinha fina”. Posteriormente, vários autores deram ao termo uma abrangência maior, englobando outros grupos, incluindo diferentes tipos de microfósseis de parede orgânica, chamados de palinofórmos (Tschudy, 1961), recuperados após dissolução da rocha ou sedimento com utilização de ácidos (HCl e HF).

Constituídos de esporopolenina ou de substâncias quitinosas, os palinomorfos são extremamente resistentes apresentando alto potencial de fossilização (Traverse, 1988), geralmente com dimensões entre 5-200 μm . Pertencentes a grupos biológicos distintos, incluem: grãos pólen, esporos (de plantas e de fungos), megásporos, cistos de dinoflagelados, palinoforaminíferos (testas orgânicas foraminíferos), acritarcos, prasinófitas, quitinozoários e escolecodontes. Além disso, são recuperados também na preparação tecidos vegetais (fitoclastos) e matéria orgânica amorfa associada. Ocorrem em sedimentos do Proterozóico ao recente e, por apresentarem grande abundância nos sedimentos, resistência, rápida taxa evolutiva ao longo do tempo e dispersos em vários ambientes sedimentares, representam uma importante ferramenta bioestratigráfica e paleoambiental. Genericamente podem ser classificados ou separados em dois grandes grupos de palinomorfos: marinhos e continentais.

A seguir, serão detalhados aspectos gerais dos esporomorfos (esporos, grão de pólen) e dinoflagelados, em virtude de constituírem, nesse trabalho, os elementos mais diversificados e com maior resolução bioestratigráfica.

5.2. Esporos e grãos de pólen

Incluem-se neste grupo as células reprodutoras representativas dos vegetais terrestres como as dos esporos das plantas vinculadas as Criptógamas (briófitas

e pteridófitas) e os grãos pólen derivados dos vegetais relacionados às Fanerógamas (gimnospermas e angiospermas).

Um esporo é basicamente uma célula envolvida por uma parede celular que a protege até que as condições ambientais se mostrarem favoráveis à sua germinação. Essa parede é constituída por duas partes: a intina (camada interna que é destruída durante a fossilização) e exina (formada por esporopolenina e passível de fossilização). Essas células constituem instrumentos de reprodução indireta, cuja germinação precisa, necessariamente, de água. Por isso, essas plantas sempre foram restritas a pântanos, regiões alagadas e baixios continentais bem drenados. São produzidos em grupos de quatro (tétrades), se soltam quando ficam maduros, deixando uma cicatriz da união.

As principais características morfológicas dos esporos estão relacionadas ao tamanho, sua forma geral, abertura germinal e à estruturação da parede (ornamentação). Apresentam dimensões variáveis, entre 5 e 500 micrometros. Quanto à forma e simetria podem ser esferoidais, elipsoidais, tetraédricos e assimétricos. Para a abertura germinal podem ser descritas as seguintes formas: aletes para os esporos sem abertura, triletes para os que possuem abertura trífida e monoletes os que apresentam uma abertura única alongada. Os termos descritivos utilizados para a ornamentação da parede compreendem: psilado, clavado, reticulado, espinhoso, verrugoso, estriado, baculado, entre outros. Demais características morfológicas são apresentadas nas figura 5 e 6.

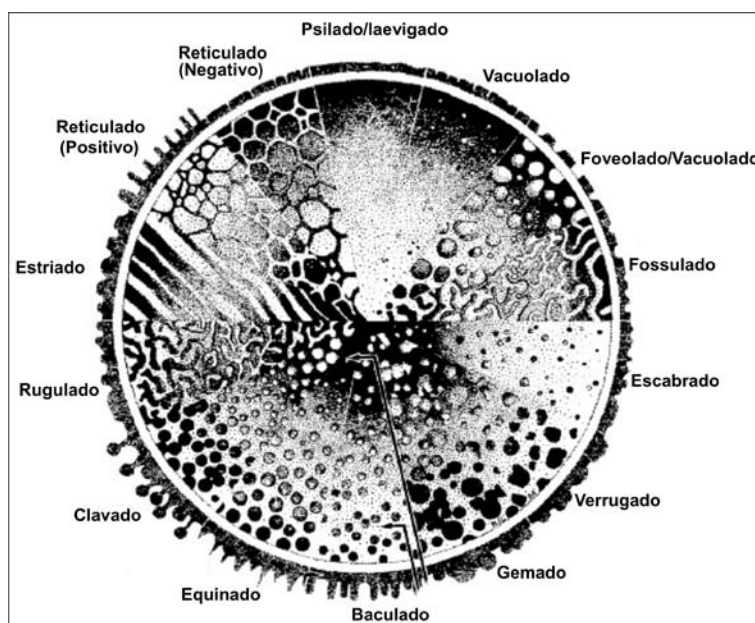


Figura 5. Representação dos principais tipos de ornamentações encontradas na superfície de esporos (Traverse, 2007).

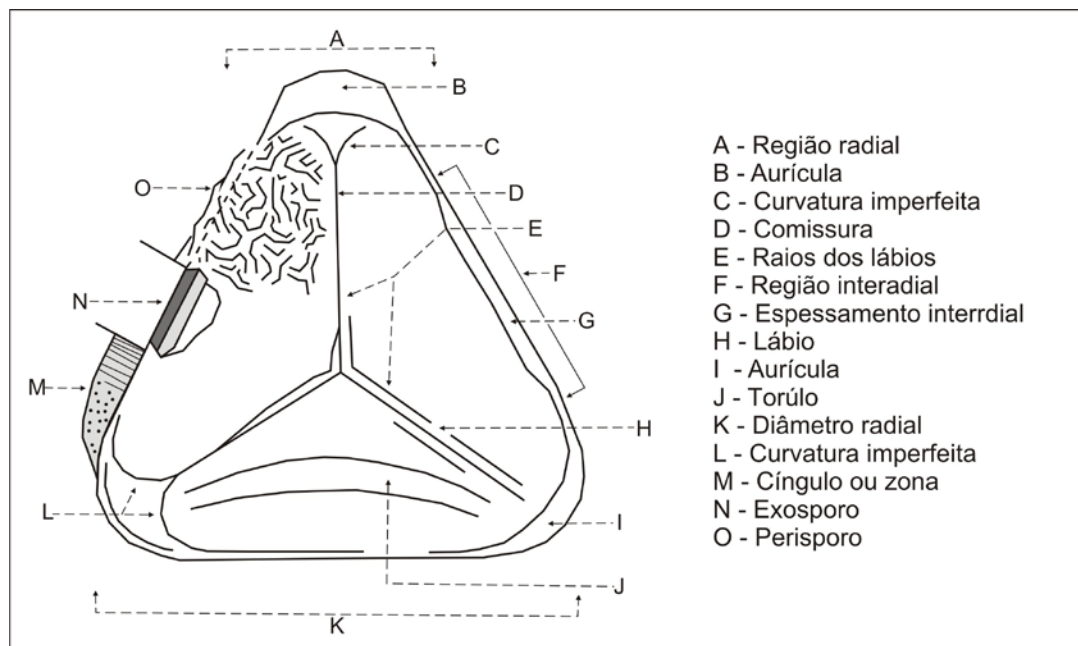


Figura 6. Representação das principais características morfológicas dos esporos triletes (Playford & Dettmann, 1996; Traverse, 2007).

Os grãos de pólen constituem as células reprodutivas dos vegetais superiores, gimnospermas e angiospermas, e exercem o papel de transporte dos gametas masculinos para o órgão sexual feminino da planta (ovário), onde ocorrerá a fertilização e produção da semente. Esse transporte pode se realizar pelo vento, por insetos polinizadores ou por aves. No geral, possuem dimensões reduzidas e são produzidos em grandes quantidades. Quando dispersos na natureza os grãos de pólen ocorrem na sua maioria isolados constituindo mônades, em pares (díades), grupos de quatro (tétrades) ou ainda em múltiplos de quatro (políades).

A exina do grão de pólen possui estrutura mais complexa que nos esporos, variando entre alveolar nas gimnospermas a columelar nas angiospermas, alguns dos termos descritivos utilizados para a ornamentação da parede são ilustrados na figura 7.

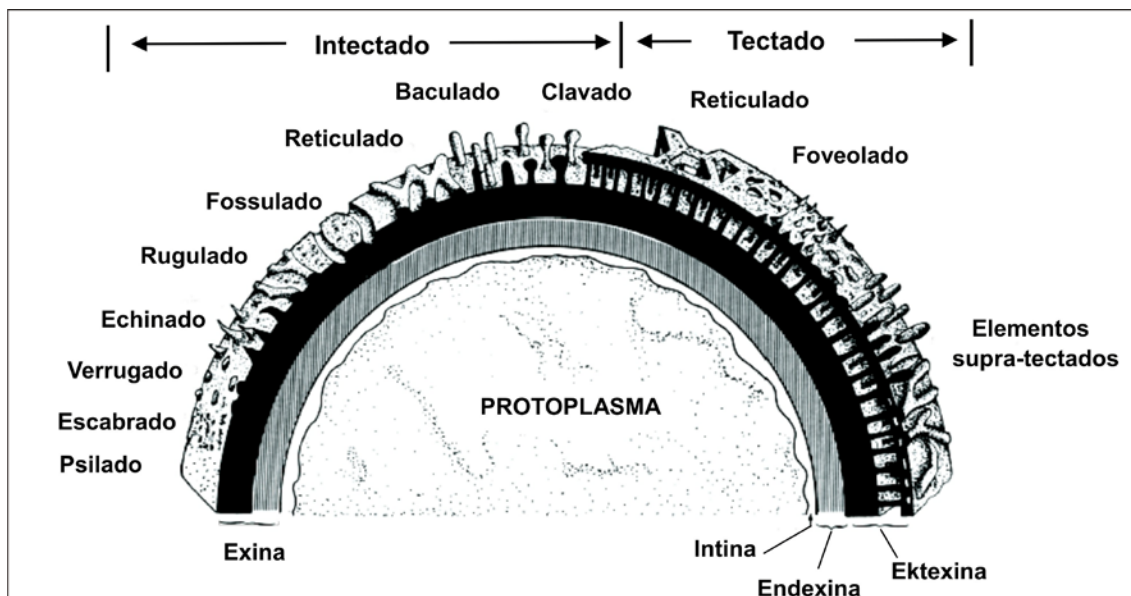


Figura 7. Representação dos principais tipos de ornamentação da superfície de grãos de pólen (Armstrong & Brasier, 2005).

Morfologicamente os grãos de pólen das gimnospermas podem ser divididos em: Inaperturados, geralmente pequenos, simples, esféricos e sem poros. São representados pelas formas de Araucariaceae, Cupressácea, Taxaceae e Pineaceae. Sacados caracterizados pela presença de um ou dois sacos ligados ao corpo central (fig. 8). Englobam os grãos monossacados com simetria radial, também chamados de pré-pólen, podem apresentar uma estrutura (prega de reforço) entre o saco e corpo central e uma marca trilete vestigial. Já os grãos bissacados são marcados pela presença de dois mais sacos na sua maioria sempre reticulados, são caracterizados pela presença ou não de ténias e estrias na face proximal do corpo central. São formas relacionadas Coníferas. Os grãos Poliplicados são geralmente elipsoidais, com estrias ou plicas, podem ou não ter sacos (que podem ser residuais). Monossulcados/Monocolpados, geralmente possuem forma esférica a elipsoidal, apresentando uma fenda/sulco. São lisos a escabrados. Outros grupos de grãos de pólen gimnosperâmicos, tais como os rimulados, normapolles, são particulares a determinados intervalos de tempo, geralmente vinculados a plantas extintas.

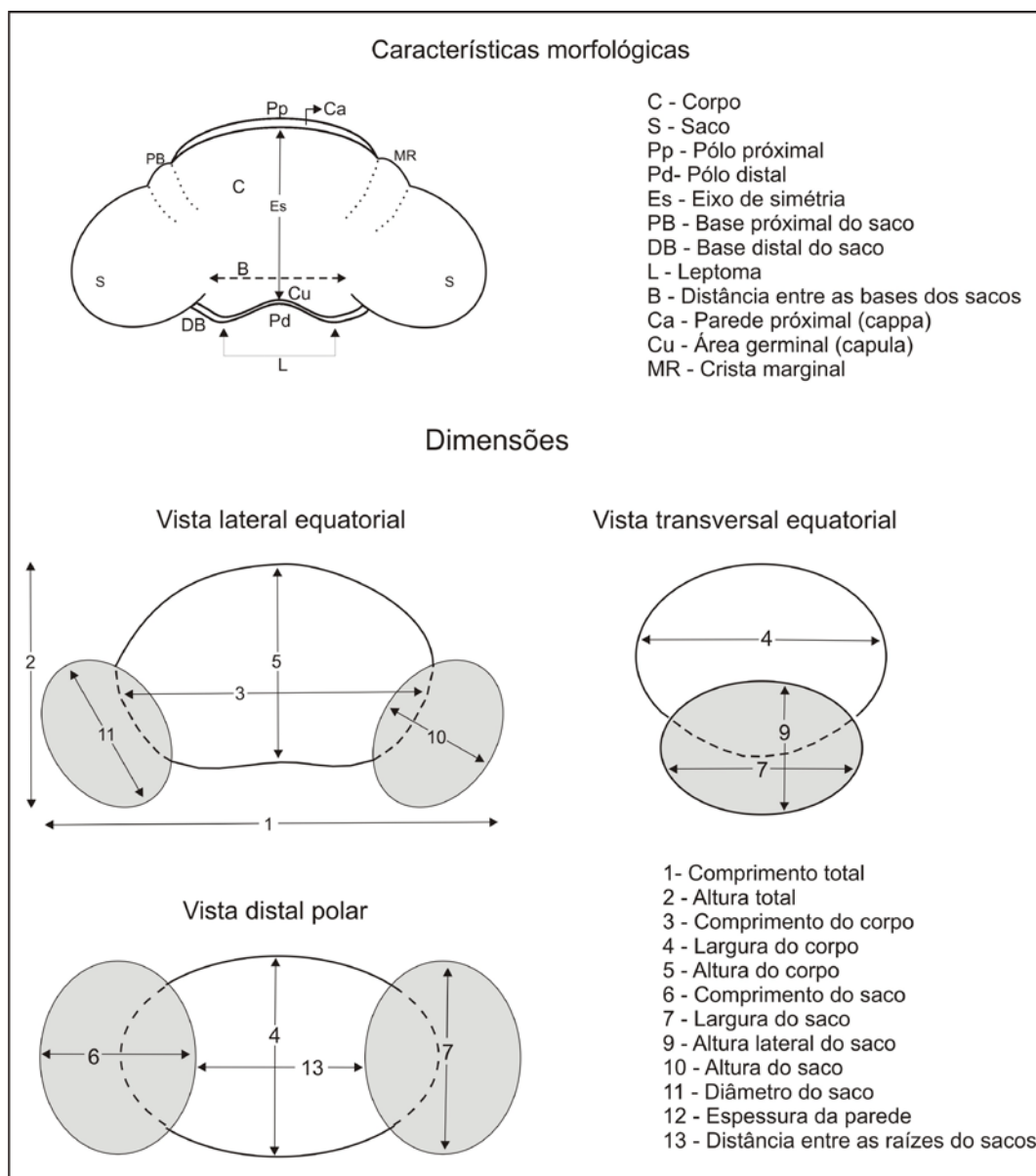


Figura 8. Representação dos termos morfológicos e eixos de dimensões utilizados para descrições de grãos sacados (Zauer, 1977 *apud* Traverse, 2007).

Os grãos de pólen das angiospermas são caracterizados pelas aberturas (fig. 9), onde podendo ser divididos em: Porados para aqueles grãos de pólen com aberturas em forma de poros; Colpados os que apresentam aberturas alongadas de razão comprimento/largura superior a dois e Colporados, grãos de pólen que apresentam abertura composta, consistindo em um ectocolpo com uma ou mais aberturas.

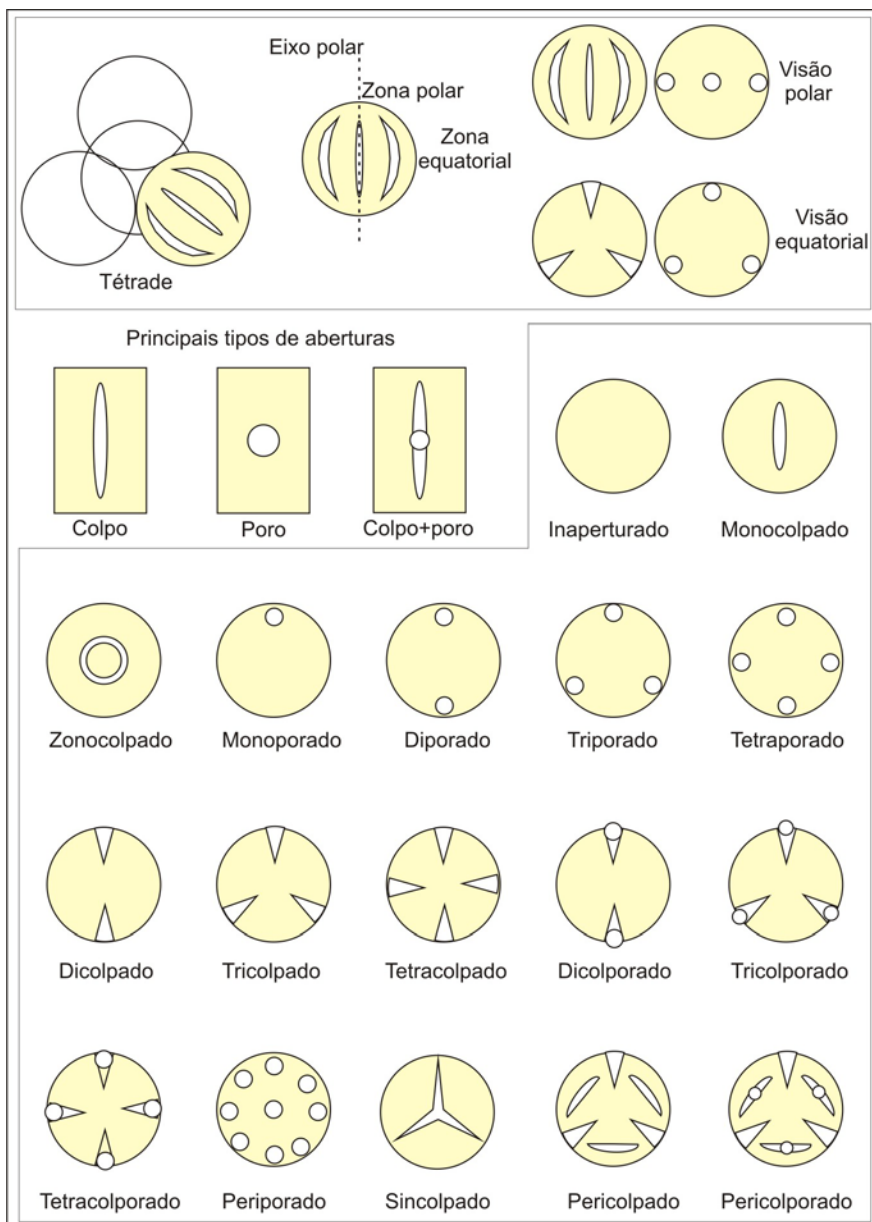


Figura 9. Caracterização morfológica dos principais tipos de aberturas encontradas em grãos de pólen de angiospermas (modificado de Punt, 2007).

5.3. Dinoflagelados

5.3.1. Aspectos gerais

Dinoflagelados formam atualmente uma grande parcela do plâncton marinho e constituem o segundo maior grupo de produtores primários dos oceanos, perdendo quantitativamente atrás somente das diatomáceas. Constituem organismos unicelulares, eucariontes, com dimensões que variam de 5 a 200 μm . São encontrados na maioria dos ambientes aquáticos, desde ambientes estuarinos, costeiros até

oceânicos, a continentais de águas doces (fluviais e lacustres), como também, em águas intersticiais de areias de praia e até na neve podem ser encontrados alguns espécimes (Fensome *et al.* 1996). Dentre as espécies atuais, 90% são marinhas, constituindo cerca de 20% do fitoplâncton marinho (Monteil *et al.*, 1993). Muitas espécies têm capacidade fotossintética, outras formas são endossimbiontes de protistas, ocorrendo também formas predadoras e parasitas. Ocorrem como células individuais ou coloniais, de hábito planctônico ou bentônico. Dinoflagelados se caracterizam por possuírem pigmentos carotenóides como a peridina que dão a estes organismos uma coloração laranja-avermelhada.

Muitos gêneros são sensíveis às condições ambientais como temperatura, salinidade da água, luminosidade, oxigênio dissolvido e disponibilidade de nutrientes. Geralmente em condições favoráveis de temperatura e disponibilidade de nutriente grandes explosões populacionais (blooms) principalmente dos gêneros *Gonyaulacysta* e *Gymnodinium* ocorrem gerando o fenômeno mundialmente reconhecido como “maré vermelha” ocasionando altas concentrações de toxinas gerando drásticas mortalidades e envenenamento da fauna marinha.

5.3.2. Ciclo de vida dos dinoflagelados

Atualmente, pelo nível de complexidade, os mecanismos reprodutivos dos dinoflagelados ainda não são bem compreendidos. O ciclo reprodutivo foi primeiramente descrito em 1938 por Diwald *apud* Evitt (1985), que consta de uma fase assexuada (multiplicação vegetativa) e uma fase sexuada (gametogênese) ilustradas esquematicamente na figura 10. Assim sendo, dois tipos de ciclos são podem ser distinguidos: o primeiro ciclo ocorre sem a formação de cistos, sendo representado pelas fases assexuada (diplóide) e de gametogênese (haplóide), e um segundo ciclo em que há formação de cistos, seguindo as seguintes fases:

- 1) Compreende a fase móvel, caracterizada por grande número de divisões vegetativas com elevada expansão populacional originando gerações de células haplóides móveis (tecas vegetativas). Isto ocorre em condições ambientais favoráveis em termos de luminosidade, salinidade, temperatura, oxigênio dissolvido e disponibilidade de nutrientes;

2) Nesta fase as células haplóides passam a se comportar como gametas e se fundem para originar zigotos celulósicos diplóides; ocorre a perda da teca durante a fusão e o desenvolvimento de dois flagelos durante o crescimento a célula;

3) Durante a fase de crescimento, o zigoto diplóide (ou planozigoto) desenvolve uma nova teca e cresce através das bandas suturais (região entre as placas), chegando a atingir dimensões bem maiores que as das tecas vegetativas;

4) Posteriormente em um estágio de pouca atividade celular, por volta de 15 dias, ocorre a perda dos flagelos e o zigoto entra num período de dormência (fase imóvel). O protoplasma da célula se contrai, descolando da teca e sintetiza as membranas do cisto;

5) Na fase de encistamento, as placas da teca se quebram, se soltam ou são degradadas por bactérias;

6) Como cisto formado o hypnozigoto (zigoto em estágio dormente) comporta-se como uma partícula sedimentar que será incorporada aos bentos, depositando-se nos substratos plataformais e lagos;

7) Depois do período dormência, que pode durar de horas a mais de seis meses, sob condições favoráveis, o protoplasma do cisto se excita, através de uma abertura chamada arqueopilo; a placa removida durante o processo de formação do arqueopilo é chamada de opérculo;

8) O ciclo é concluído quando o protoplasma divide-se em novas células haplóides, que desenvolvem tecas e flagelos.

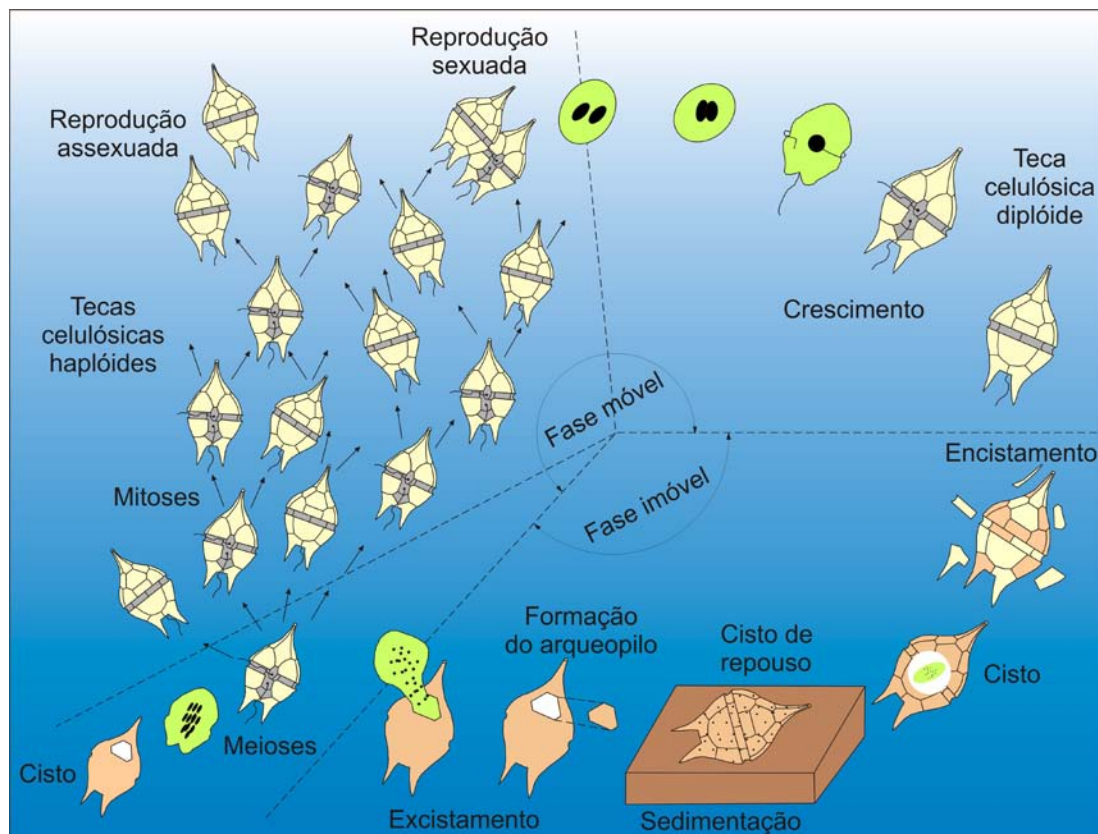


Figura 10. Ciclo de vida de dinoflagelados produtores de cistos (modificado de Evitt, 1985).

5.3.3. Aspectos ecológicos

As formas atuais de dinoflagelados são predominantemente marinhas (90%), de hábito planctônico e autotróficas, são raramente encontrados vivos abaixo de 50m de profundidade devido a sua necessidade de luz. Diversos fatores determinam a distribuição batimétrica e geográfica destas formas. Como principais fatores ecológicos atuantes, são relacionados, a temperatura, a salinidade, a luminosidade, a disponibilidade de nutrientes e oxigênio, onde determinam os termos qualitativos e quantitativos sobre as assembléias.

São organismos termófilos, globalmente ocupam uma ampla zona latitudinal, incluindo latitudes baixas, médias e altas (Taylor, 1987), onde podem ser distinguidas espécies cosmopolitas, temperadas, tropicais e intertropicais. No entanto, são especialmente abundantes e diversificados em águas tropicais (Wall *et al.*, 1977), representando importante aplicação para estudos biogeográficos e climáticos. Os dinoflagelados podem tolerar um amplo espectro de salinidade e são encontrados em lagos, lagoas e rios. As espécies oceânicas vivem em concentrações de sais entre 20‰ e

30‰, raramente em concentrações superiores a 40‰. A produtividade de dinoflagelados é fortemente inibida em ambientes de baixa salinidade, existindo, entretanto, espécies tolerantes a grandes oscilações de salinidade (eurihalinas), típicas de ambientes costeiros (lagunares e estuarinos), onde as salinidades podem variar entre extremos de 4‰ a 64‰. Ambientes hipersalinos (mais de 70‰) também podem abrigar algumas poucas espécies, como relatado por Morzadec-Kerfourn (1983).

Espécies encistadas vivem quase que exclusivamente em ambientes marinhos, particularmente em águas costeiras rasas. Sob condições que não permitem o crescimento contínuo da população, tais como baixos níveis de nutrientes, dinoflagelados podem produzir cistos de repouso, não-móveis, que vão para o fundo dos oceanos e lagos, onde permanecem viáveis durante anos. A turbidez das águas inibe a produtividade dos dinoflagelados. Em geral dinoflagelados são capazes de migrações verticais importantes, mesmo em ambientes sob forte ação de marés, e estas migrações relacionam-se estreitamente aos processos fotossintéticos.

Os dinoflagelados são fortemente dependentes das quantidades de nitratos e fosfatos dissolvidos, sendo a ausência destes um fator limitante ao seu desenvolvimento. Aportes superficiais de nutrientes, como descargas fluviais ou processos de ressurgências, provocam explosões das populações fitoplanctônicas (as chamadas “marés vermelhas”), que constituem geralmente explosões populacionais monoespecíficas. Blooms de dinoflagelados são particularmente frequentes em regiões costeiras abrigadas (baías, enseadas e golfos) de águas quentes e calmas, sob influxos fluviais.

5.3.4. Características morfológicas

Durante a fase móvel (planctônica), dinoflagelados desenvolvem uma estrutura rígida chamada teca, esta estrutura é composta por placas celulósicas delimitadas por suturas e não passíveis de fossilização. A disposição destas placas, conhecida como tabulação, é de fundamental importância para a classificação taxonômica. Da região ventral da teca surgem dos poros dois flagelos responsáveis pelos movimentos laterais e verticais. Estes flagelos encontram-se em dois sulcos, um longitudinal chamado de sulco e um transversal chamado de cíngulo. Morfologicamente assimétricos, a metade anterior ao cíngulo é conhecida como epiteca e a posterior como

hipoteca. Na vista ventral localiza-se o sulco e oposto a este o cingulo na vista dorsal. Na figura 11 estão ilustradas as principais feições da teca de um dinoflagelado peridinióide.

Somente uma parcela dos dinoflagelados atuais é capaz de sintetizar cistos, que representam a fase imóvel (bentônica) destes organismos, encerrando seu protoplasma durante uma determinada fase do ciclo reprodutivo. Assim, apenas os cistos de dinoflagelados, ou dinocistos, são conservados nos sedimentos e rochas sedimentares.

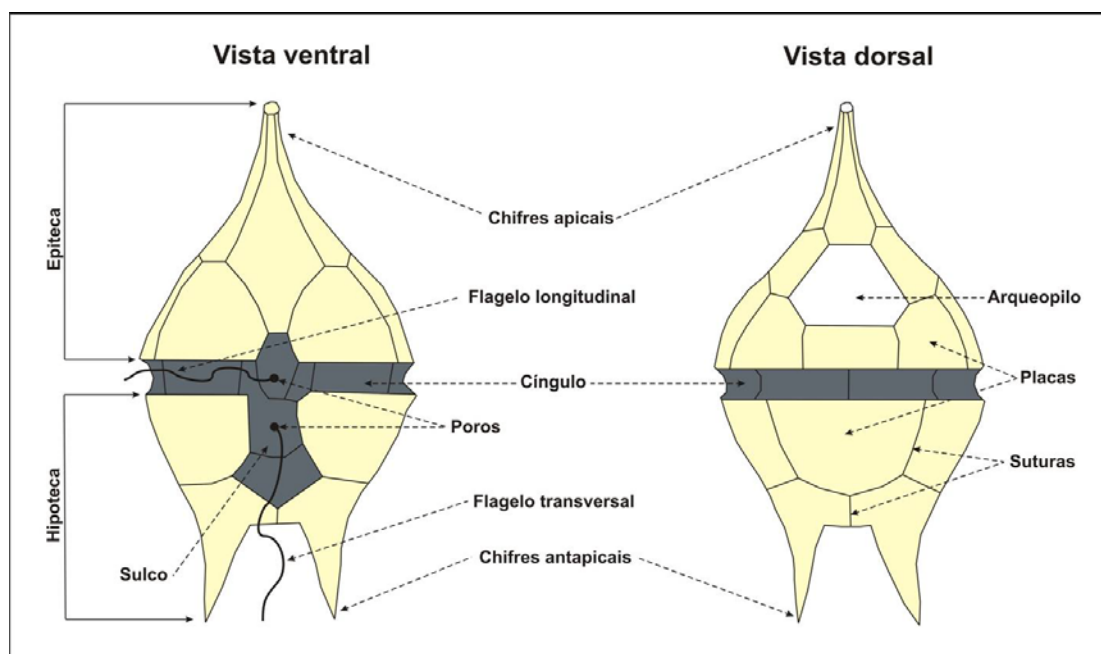


Figura 11. Principais características morfológicas de teca de um dinoflagelado, modificado de Evitt (1985).

5.3.5. Registro fóssil

Dinoflagelados apresentam um amplo registro fóssil, abundantes nas seqüências sedimentares marinhas do Mesozóico e Cenozóico (Williams & Bujak, 1985). Suas primeiras ocorrências datam do final do Triássico, quando os fósseis começam a se tornarem mais comuns. A estabilidade do grupo na passagem Triássico-Jurássico é marcada por um aumento significativo da diversidade de espécies. No Cretáceo as formas sofrem uma rápida fase de radiação, marcada por estágios morfológicos muito bem representados nos padrões de paratabulação em algumas

famílias de peridinióideos. Após o Paleogeno, o grupo mostra uma significativa diminuição na diversidade, com declino atuando até os dias de hoje.

Os dinoflagelados fósseis (dinocistos) identificados possivelmente representam cistos da fase imóvel (hypnozigotos). Na maioria das vezes os cistos apresentam características semelhantes (tabulação) às das tecas celulósicas da fase móvel, e a elas é acrescentado o prefixo “para” (paratabulação, paraplaca, parassutura, etc), (figura 12).

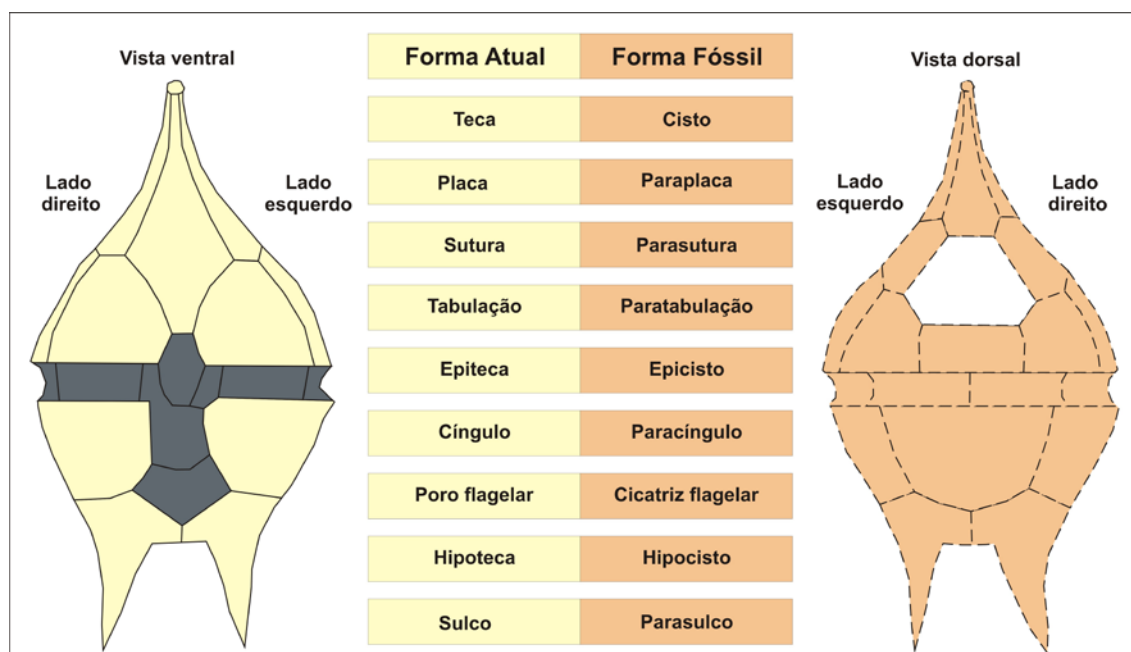


Figura 12. Orientação e principais características morfológicas da teca e cisto de um dinoflagelado, modificado de Evitt (1985).

Portanto, a paratabulação, de um modo geral, representa certa conformidade com o arranjo das placas na teca, mas que nem sempre é obviamente expressa (figura 13). A classificação taxonômica dos dinoflagelados baseia-se fundamentalmente na morfologia dos cistos e no arranjo das paraplacas, ou paratabulação. A morfologia dos cistos depende dos processos de encistamento. Se não ocorre contração do hypnozigoto, sua parede permanece em contato com a do planozigoto, e o cisto “herda” a morfologia da teca. Estes cistos são denominados proximados. Caso ocorra contração do citoplasma do hypnozigoto, o contato entre as paredes não é direto e se faz apenas através dos processos do cisto então formado. Estes são os cistos condensados, que podem apresentar processos de comprimentos muito

variáveis. Existem também os cistos dito cavados, que apresentam duas ou mais paredes distintamente separadas.

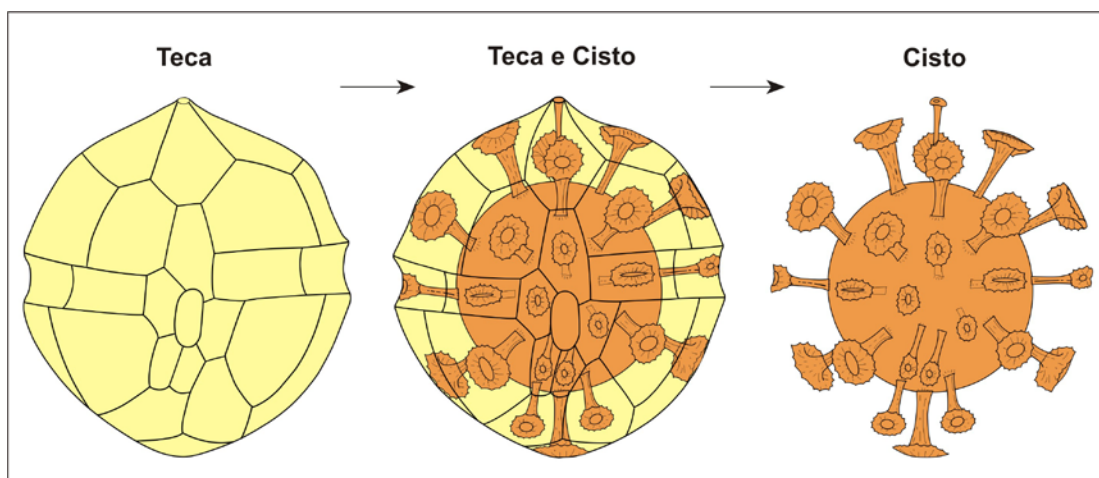


Figura 13. Representação da conformidade do arranjo das placas na teca em relação ao cisto. Nota-se como se corresponde um processo por cada placa da teca, permitindo a reconstrução da paratabulação (modificado de Evitt, 1985).

Dois modelos principais são utilizados para classificação, Gonyaulacóide (inclui a maioria dos cistos proximados a condensados) e Peridinióide (inclui a maioria dos cistos cavados), figura 14.

Vista ventral	Vista apical	Vista antapical	Vista dorsal
	<p>Peridinium: 2pr, 4', 3a, 7'', 4c, 5''', 0p, 2''''</p>		
	<p>Gonyaulax: 0pr, 4', 0a, 6'', 6c, 6''', 1p, 1''''</p>		

Figura 14. Modelos principais de tabulação, modelo Peridinióide (*Peridinium*) vs. modelo Gonyaulacóide (*Gonyaulax*), (modificado de Evitt, 1985).

Uma outra característica marcante nos cistos de dinoflagelados fósseis é o arqueopilo. A formação do arqueopilo é resultante da perda de parte da parede do cisto durante o processo de excistamento, representando a abertura por onde o organismo se liberou da rígida parede para continuar seu ciclo de vida. Esta estrutura apresenta diferentes morfologias e nomenclaturas de acordo com a placa envolvida na sua formação. O arqueopilo pode ser classificado basicamente pela série a que pertence as paraplasas envolvidas podendo ser: apical, pré-cingular e intercalar. Podendo ser classificado também pelo número de paraplasas envolvidas (arqueopilos simples ou composto). A paraplasa ou conjunto de paraplasas que se destaca, formando o arqueopilo, chama-se opérculo. Para a forma do arqueopilo são também utilizados em descrições algumas subdivisões baseadas em parâmetros geométricos como ilustrados na figura 15.

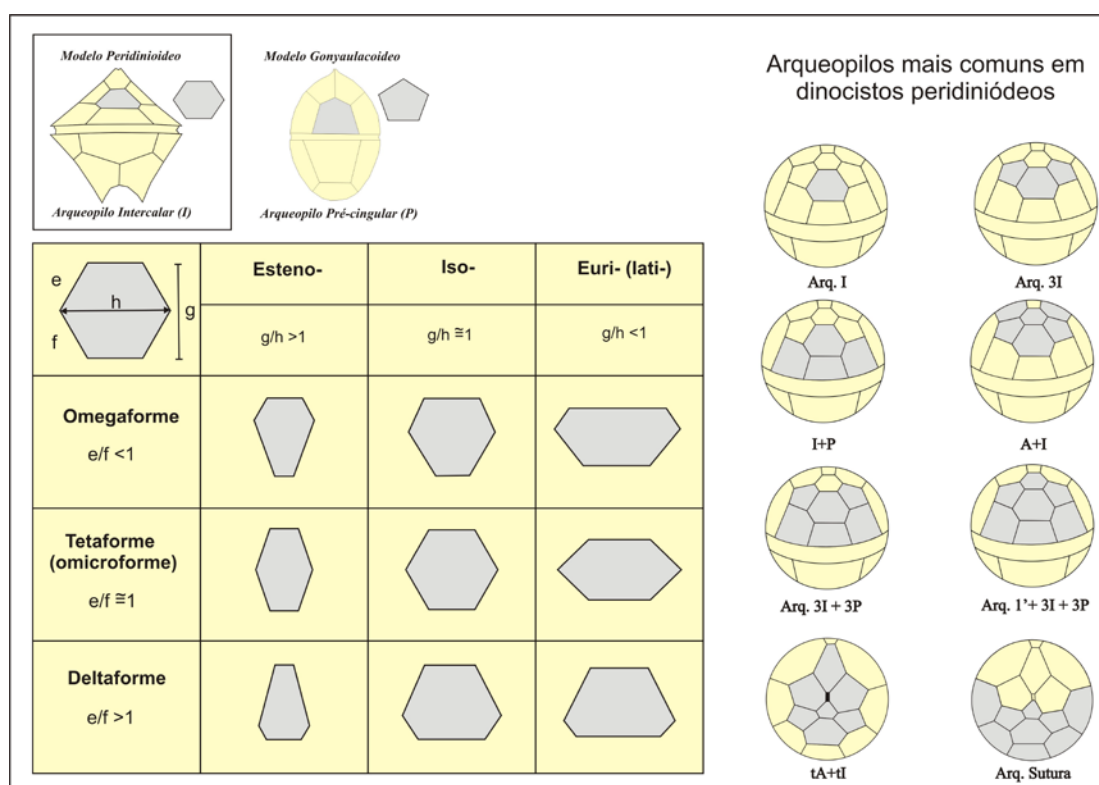


Figura 15. Tipologia de formas de arqueopilos em dinocisto peridinióides, (modificado de Evitt, 1985).

A disposição das placas pode ser expressa através de vários sistemas de tabulação, o mais utilizado e conhecido é o de Kofoid (1909) que organiza as paraplasas da seguinte maneira: Série Apical (Série '), Série Intercalar (Série a), Série Pré-cingular (Série ''), Série Cingular (Série c), Série Pos-cingular (Série '''), Série Antapical (Série ''') e Serie Sulcal (Série s), representadas na figura 16.

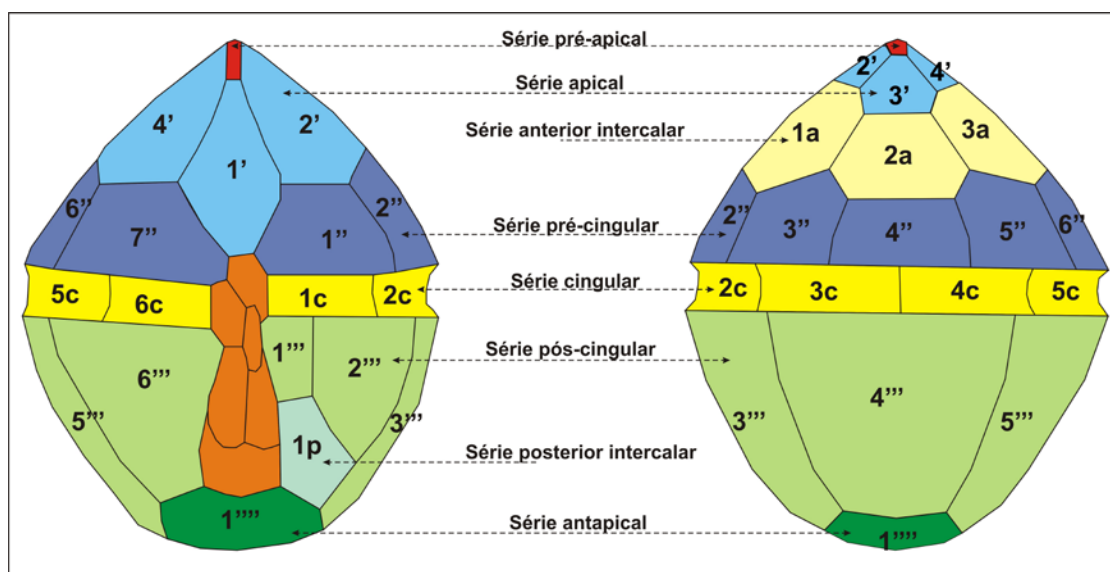


Figura 16. Modelo de paratabulação, identificando as principais séries em dinocistos, (modificado de Evitt, 1985).

5.4. Palinofácies

5.4.1. Introdução ao estudo

O termo palinofácies foi introduzido por Combaz (1964) e sua definição pode ser entendida como o estudo palinológico da assembléia total de matéria orgânica contida em um sedimento seguido pela remoção da matriz sedimentar (mineral) pela adição de ácidos (HCl e HF), sendo observada especificamente por microscopia em luz transmitida. A análise por palinofácies envolve o estudo integrado de todos os aspectos das assembléias de matéria orgânica como: identificação dos componentes particulados individuais, determinação de suas proporções relativas e absolutas, suas dimensões e seu estado de preservação (Tyson, 1993, 1995). Esses dados podem fornecer informações sobre o tipo de aporte terrestre, o potencial de oxidação/redução, tendências transgressivas/regressivas e pode, também, permitir a subdivisão de unidades litológicas (Carvalho, 2006). Esses fatores resultam em uma complexa interrelação entre a origem, transporte e deposição de partículas orgânicas (Traverse, 1994).

Segundo Tyson (1995), a análise de palinofácies constitui o estudo palinológico de ambientes deposicionais e do potencial de rochas geradoras de hidrocarbonetos baseado na assembléia total de matéria orgânica particulada, podendo ser definida como “um corpo de sedimento contendo uma assembléia distinta de matéria orgânica palinológica idealizada para refletir um grupo específico de condições

ambientais, ou para ser associada com um nível característico do potencial de geração de hidrocarbonetos”.

5.4.2. Classificação do querogênio - Matéria orgânica palinológica

Segundo Welte (1972), querogênio é a fração da matéria orgânica sedimentar que é insolúvel em solventes orgânicos, sendo comumente mais rica em hidrogênio e de baixa aromaticidade. Os três principais grupos de constituintes morfológicos que compõe o querogênio, reconhecidos na assembléia, são: palinomorfos, fitoclastos e matéria orgânica amorfa (não estruturada). O termo “palinomorfo” refere-se a todos os microfósseis de parede orgânica resistentes ao ataque com ácidos (HCl - HF), divididos em esporomorfos de origem terrestre (esporos e grãos de pólen) e organismos aquáticos (algas de água doce/salobra, microplâncton marinho). O termo “fitoclasto” foi introduzido por Bostick (1971) para descrever todas as partículas tamanho argila ou areia-fina do querogênio derivado de vegetais superiores ou fungos, sendo translúcidos ou opacos, apresentando-se bioestruturados ou estruturados ou “pseudoamorfo”. O termo “Matéria orgânica amorfa” faz alusão a todo material orgânico produto do retrabalhamento ou degradação bacteriana, não apresentando estrutura e forma definidas.

5.4.3. Dispersão nos ambientes - Tendência da distribuição dos grupos palinológicos

Partículas de origem orgânica são incorporadas pelos processos sedimentares nos sítios deposicionais e se comportam como detritos, tal como as partículas minerais. Contudo seu comportamento aerodinâmico ou hidrodinâmico nesses ambientes são resultado de suas características intrínsecas (morfologia, tamanho, densidade, estruturas, etc.).

Os diversos tipos de fragmentos orgânicos, assim como os palinomorfos, tendem a se comportar distintamente nos ambientes sedimentares. Este comportamento é ditado principalmente pelas suas diferentes características químicas e físicas, como a própria origem biológica, densidade, tamanho e forma das partículas, além do grau de oxidação e degradação a que são submetidos (Parry *et al.*, 1981; Pasley *et al.*, 1991; Tyson, 1995).

Em seqüências marinhas existe uma clara tendência de seleção e separação dos fitoclastos (alóctones) e do material amorfo (autóctone) nos diversos ambientes sedimentares, segundo um perfil proximal-distal, condicionado pelo maior ou menor influxo de terrígenos para a bacia e por episódios transgressivos e regressivos (Habib, 1982; Tyson, 1995).

Fitoclastos lenhosos, por serem quimicamente estáveis, são os fragmentos mais resistentes ao transporte, redeposição e degradação microbiana. Entre estes, os fragmentos opacos/carbonificados são os mais resistentes, portanto podem ser concentrados relativamente, sob condições (oxidantes) nas quais outras partículas orgânicas são facilmente destruídas, tendo um enriquecimento relativo em fácies deposicionais mais distais. Fitoclastos não-lenhosos (herbáceos/cutículas), ricos em celulose, são rapidamente consumidos e degradados por bactérias e fungos e têm menor potencial de preservação, concentram-se praticamente apenas nos sedimentos depositados em estuários ou próximos de deltas (Tyson, 1995), sendo indicadores deposicionais mais proximais.

A matéria orgânica amorfa, de origem comprovadamente marinha, representa basicamente a fração autóctone das partículas orgânicas, concentrando-se preferencialmente em posições mais distais, especialmente em períodos de nível de mar alto. Já a matéria orgânica amorfa de origem não-primária (degradação ou oxidação de materiais diversos) pode ter seu comportamento estreitamente relacionado ao influxo de material terrestre e às condições de oxigenação do ambiente sedimentar.

A grande maioria de detritos cuticulares é derivada de folhas (Tyson, 1993), tendo sido considerados por Fisher (1980), como sendo os tipos mais flutuantes de matéria orgânica derivada de vegetais terrestres, os quais somente são depositados, quando as condições de energia são particularmente baixas. Altas percentagens de cutículas têm sido encontradas em fácies deltaicas distributárias e pró-deltaicas (Parry *et al.*, 1981 e Nagy *et al.*, 1984).

Devido à influência da vegetação local, ambientes muito proximais tendem a ter uma elevada dominância de um táxon específico. Esporos são produzidos principalmente em áreas deltaicas pantanosas e estão, tipicamente bem representados em muitos carvões e fácies deltaicas associadas (Chaloner & Muir, 1968; Tyson, 1993). Sua abundância geral na palinoflora regional pode ser usada como um indicador de condições climáticas úmidas. A abundância relativa de esporos sobre os grãos de pólen é geralmente um indicador útil de proximidade de áreas-fonte flúvio-deltaicas, uma vez

que, tais esporos são produzidos em menor número em relação aos grãos de pólen e tendem a ser transportados com menor eficiência (Tyson, 1989; 1993).

Os grãos de pólen de gimnospermas são produzidos em grande número e freqüentemente representam a flora local interior distante do ambiente deltaico (Tyson, 1993). Grãos de pólen sacados, especialmente os pólenes bissacados, são os componentes mais flutuantes e mais facilmente transportados (Traverse, 1988; Tyson, 1993). Os grãos de pólen bissacados, por estarem adaptados para uma dispersão à longas distâncias, podem dominar qualquer ambiente deposicional onde é predominantemente transportado pelo vento, como, por exemplo, em áreas áridas ou ambientes distais.

Outras feições típicas de assembléias de palinomorfos flúvio-deltaicas são a freqüência de tétrades de esporos e agrupamentos de grãos de pólen, que estão sempre associadas a ambientes proximais e condições de baixa energia com sedimentação rápida (Tyson, 1993).

A abundância relativa do microplâncton marinho de parede orgânica é de fato inversamente relacionado àquela dos esporomorfos. Conseqüentemente, tais percentagens são mais elevadas em áreas plataformais de clima temperado a subtropical onde não ocorre a ação de fontes flúvio-deltaicas, em regiões que são pobremente vegetadas e em áreas de elevada produtividade primária (Tyson, 1993; 1995).

A percentagem de dinoflagelados é alta em áreas costeiras, submetidas a ressurgências sazonais (Melia, 1984; Tyson, 1993) e aumenta em direção a bacia, declinando nas fácies pelágicas e hemipelágicas, exceto dentro dos turbiditos. Em ambientes salobros e hipersalinos são parcialmente substituídos pelos acritarcos. Elevadas percentagens de dinoflagelados condensados ocorrem em fácies marinhas de plataforma (Vozzhennikova, 1965; Tyson, 1993) e em fácies distais de baixa energia, sendo caracterizada por dinocistos de parede fina e delicada, com longos processos. Constitui um parâmetro útil para avaliar tendências proximais-distais e transgressivas-regressivas, especialmente onde os esporomorfos são pouco freqüentes ou não-diagnósticos.

Diversidades altas de dinoflagelados ocorrem geralmente em fácies marinhas de plataforma, nos períodos de mar alto (Mutterlose & Harding, 1987, *apud* Tyson, 1993). Em termos gerais, a diversidade aumenta irregularmente na direção da bacia. Baixa diversidade é tipicamente associada a ambientes estressantes,

especialmente onde existem recursos tróficos, que possam ser consumidos por poucas formas, capazes de tolerar essas condições. Mudanças relativas na diversidade dos dinocistos constituem um parâmetro útil para caracterizar ambientes marinhos francos, daqueles mais proximais à costa, de condições estressantes de salinidade, podendo ser usado para identificar oscilações transgressivas-regressivas.

Palinoforaminíferos são exclusivamente marinhos (Lister & Batten, 1988; Stancliffe, 1989). Em ambientes sedimentares estuarinos atuais os palinoforaminíferos decrescem, tanto em tamanho quanto em quantidade, em direção às cabeceiras do estuário (Farr, 1989), são mais abundantes em domínios marinhos (plataformais) do que em ambientes estuarinos e litorâneos. Em ambientes carbonáticos apresentam, em geral, altas concentrações, que têm sido correlacionadas com a alta disponibilidade de nutrientes das águas (Traverse, 1988). Embora palinoforaminíferos sejam mais abundantes em áreas plataformais, livres da influência de terrígenos, suas abundâncias decrescem com o contínuo aumento batimétrico, em direção às águas mais profundas do talude e bacia, como registrado por Melia (1984) e Van Wavren (1989). A figura 17 sintetiza a distribuição dos palinomorfos e da matéria orgânica particulada para os diversos ambientes deposicionais.

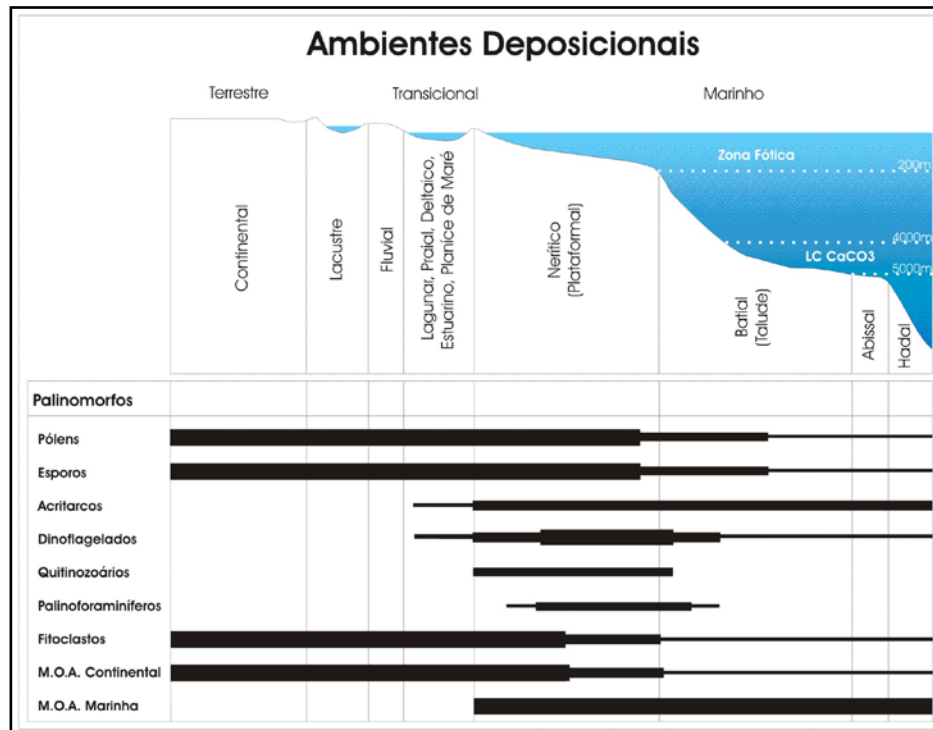


Figura 17. Perfil esquemático da distribuição ambiental dos principais elementos palinológicos, modificado de Seyve (1990).

6. RESULTADOS

6.1. Considerações gerais

A análise palinológica realizada nos dois poços possibilitou o reconhecimento de 124 táxons. Para o poço BP-01 foram recuperados 15 táxons de esporomorfos (11 de esporos, 4 de grãos de pólen), algas (34 de dinoflagelados, 1 de Prasinophyceae). No poço BP-02 um total de 89 táxons de palinomorfos foi identificado, compreendendo esporomorfos (25 a esporos, 29 de grãos de pólen), algas (34 de dinoflagelados, 2 de Prasinophyceae). Em ambos os poços ocorrem associados palinoforaminíferos, ovos de copépodes, fungos indeterminados e peças maxilomandibulares de anelídeos (escolecodontes).

Foram registradas ainda formas retrabalhas de outras idades: *Cirratiradites saturnii* (Ibrahim) Schopf, Wilson & Bentall 1944, *Emphanisporites rotatus* McGregor 1961, *Punctatisporites* sp. e *Reticulatisporites cf. passaspectus* Ottone 1991. A listagem sistemática completa dos conjuntos palinológicos reconhecidos é apresentada a seguir, a maioria dos quais ilustrada nas estampas 1 a 6 em anexo.

Particularmente, para dos dois poços, a análise bioestratigráfica realizada foi baseada em trabalhos palinológicos oriundos de outras localidades, principalmente das bacias vizinhas de Campos e Santos, uma vez que a Bacia de Pelotas ainda não dispõe de zoneamento palinológico próprio. As idades aqui atribuídas a determinadas associações palinológicas são marcadas pela amplitude e eventos de aparecimento e desaparecimento de esporomorfos e dinoflagelados registrados ao longo da margem costeira brasileira (resumidas na figura 18), dentre os quais Regali *et al.* (1974a, 1974b), Azevedo *et al.* (1987), Arai (1994, 2007), Beurlen *et al.* (1994), Arai & Botelho Neto (1996) e Lana *et al.* (2002). Entre os trabalhos do exterior são considerados (*e.g.*, Williams & Bujak, 1985; Helby *et al.*, 1987; Costa & Davey, 1992) que sumarizam as amplitudes estratigráficas dos dinoflagelados em nível mundial. Dessa forma, cinco associações palinológicas foram diferenciadas em termos de idade para os poços BP-01 e BP-02, distribuídas entre o Albiano e o Campaniano.

Os conjuntos palinológicos recuperados nas 44 amostras das seções analisadas dos dois poços compreendem elementos representantes de ambientes variados, incluindo a vegetação continental (esporomorfos), representantes

microplânctônicos marinhos e de água doce, além de fragmentos de metazoários. A participação percentual destes microfósseis ao longo das seções e expressas nas figuras quantitativas, aliadas às características texturais intrínsecas, que refletem por sua vez as condições tafonômicas, embasam as considerações que seguem.

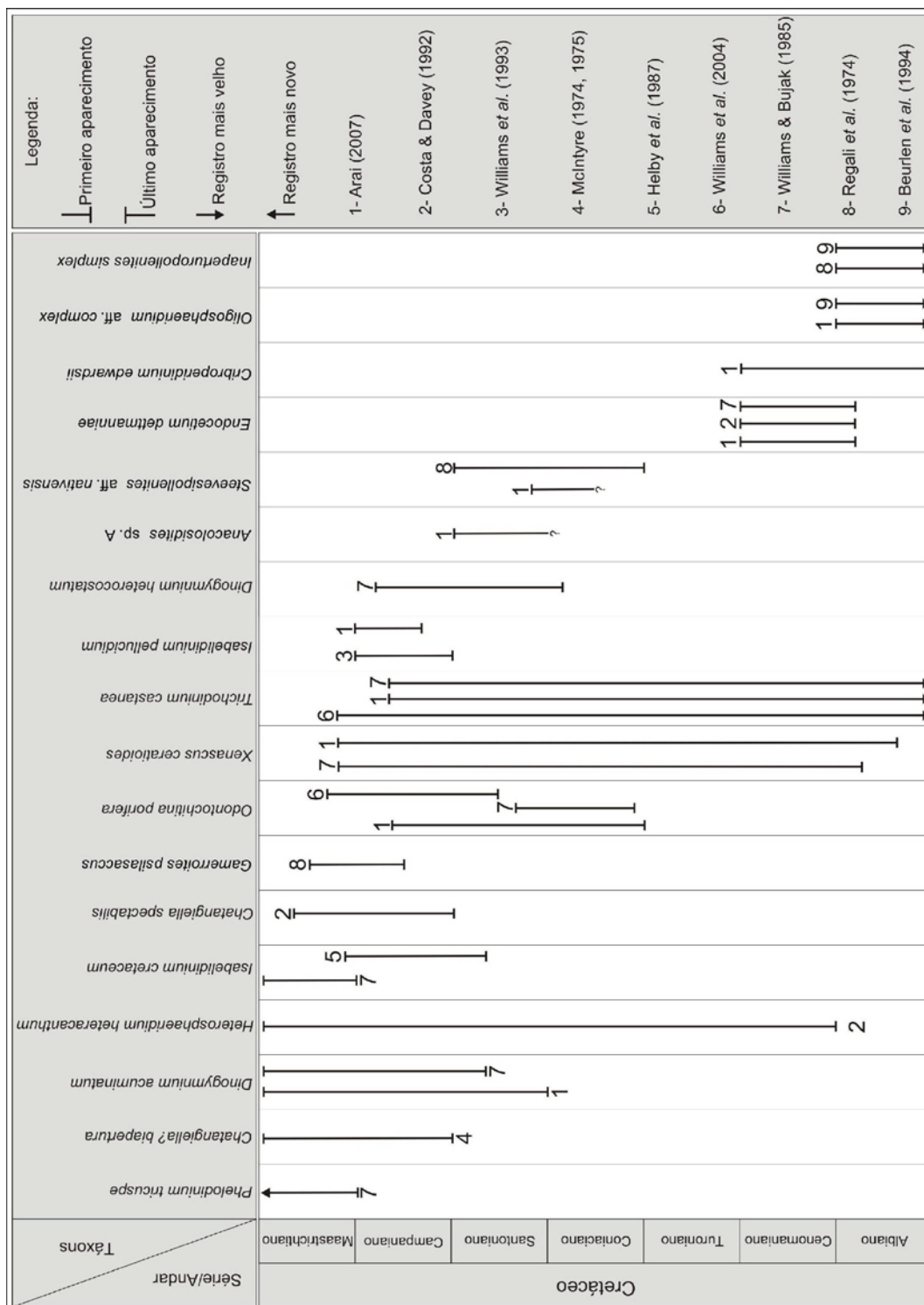


Figura 18. Quadro resumo das amplitudes de esporomorfos e dinoflagelados com importância biocronoestratigráfica, registrados conforme a literatura.

6.1.2. Lista sistemática dos táxons reconhecidos

6.1.2.1. Esporos e Grão de pólen

SPORITES Potonié 1893

Anteturma PROXIMEGERMINATES Potonié 1975

Turma TRILETES Reinsch emend. Dettmann 1963

Suprasubturma ACAVATITRILETES Dettmann 1963

Subturma AZONOTRILETES Luber emend. Dettmann 1963

Infraturma LAEVIGATI Bennie & Kidston emend. Potonié 1956

Gênero *Biretisporites* Delcourt & Sprumont emend. Delcourt, Dettmann & Hughes 1963

Biretisporites deltooidus (Rouse) Dettmann 1963

Gênero *Cyathidites* Couper 1953

Cyathidites australis Couper 1953

Cyathidites minor Couper 1953

Gênero *Todisporites* Couper 1958

Todisporites minor Couper 1958

Gênero *Undulatisporites* Pflug 1953

Undulatisporites undulapolus Brenner 1963

Infraturma APICULATI Bennie & Kidston emend. R. Potonié 1956

Subinfraturma VERRUCATI Dybová & Jachowicz 1957

Gênero *Verrucosisporites* Ibrahim emend. Smith & Butterworth 1967

Verrucosisporites sp.

Gênero *Interulobites* Phillips, in Panden Phillips & Felix 1971

Interulobites intraverrucatus (Brenner) Panden Phillips & Felix 1971

Interulobites sp.

Infraturma MURORNATI Potonié & Kremp 1954

Subinfraturma RETICULATI Dybova & Jachowicz 1957

Gênero *Lycopodiumsporites* Thiergat 1938

Lycopodiumsporites sp.

Gênero *Retitriletes* Van der Hammen ex Pierce emend. Doring, Krutzsch, Mai & Schulz 1963

Retitriletes parvireticulatus Backhouse 1988

Retitriletes sp.

Subinfraturma STRIATITI Pant 1954

Gênero *Cicatricosisporites* Potonié & Gelletich, 1933

Cicatricosisporites annulatus Archangelsky & Gamberro 1966
Cicatricosisporites potomacensis Brenner 1963
Cicatricosisporites cf. *C. australiensis* (Cookson) Potonié 1956
Cicatricosisporites cf. *C. pseudotripartitus* (Bolikhovitina) Dettmann 1963
Cicatricosisporites cf. *C. venustus* Deak 1963
Cicatricosisporites sp.

Subturma AURICULATI Schopf emend. Dettmann 1963
 Infraturma MURORNATI Potonié & Kremp 1954

Gênero *Plicatella* Lubber 1939
Plicatella sp.

Gênero *Matonisorites* Couper emend. Dettmann 1963
Matonisorites sp.

Subturma CINGULATI Potonié & Klaus emend. Dettmann 1963
 Infraturma APICULATI Bennie & Kidston emend. Potonié 1956

Gênero *Foraminisoris* Krutzsch 1959
Foraminisoris asymmetricus (Cookson & Dettmann) Dettmann 1963

Infraturma MURORNATI Potonié & Kremp 1954

Gênero *Foveosporites* Balme 1957
Foveosporites sp.

Gênero *Polycingulatisporites* Simoncsics & Kedves emend. Playford & Dettmann 1965
Polycingulatisporites cf. *C. reduncus* (Bolikhovitina) Playford & Dettmann
 1965

Gênero *Taurocusporites* Stover emend. Playford & Dettmann 1965
Taurocusporites segmentatus Stover 1962

Gênero *Gabonisoris* Boltenhagen emend. Srivastava 1972
Gabonisoris sp.

Suprasubturma PERINOTRILETES Erdtman emend. Dettmann 1963

Gênero *Triporoletes* Mtchedlishvili emed. Playford 1971
Triporoletes aff. *blanensis* (Pacltov) Srivastava 1977
Triporoletes cenomanianus (Agasie) Srivastava 1977
Triporoletes reticulatus (Pocock 1962) Playford 1971

POLLENITES

Anteturma VARIEGERMINATES Potonié 1970
 Turma SACCITES Erdtman 1947
 Subturma MONOSACCITES (Chitaley) Potonié & Kremp 1954
 Infraturma PROSACCITES Maheshwari 1974

Gênero *Callialasporites* Sukh Dev emend. Maheshwari 1974

Callialasporites dampieri (Balme) Sukh Dev 1961

Callialasporites segmentatus (Balme) Srivastava 1963

Callialasporites trilobatus (Balme) Sukh Dev 1961

Subturma DISACCITES Cookson 1947

Infraturma SULCATI

Gênero *Alisporites* Daugherty 1941

Alisporites sp.

Gênero *Gamerroites* Archangelsky 1988

Gamerroites psilasaccus (Archangelsky & Romero) Archangelsky 1988

Gênero *Podocarpidites* Cookson 1947

Podocarpidites sp.

Turma ALETES KRIPTAINAPERTURATES Ibrahim 1933

Subturma AZONALETES (Luber) Potonié & Kremp 1954

Infraturma PSILONAPITI Erdtman 1947

Gênero *Inaperturopollenites* (Pflug, 1952 ex Thomson & Pflug, 1953, Potonié, 1958)
Potonié 1966

Inaperturopollenites simplex Regali, Uesugui & Santos 1974

Inaperturopollenites turbatus Balme 1957

Inaperturopollenites sp.

Gênero *Spheripollenites* Couper 1958

Spheripollenites sp.

Infraturma GRANULONAPITI Cookson 1947

Gênero *Araucariacites* Cookson ex Couper 1953

Araucariacites australis Cookson ex Couper 1953

Araucariacites sp.

Gênero *Uesuguipollenites* Dino 1996

Uesuguipollenites callosus Dino 1996

Infraturma CIRCUMPOLLINI Klaus 1960

Gênero *Circulina* Malyawkina 1949

Circulina parva Brenner 1963

Gênero *Classopollis* Pflug 1953

Classopollis torosus (Reissinger) Couper 1958

Turma PLICATES (Naumova) Potonié 1960

Subturma COSTATES Potonié 1970

Infraturma COSTATI Potonié 1907

Gênero *Equisetosporites* (Daugherty) emend. Singh 1964
Equisetosporites albertensis Singh 1964
Equisetosporites dudarensis (Deák) Lima 1980
Equisetosporites sp.

Gênero *Steevesipollenites* Stover, 1964.
Steevesipollenites aff. *S. binodosus* Stover 1964
Steevesipollenites aff. *S. nativensis* Regali, Uesugui & Santos 1974

Gênero *Gnetaceaepollenites* Thiegart, 1938.
Gnetaceaepollenites barghoornii (Pocock) Lima 1980
Gnetaceaepollenites jansonii (Pocock) Lima 1980

Subturma MONOSULCATES (MONOSULCITES) Potonié 1970

Gênero *Cycadopites* Wodehouse ex Wilson & Webster 1946
Cycadopites sp.

Gênero *Monosulcites* (Erdtman 1947, Cookson 1947) ex Couper 1953
Monosulcites sp.

Subturma TRICOLPORATES Iversen & Troelssmith 1950

Gênero *Retitricolpites* (van der Hammen) 1961
Retitricolpites sp.

Gênero *Margocolporites* Ramanujam 1966
Margocolporites sp.

Gênero *Retitricolporites* van der Hammen et Wymstra 1964
Retitricolporites sp.

Gênero *Tricolporopollenites* Pflug in Thomson & Pflug 1953
Tricolporopollenites sp.

Turma POROSES (Maumova) Potonié 1960
 Subturma MONOPORITES (Naumova) Potonié 1960

Gênero *Exesipollenites* Balme, 1957.
Exesipollenites tumulus Balme 1957

Turma TRIPORATES Iversen & Troels-Smith 1950
 Subturma TRIPORINES (NauMova) Potonié 1960

Gênero *Proteacidites* Cookson 1950
Proteacidites sp.

Gênero *Tripoporopollenites* Pflug & Thomson in Thomson & Pflug 1953

***Triporopollenites* sp.**

Turma POLYPORATES
Subturma POLYPORINES Naumova *emend.* Potonié 1960

Gênero *Anacolosidites* Cookson & Pike 1954

***Anacolosidites* sp. A**

Gênero *Tricesticillus* Stough 1968

Tricesticillus* sp.*6.1.2.2. Algas**

Divisão Dinoflagellata (Butschli) Fensome *et al.* 1993
Classe Dinophyceae Pascher 1914
Família Ptychodiscaceae Willey & Hickson 1909
Subfamília Dinogymnioideae (Sarjeant & Downie 1974) Fensome *et al.* 1993

Gênero *Dinogymnium* Evitt *et al.* 1967

Dinogymnium heterocostatum (Deflandre) Evitt *et al.* 1967

Dinogymnium acuminatum Evitt, Clarke & Verdier 1967

Família Gonyaulacaceae Lindemann 1928
Subfamília: Leptodinioideae Fensome *et al.* 1993

Gênero *Oligosphaeridium* Davey & Williams 1966

Oligosphaeridium aff. complex (White) Davey & Williams 1966

Oligosphaeridium complex brevispinum Jain 1977

Subfamília Cribroperidinioideae Fensome *et al.* 1993

Gênero *Apteodinium* Eisenack 1958

Apteodinium cf. granulatum Eisenack 1958

***Apteodinium* sp.**

Gênero *Cordosphaeridium* (Reisenack) He Chengquan, 1991

***Cordosphaeridium* sp.**

Gênero *Cribroperidinium* (Neale & Sarjent) Helenes 1984

Cribroperidinium edwardsii (Cookson & Eisenack) Davey 1969

Cribroperidinium intricatum Davey 1969

Cribroperidinium. cf. C. muderongense (Cookson & Eisenack) Davey 1969

Gênero *Florentinia* Deivey & Verdier 1973

Florentinia aff. cooksoniae (Singh) Ducbury 1980

Subfamília Gonyaulacoideae (Autonym)

Gênero *Achomosphaera* Evitt 1963
Achomosphaera sp.

Gênero *Impagidinium* Stover & Evitt 1978
Impagidinium sp.

Gênero *Pterodinium* Eisenack 1958
Pterodinium cingulatum (Wetzel) Below 1981
Pterodinium sp.

Gênero *Spiniferites* (Mantell 1850) Sarjeant 1970
Spiniferites sp.

Subfamília incerta

Gênero *Hystrichodinium* Deflandre 1950
Hystrichodinium pulchrum Deflandre 1935

Gênero *Trichodinium* Eisenack & Cookson 1960
Trichodinium castanea (Deflandre) Clarke & Verdier 1967
Trichodinium sp.

Gênero *Surculosphaeridium* (Davey et al.) Stancliffe & Sarjeant 1990
Surculosphaeridium longifurcatum (Firtion) Davey et al. 1966

Família Areoligeraceae Evitt 1963

Gênero *Circulodinium* Alberti 1961
Circulodinium cf. *brevispinosum* (Pocock) Jansonius 1986
Circulodinium distinctum (Deflandre & Cookson, 1955) Jansonius 1986
Circulodinium sp.

Gênero *Senoniasphaera* Clarke & Verdier 1967
Senoniasphaera sp.

Subordem Ceratiineae Fensome et al. 1993
Família Ceratiaceae Willey & Hickson 1909

Gênero *Endoceratiom* (Vozzhennikova) Lentin and Williams 1989
Endocetium dettmanniae (Cookson & Hughes) Stover & Evitt emend. Harding & Hughes 1990

Gênero *Odontochitina* Deflandre 1937
Odontochitina indigena Marshall 1988
Odontochitina porifera Cookson 1956
Odontochitina aff. *rhakodes* Bint 1986
Odontochitina spinosa Wilson 1984
Odontochitina sp.

Gênero *Xenascus* Cookson & Eisenack 1969

Xenascus ceratioides (Deflandre) Lentin & Williams 1973
Xenascus cf. gochtii (Corradini 1973) Stover & Evitt 1978

Subordem Goniodomineae Fensome *et al.* 1993
 Família Goniodomaceae Fensome *et al.* 1993
 Subfamília Pyrodinioideae Fensome *et al.* 1993

Gênero *Hystrichosphaeridium* Deflandre 1937

Hystrichosphaeridium sp.

Subordem incerta
 Família incerta

Gênero *Exochosphaeridium* Daivey *et al.* 1966

Exochosphaeridium phragmites Davey, Downie, Sarjeant & Williams 1966
Exochosphaeridium sp.

Gênero *Heterosphaeridium* Cookson & Eisenack 1968

Heterosphaeridium conjunctum Cookson & Eisenack 1968
Heterosphaeridium heteracanthum (Deflandre & Cookson) Eisenack &
 Kjellström 1971
Heterosphaeridium verdieri Yun Hyesu, 1981

Ordem Peridinales Haeckel 1894
 Subordem Peidiniineae Fensome *et al.* 1993
 Família Peridiniaceae Ehrenberg 1831
 Subfamília Deflandreidae, Bujak & Davies 1983

Gênero *Alterbinium* Lentin & Williams 1985

Alterbinium sp.

Gênero *Amphidiadema* (Cookson and Eisenack) Lentin and Williams, 1976

Amphidiadema nucula (Cookson & Eisenack) Lentin and Williams, 1976
Amphidiadema denticulata Cookson & Eisenack 1960

Gênero *Andalusiella* Riegel, Emend. Riegel & Sarjeant 1982

Andalusiella sp.

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

Cerodinium cf. depressum (Morgenroth) Lentin & Williams, 1987
Cerodinium aff. diebelii (Alberti) Lentin & Williams 1987
Cerodinium aff. pannucea (Stanley) Lentin & Williams 1987

Gênero *Chatangiella* Vozzhennikova 1967

Chatangiella? biapertura Lentin & Williams 1976
Chatangiella spectabilis (Alberti) Lentin & Williams 1976
Chatangiella sp.

Gênero *Isabelidinium* Lentin & Williams 1977

Isabelidinium cretaceum (Cookson) Lentin & Williams 1977

Isabelidinium cf. korojonense (Cookson & Eisenack) Lentin & Williams 1977
Isabelidinium pellucidum (Deflande & Cookson) Lentin & Williams 1977
Isabelidinium sp.

Gênero *Nelsoniella* Cookson and Eisenack 1960
Nelsoniella aceras Cookson & Eisenack 1960
Nelsoniella tuberculata Cookson & Eisenack 1960
Nelsoniella sp.

Gênero *Paleocystodinium* Alberti, 1961
Paleocystodinium lidiae (Gørkka) Davey 1969
Paleocystodinium sp.

Gênero *Senegallinium* (Jain & Millepied) Stover and Evitt 1978
Senegallinium sp.

Família Protoperidiniaceae Bujak & Davies 1998
 Subfamília Protoperidinioideae (Autonym)

Gênero *Phelodinium* (Stover and Evitt) Mao Shaozhi & Norris, 1988
Phelodinium tricuspe (O. Wetzel) Stover & Evitt 1978
Phelodinium sp.

Divisão Chlorophyta Pascher 1914
 Classe Prasinophyceae Christensen 1962

Gênero *Pterospermella* Eisenack 1972
Pterospermella sp.

Gênero *Schizosporis* Cookson & Dettmann 1959
Schizosporis cf. S. reticulatus Cookson & Dettmann emend. Pierce 1976
Schizosporis parvus Cookson & Dettmann emend. Pierce 1976

6.1.2.3. Outros palinóforos

Palinóforos indeterminados
 Ovos de Copépodes
 Peças maxilomandibulares de anelídeos (escolecodontes)
 Fungos indeterminados

6.1.2.4. Táxons retrabalhados

Cirratiradites saturnii (Ibrahim) Schopf, Wilson & Bentall 1944
Emphanisporites rotatus McGregor 1961.
Reticulatisporites cf. C. passaspectus Ottone 1991
Punctatisporites sp.

6.2. Poço BP-01

6.2.1. Distribuição estratigráfica

Os conjuntos palinológicos reconhecidos nas sete amostras de testemunhos são relativamente numerosos e com grau de preservação variável. Entre os esporomorfos, os esporos são os elementos mais abundantes, com destaque para o gênero *Cicatricosporites*, predominante em todos os níveis. Dentre os táxons identificados, 9 são registrados pela primeira vez na margem costeira brasileira, referentes a 5 espécies de grãos de pólen e 4 de dinoflagelados, conforme detalhamento na tabela 1, que ressalta seus registros prévios internacionais, incluindo as idades relativas. A distribuição estratigráfica dos táxons reconhecidos é apresentada na tabela 2, enquanto o resultado da quantificação dos palinomorfos, fitoclastos e matéria orgânica amorfa é ilustrado na figura 19.

Tabela 1. Síntese das informações biocronoestratigráficas das espécies registradas pela primeira vez na margem costeira brasileira.

Táxons	Amplitude estratigráfica/Localidade	Referências
Esporomorfos		
<i>Foraminisporis asymmetricus</i>	Cretáceo Inferior da Argentina Barremiano ao Albiano do Canadá Aptiano ao Santoniano da Austrália Berriasiano ao Aptiano da China Albiano ao Cenomaniano da Nova Zelândia	Archangelsky & Seoane (1996) Burden & Hills (1989) Helby <i>et al.</i> (1987) Li (1984) Raine <i>et al.</i> (1981)
<i>Interulobites intraverrucatus</i>	Cretáceo da Argentina Barremiano da Inglaterra Barremiano ao Albiano do Canadá Albiano ao Turoniano da Austrália	Archangelsky <i>et al.</i> (1983) Batten (1996) Burden & Hills (1989) Helby <i>et al.</i> (1987)
<i>Taurocusporites segmentatus</i>	Barremiano ao Albiano da Inglaterra Aptiano ao Maastrichtiano da África Cenomaniano dos EUA Cretáceo médio da Argentina	Kemp (1970) McLachlan & Pieterse (1978) Ravn & Witzke (1995) Volkheimer & Quattrocchio (1981)
<i>Triporoletes cenomanianus</i>	Cenomaniano dos EUA Cenomaniano do Canadá Maastrichtiano da Escócia	Ravn & Witzke (1995) Singh (1983) Srivastava (1975)
<i>Gameroites psilasaccus</i>	Maastrichtiano ao Paleoceno da Argentina	Ruiz & Quattrocchio 1997
Dinoflagelados		
<i>Cerodinium pannuceum</i>	Maastrichtiano ao Daniano da Tunísia Campaniano ao Maastrichtiano dos EUA Campaniano dos EUA Maastrichtiano do Canadá	Brinkhuis & Leereveld (1988) Habib & Miller (1989) Lentin & Williams (1980) Williams & Brideaux (1975)
<i>Chatangiella? biapertura</i>	Maastrichtiano do Ártico do Canadá Maastrichtiano inf. do Oceano Ártico Campaniano ao Maastrichtiano do Canadá Campaniano do Canadá	Doerenkamp <i>et al.</i> (1976) Firth & Clark (1998) McIntyre (1975) McIntyre (1999)
<i>Odontochitina indígena</i>	Santoniano da Austrália	Marshall (1988)
<i>Odontochitina spinosa</i>	Campaniano da Antártica Camp. ao Maastrichtiano da Antártica Maastrichtiano do Oceano Índico Camp. ao Maastrichtiano da Nova Zelândia	Askin (1988) Barnes & Riding (1994) Mao & Mohr (1992) Wilson (1984)

Tabela 2. Distribuição estratigráfica dos palinomorfos identificados no poço BR-01 com indicação da abundância relativa (x- raro, xx- freqüente, xxx- abundante).

Táxons	Profundidade (m)						
	4.487,70	4.487,10	4.485,60	4.484,60	4.483,10	4.482,60	4.480,35
<i>Cicatricosisporites</i> cf. <i>C. australiensis</i>	xx						
<i>Cicatricosisporites</i> cf. <i>C. pseudotripartitus</i>			xx	x			x
<i>Cicatricosisporites</i> spp.	x	xxx	xx	xx	xx	xx	xx
<i>Foraminisporis asymmetricus</i>			x				
<i>Interulobites intraverrucatus</i>		x			x		
<i>Lycopodiumsporites</i> sp.							x
<i>Plicatella</i> sp.			x				x
<i>Taurocusporites segmentatus</i>							x
<i>Triporoletes</i> aff. <i>T. blanensis</i>						x	
<i>Triporoletes cenomanianus</i>							x
<i>Triporoletes reticulatus</i>				x			x
<i>Equisetosporites albertensis</i>						x	
<i>Gammeroites psilasaccus</i>			x	x	x	x	x
<i>Gnetaceapollenites jansonii</i>							x
<i>Proteacidites</i> sp.				x			
<i>Achomosphaera</i> spp.	x					x	
<i>Alterbidinium</i> sp.						x	
<i>Andalusiella</i> sp.			x				
<i>Apteodinium</i> sp.				x			
<i>Cerodinium</i> aff. <i>C. albertii</i>							x
<i>Cerodinium</i> aff. <i>C. pannucea</i>		x					
<i>Chatangiella?</i> <i>biapertura</i>	xx	x		x		xx	
<i>Chatangiella spectabilis</i>						xx	
<i>Circulodinium</i> cf. <i>C. brevispinosum</i>			x			x	
<i>Cordosphaeridium</i> sp.	x						
<i>Dinogymnium acuminatum</i>			x				
<i>Dinogymnium heterocostatum</i>		x					
<i>Exochosphaeridium</i> spp.			x	x	x	x	x
<i>Florentinia</i> aff. <i>F. cooksoniae</i>						x	
<i>Heterosphaeridium heteracanthum</i>				x			
<i>Hystrichodinium pulchrum</i>			x			x	
<i>Hystrichosphaeridium</i> spp.	x			x	x	x	
<i>Impagidinium</i> sp.		x					
<i>Isabelidinium cretaceum</i>						x	x
<i>Isabelidinium</i> cf. <i>I. korojonense</i>			x			xx	x
<i>Isabelidinium pellucidum</i>	x				x		x
<i>Odontochitina indigena</i>					x		
<i>Odontochitina porifera</i>		x					
<i>Odontochitina</i> aff. <i>O. rhakodes</i>					x		
<i>Odontochitina spinosa</i>	x			x	xx	x	
<i>Palaeocystodinium lidiae</i>							x
<i>Paleocystodinium</i> spp.			x			x	x
<i>Phelodinium tricuspe</i>		x					
<i>Phelodinium</i> spp.		x		x		x	
<i>Pterodinium</i> spp.	x	x			x		
<i>Spiniferites</i> spp.			x	x		x	
<i>Trichodinium castanea</i>	x	xx	xx	x		x	
<i>Xenascus ceratioides</i>			x				
<i>Xenascus</i> cf. <i>X. gochtii</i>	x						
Palinoforaminíferos		x		x		x	x
Ovos de Copépode	x			x	x		
Escolecodontes					x		x
Fungos indeterminados	x	x			x		x
<i>Schizosporis</i> cf. <i>S. reticulatus</i>						x	
<i>Pterospermella</i> spp.	x						x

6.2.2. Quantificação

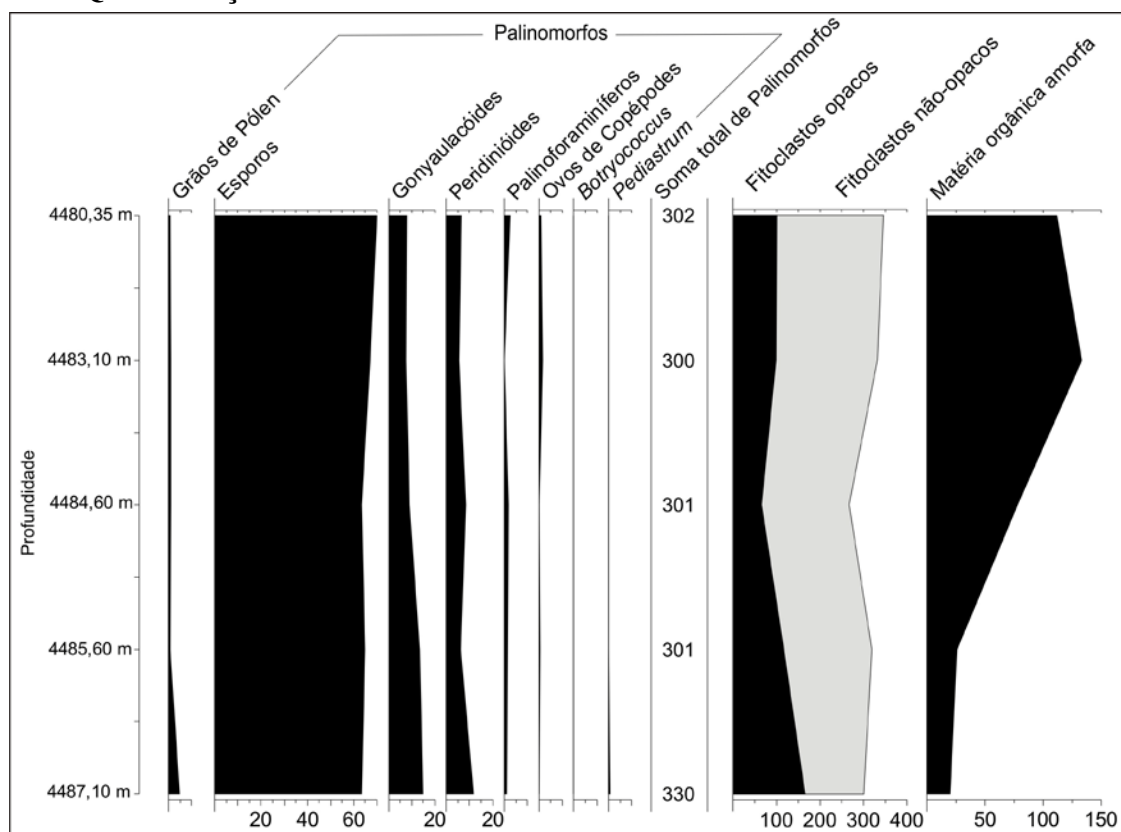


Figura 19. Quantificação dos componentes palinológicos registrados na seção estudada no poço BP-01.

6.2.3. Discussão dos resultados

6.2.3.1. Posicionamento bioestratigráfico

Nenhuma espécie reconhecida foi registrada como exclusiva ao intervalo estudado. A demarcação da idade foi realizada a partir do reconhecimento de níveis de aparecimento e extinção de determinadas espécies, com base nas principais citações em nível nacional e em trabalhos de síntese das ocorrências mundiais (Figura 18). *Trichodinium castanea* [amplitude global Barremiano ao Campaniano (144,2-71,3 Ma), até Maastrichtiano inferior (70,3 Ma) no hemisfério norte (Williams *et al.*, 2004)], *Odontochitina porifera* [amplitude global Santononiano ao Campaniano (85-71,3 Ma), ocorrendo no Maastrichtiano inferior (70,5 Ma) no hemisfério sul (Williams *et al.*, 2004)] e *Dinogymnium heterocostatum* [amplitude global Turoniano ao Maastrichtiano (85-71,3 Ma), comum no Campaniano (71,3 Ma)] tem seu último aparecimento, ou LAD (*Last Appearance Datum*), dentro do Campaniano (Williams & Bujak, 1985). *X. ceratioides* é registrado por vários autores (e.g., Williams & Bujak, 1985; Haq *et al.* 1987; Costa & Davey, 1992 e Arai, 2007) que colocam o LAD desta espécie no

Maastrichtiano. Por sua vez, o aparecimento (FAD, *First Appearance Datum*) de *Chatangiella spectabilis* no hemisfério norte é na base do Campaniano (Costa & Davey, 1992), mas tem sido registrada desde Turoniano até o Maastrichtiano (93,5-65 Ma), mais comum a partir do Coniaciano (89 Ma). *Isabelidium pellucidum* tem sido registrada em estratos desde o Campaniano até o Paleógeno, embora Williams *et al.* (1993) tenham relatado que o gênero desaparece na base do Maastrichtiano (72 Ma). De acordo com Arai (2007), *I. pellucidum* se distribui, na Bacia de Campos, até a base do Maastrichtiano. Para a Bacia de Pelotas, sua distribuição no Campaniano era desconhecida até o momento.

Arai (2007) não havia registrado *O. porifera* e *T. castanea* no Campaniano da Bacia de Pelotas por não ter analisado estratos mais novos que o Turoniano inferior. Sua ocorrência até o Campaniano é admitida com base em sua distribuição mundial (William & Bujak, 1985).

De acordo com o zoneamento de Gomide (1989), com base em nanofósseis calcários, as associações mais basais reconhecidas na Bacia de Pelotas datam do Cenomaniano/Albiano (N-250), identificadas nos poços 1-RSS-2, 1-SCS-3B e 1-SCS-2. Assembléias de nanofósseis calcários atribuídas ao Campaniano (zona N-265) foram reconhecidas por Gomide (1989) somente nos poços *offshore* mais ao norte da bacia, a saber, 1-SCS-3B e 1-SCS-2. Dessa forma, demonstra-se a ocorrência de depósitos campanianos para esse setor da bacia, delimitados com base na palinologia, os quais não foram identificados a partir de nanofósseis calcários.

6.2.3.2. Interpretação palioambiental

A quantificação da assembléia palinológica revelou uma elevada frequência de esporos em todos os níveis, representantes da vegetação das áreas mais baixas e próximas ao sítio deposicional, indicativos de condições climáticas quentes e úmidas. Particularmente, a quantidade significativa de tétrades de esporos é indício de proximidade da terra emersa, habitat das plantas-mãe, genitoras de tais esporos, o que sugere transporte de pequena distância sob condições de baixa energia. Entretanto, pode refletir, por outro lado, processos de sedimentação rápida, sem prejuízo de preservação. A contribuição continental é ainda atestada pela quantidade significativa de fitoclastos em toda a seção (figura 19).

Embora menos abundantes, cistos de dinoflagelados são os elementos mais diversificados dos conjuntos palinológicos, provavelmente relacionados a fácies

marinhas plataformais, em ambientes costeiros. A distribuição destes microfósseis é muito homogênea ao longo do intervalo estudado (figura 19).

Algas coloniais dos gêneros *Botryococcus* e *Pediastrum* são escassas, bem como palinoforaminíferos, ovos de copépodes, fungos, escolecodontes e outros elementos algáceos indeterminados, pouco significativos na análise paleoecológica, uma vez que ocorrem de modo subordinado. Contudo, deve ser ressaltado que os dois gêneros mencionados são indicadores de aporte de água continental, enquanto palinoforaminíferos reforçam o caráter marinho.

De modo geral, não há variação expressiva na participação quantitativa dos grupos analisados, com exceção da matéria orgânica amorfa, com maior abundância a partir da porção média do intervalo (4.484,60 m ao topo, figura 19). Esses dados indicam que o material continental (esporos mais bem preservados e em tétrades, figura 24. H) possivelmente é proveniente de leques subaquosos, depositados na plataforma, retrabalhados em condições relativamente de menor energia e sob regime de pouca turbulência, acumulando-se em áreas mais afastadas e mais calmas (nerítico mais aberto), ainda que não tão distantes da costa.

Espécies retrabalhadas de sedimentos mais antigos, tais como *Emphanisporites rotatus* (do Siluriano-Carbonífero inicial) ocorrem de forma rara e representam a natureza da área fonte do sítio deposicional. Provavelmente, durante o Campaniano, depósitos paleozóicos foram erodidos e transportados até a bacia. A origem mais provável é a Bacia do Paraná, considerando que os táxons identificados desta idade são comuns em unidades da bacia, tais como a Formação Ponta Grossa, como apresentado em Oliveira (1997) e Dino (1999).

6.2.3.3. Paleogeografia

Dinoflagelados são organismos termófilos, globalmente ocupam uma ampla zona latitudinal, incluindo latitudes baixas, médias e altas (Taylor, 1987), onde podem ser distinguidas espécies cosmopolitas, temperadas, tropicais e intertropicais.

Arai (2007) demonstrou a importância desses microfósseis em estudos para as reconstruções paleobiogeográficas nas bacias marginais, reconhecendo barreiras fisiográficas que restringiam a livre mistura de águas oceânicas entre o Atlântico Sul e a porção norte, representadas pelas águas tetianas vindas do Atlântico Central. As associações reconhecidas do Albiano confirmam a persistência de elementos tetianos. A partir do Campaniano, em função da livre circulação oceânica, passam a predominar

espécies cosmopolitas e semi-cosmopolitas. Os dados aqui apresentados confirmam essa interpretação, pela presença de elementos com comportamento biogeográfico mais cosmopolita e semicosmopolita tais como *Xenascus ceratiodes*, *Hystrichodinium pulchrum*, *Cerodinium* aff. *diebelii*, *Dinonymnium acuminatum* e *Heterosphaeridium heteracanthum*. Corrobora-se assim, o padrão de ampla circulação oceânica instalado já no Campaniano na bacia, ligando águas setentrionais e austrais do Atlântico Sul, conforme preconizado por Arai *et al.* (2000) e Arai (2007).

A composição dos conjuntos de dinoflagelados sugere um regime misto de águas subtropicais e tropicais. A ligeira predominância de formas gonyaulacóides e a escassa presença do peridinioideo *Andalusiella* indicam influência de águas tropicais (Mudie & Harland, 1996), enquanto a presença dos gêneros peridinioideos *Chatangiella* e *Isabelidium* indica que a zona esteve fora da faixa tropical no Campaniano (Lentin & Williams, 1980).

6.3. Poço BP-02

6.3.1. Distribuição estratigráfica

Os conjuntos palinológicos reconhecidos nas 37 amostras de calha analisadas são numerosos e diversificados, com o registro de representantes da palinoflora terrestre (esporomorfos) e táxons de natureza marinha, em percentagens variadas; dinoflagelados se destacam em alguns níveis. Em sua grande maioria, os palinomorfos apresentam-se bem preservados. Fitoclastos e matéria orgânica amorfa ocorrem de maneira subordinada em todos os níveis e não constituem alvo de estudo nessa seção do poço. A distribuição estratigráfica dos táxons reconhecidos é apresentada na figura 20. Os resultados quantitativos são ilustrados nas figuras 21 e 22. Na primeira, são destacados os principais morfogrupos palinológicos, enquanto na segunda, a indicação é em nível de gênero, de modo a contribuir para as interpretações paleoambientais. Das 37 amostras analisadas, somente 5 níveis mostraram baixa recuperação palinológica, não sendo utilizadas na análise quantitativa.

6.3.2. Quantificação

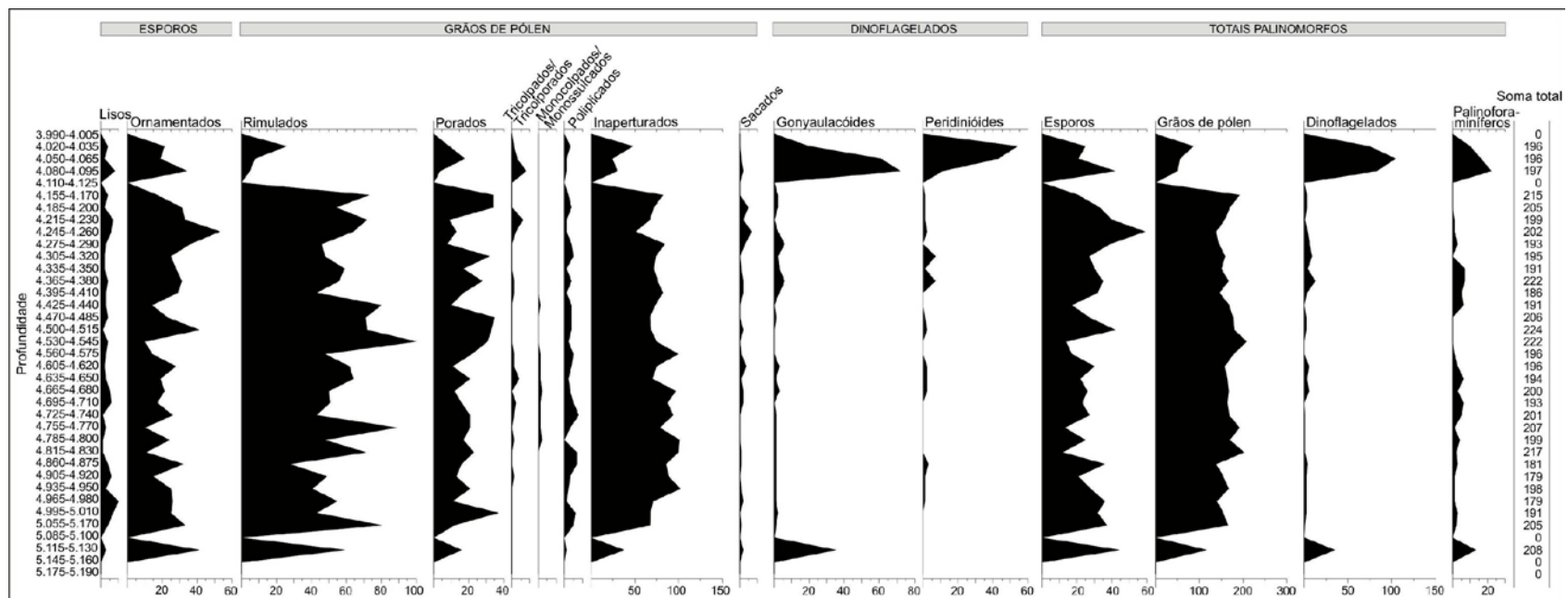


Figura 21. Quantificação dos componentes palinológicos registrados na seção estudada do poço BP-02.

6.3.3. Discussão dos resultados

6.3.3.1. Posicionamento bioestratigráfico

A associação albiana foi reconhecida no intervalo mais basal da seção analisada, entre 5.115 e 5.190 m de profundidade, delimitada pela última ocorrência de *Oligosphaeridium* aff. *complex*. Esta espécie tem sido sistematicamente utilizada como importante fóssil-guia de diversas bacias da margem brasileira, principalmente, para os depósitos entre o Albiano e o Vraconiano (Arai 1992, 1994, 2007; Arai *et al.* 1996; Beurlen *et al.*, 1994). De acordo com Arai (2003), *Oligosphaeridium complex* (White) Davey & Williams 1966 corresponde a *Hystrichosphaeridium maranhensis* Regali, Uesugui & Santos 1974, reconhecido entre o Albiano-Cenomaniano, tendo prioridade o primeiro. Segundo o autor, algumas formas particulares ocorrem exclusivamente no Albiano, sendo o exemplo mais típico o fóssil-guia do Intervalo Beta-1 (Albiano superior, Vraconiano) Arai & Uesugui (1989), para o qual tem sido dado a denominação provisória de *Oligosphaeridium* aff. *complex*. A extinção deste táxon constitui um evento de importância bioestratigráfica, representando o único bio-horizonte operacional baseado em um palinomorfo marinho, caracterizando o limite Albiano-Cenomaniano.

A ocorrência de *Endoceratium dettmanniae* entre 4.635 e 5.115 m de profundidade permitiu a caracterização da idade cenomaniana. O último aparecimento deste táxon é considerado como indicativo do Cenomaniano superior na Bacia de Campos (Arai, 1994; Arai *et al.*, 1996), embora na Bacia de Santos, Masure & Arai (2003) tenham verificado sua última ocorrência no Turoniano inferior. Fora do Brasil, o nível de extinção da espécie é relatado dentro do Cenomaniano (*e.g.*, Williams & Bujak, 1985; Helby *et al.*, 1987; Costa & Davey, 1992).

Uma associação de idade turoniana ocorre entre 4.365 e 4.635 m de profundidade, reconhecida pelo nível de extinção de *Cribroperidinium* cf. *edwardsii*. Nas bacias de Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas seu último aparecimento foi posicionado por Arai (2007) e Arai & Botelho-Neto (1996) entre o Cenomaniano superior e o Turoniano inferior. Além disso, *Steevesipollenites* aff. *binodosus*, que ocorre associado, tem seu nível de extinção reportado no Cenomaniano-Turoniano por Beurlen *et al.* (1994) para as bacias de Santos e Campos.

A associação mais jovem (entre 3.990 - 4.365 m) é atribuída ao Santoniano, com base na ocorrência de *Anacolosidites* sp. A. Formas atribuídas a “cf. *Anacolosidites* sp.” ou “*Anacolosidites?* sp. A” são conhecidas para o Turoniano e o

Santoniano. Para a Bacia de Campos, constitui uma zona informal, denominada Zona cf. *Anacolosidites* sp. (Azevedo *et al.*, 1987). Segundo Beurlen *et al.* (1994), sua ocorrência está restrita ao Turoniano-Coniaciano. Para Castro *et al.* (2002), *Anacolosidites* sp. A ocorre em seções santonianas, tendo como base a amplitude de determinados dinoflagelados e nanofósseis calcários que ocorrem associados na Bacia de Campos e Santos, divergindo de autores que consideravam a espécie como guia do Coniaciano (Lima *et al.*, 1986). O nível de extinção de *S. nativensis* é interpretado de forma diferenciada por diversos autores. A espécie, representada por um único espécime no material aqui estudado, foi posicionada por Regali *et al.* (1974) e Hengreen (1981) no intervalo correspondente ao Coniaciano-Santoniano, com base em material brasileiro e da África, respectivamente. Para Azevedo *et al.* (1987) este táxon caracteriza uma zona epônima para a Bacia de Campos, de idade turoniana, distribuição compatível com aquela apresentada em Beurlen *et al.* (1994). Contudo, conforme Arai (2007), o nível de extinção de *S. nativensis* foi reposicionado para seções inferiores do Santoniano, aceito no presente estudo para a delimitação desse intervalo.

O zoneamento com nanofósseis calcários indicou idades entre o Albiano/Cenomaniano e o Maastrichtiano superior para a seção estudada. O limite entre o Albiano e Cenomaniano (zona N-250) foi posicionado por Gomide (1989) aproximadamente 70 m acima do indicado neste trabalho. Essa diferença pode ser devida à imprecisão na delimitação das ocorrências das zonas, em virtude da escala de trabalho utilizada por aquele autor, com repercussão nas comparações para todos os perfis estudados por nanofósseis.

Essa situação ocorre com a zona N-260, do Santoniano/Coniaciano, posicionada muito próxima ao limite Turoniano/Santoniano neste trabalho. Contudo, a idade turoniana não foi detectada por nanofósseis calcários na seção estudada, com registro nos poços mais setentrionais da bacia (Santa Catarina). Por outro lado, as idades obtidas com base nos palinomorfos não permitiu o reconhecimento do Coniaciano e do Campaniano.

A última ocorrência de *Anacolosidites* sp. A restringe os níveis superiores da seção estudada ao Santoniano. O datum de extinção de *Nelsoniella aceras* é posicionado no Campaniano inferior (Helby *et al.*, 1987; Arai, 2007). Este táxon ocorre simultaneamente com *Anacolosidites* sp. A nos níveis superiores da seção estudada, entre 4.020 e 4.035 m. Contudo, uma idade campaniana é descartada, uma vez que o nível de desaparecimento de *N. aceras* não é conhecido ao longo do poço,

considerando-se, para fins de delimitação da idade mais superior, a amplitude de *Anacolosidites* sp. A, o que implica que o topo do Santoniano pode ocorrer em níveis imediatamente superiores ao intervalo estudado (figura 23). Consequentemente, a idade maastrichtiana superior atribuída por nanofósseis calcários, relativo à zona N-290 (Gomide, 1989) é incompatível com as interpretações advindas dos esporomorfos e dinoflagelados aqui registrados.

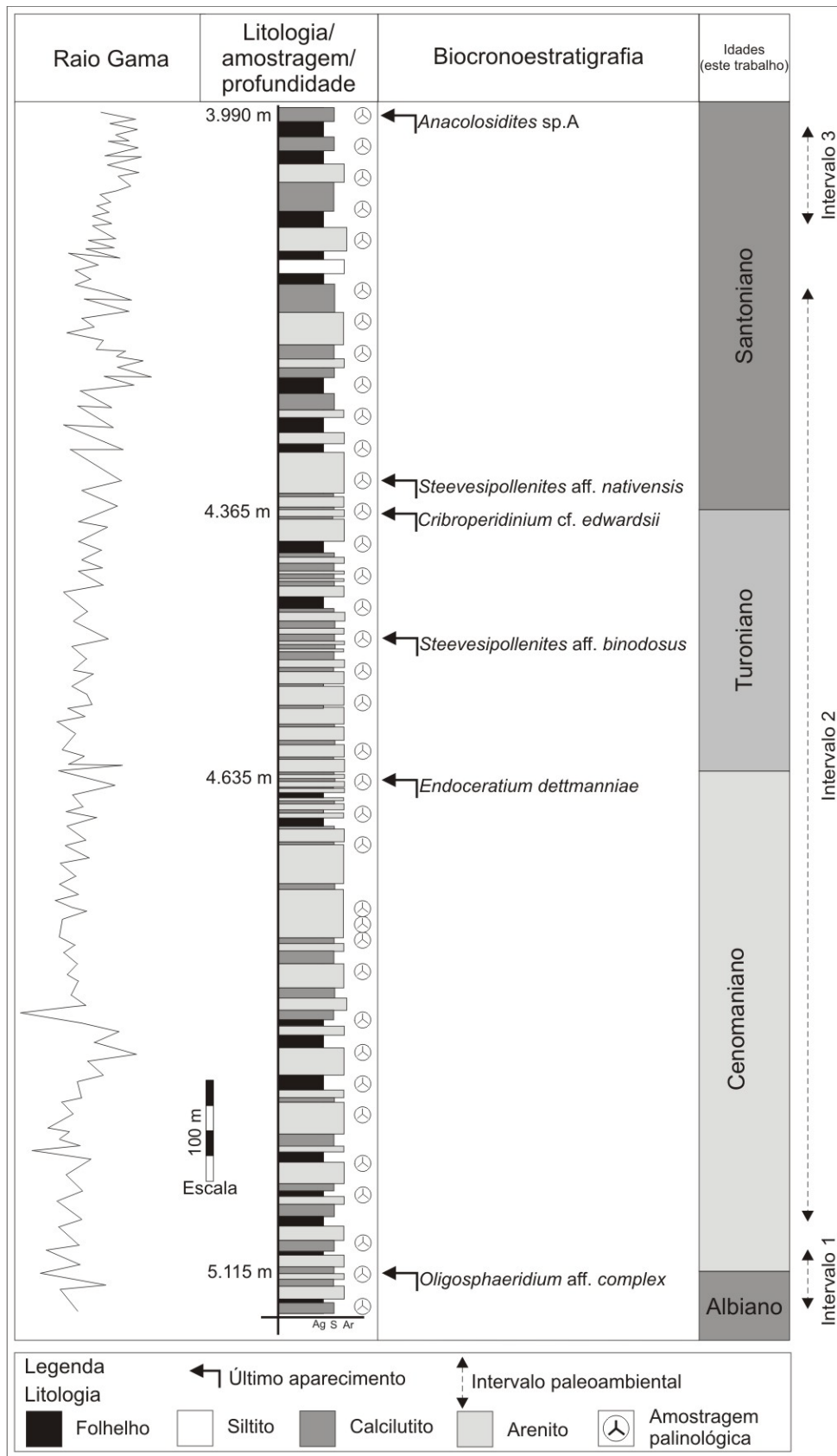


Figura 23. Perfil litológico da seção estudada do poço BP-02, com indicação dos níveis de amostragem, biohorizontes de desaparecimento das principais formas guias e dos intervalos paleoambientais reconhecidos.

6.3.3.2. Interpretação paleoambiental

Com base no perfil quantitativo, a seção é dividida em três intervalos com associações distintas (figura 23). O primeiro intervalo, basal, compreendido entre 5.160 e 5.085 m de profundidade, é caracterizado por um conteúdo significativo de dinoflagelados gonyaulacóides do gênero *Oligosphaeridium*. Já os elementos associados como grãos de pólen porados e inaperturados apresentam baixas frequências (figura 21). Este intervalo é interpretado como de caráter predominantemente marinho, o que é corroborado por ocorrências expressivas de palinoforaminíferos e dinoflagelados (figura 24. A-B). O segundo intervalo, o mais extenso da seção analisada, situa-se entre 5.070 e 4.155 m de profundidade e é caracterizado por expressiva contribuição de elementos continentais, com alta diversidade de esporos e grãos de pólen (figura 22). Nesse trecho, grãos rimulados são quantitativamente bem representados e, apesar de serem dominantes em toda a seção, apresentam baixa diversidade específica, pertencendo a maioria ao gênero *Circulina* e, mais, raramente ao *Classopollis*. Inaperturados são representados principalmente pelo gênero *Inaperturopollenites*. Esporos são bastante diversificados, com destaque ao gênero *Cicatricosisporites*, distribuído em todo o intervalo (figura 24. C-D). Demais palinomorfos (dinocistos, palinoforaminíferos, fungos e outros táxons algálicos) ocorrem em quantidades não significativas. Este intervalo é interpretado como de natureza marinha; contudo, a maior contribuição de elementos continentais e o descréscimo de dinocistos e palinoforaminíferos sugerem maior proximidade com relação à linha de costa. O terceiro intervalo, entre 4.095 m e 4.020 m de profundidade, é diferenciado dos demais por apresentar alta quantidade de elementos marinhos (dinoflagelados e palinoforaminíferos), figura 21. Picos de abundância são registrados para as formas peridinióides e gonyaulacóides, representadas respectivamente pelos gêneros *Nelsoniella* e *Heterosphaeridium*, em dois trechos distintos do intervalo (figura 22, figura 24. E-F). Como no primeiro intervalo, elementos marinhos (dinoflagelados e palinoforaminíferos) indicam o caráter marinho para esse trecho da seção, com destaque aos peridiniódeos, praticamente ausentes nos intervalos subjacentes. A inversão na quantidade entre peridinióides e gonyaulacóides pode estar associada a aumento de aporte terrígeno, respaldado por um ligeiro aumento de esporomorfos. Os gêneros *Circulina* e *Inaperturopollenites* mostram um decréscimo significativo a partir de 4.095 m em direção ao topo.

Em termos paleoclimáticos, grãos de pólen indicativos de condições áridas e quentes, tais como os inaperturados e rimulados (*Classopollis*, *Circulina*, *Inaperturopollenites*) ocorrem com frequências significativas. Durante o Cretáceo, estes grupos de gimnospermas ocorreram com maior representatividade em regiões quentes e áridas (vide Dino, 1992; Rios-Netto & Regali, 2007), de baixa latitudes, associados a grãos poliplicados, tais como *Gnetaceapollenites* e *Equisetosporites*. Contudo, estes últimos gêneros não são tão expressivos no material estudado. Mesmo assim, em função da abundância relativa dos gêneros inaperturados e rimulados, foi interpretada uma condição climática quente. As baixas frequências destes grupos, no intervalo mais superior, são coincidentes com os registros mais significativos de *Nelsoniella*, cuja distribuição é mais comum nas bacias austrais (Schiøler & Wilson 1998; Arai *et al.*, 2000). Na margem costeira brasileira, o gênero foi registrado no Santoniano/Campaniano inferior das bacias de Campos, Santos e Pelotas (Arai, 2007), estando ausente nas bacias mais ao norte.

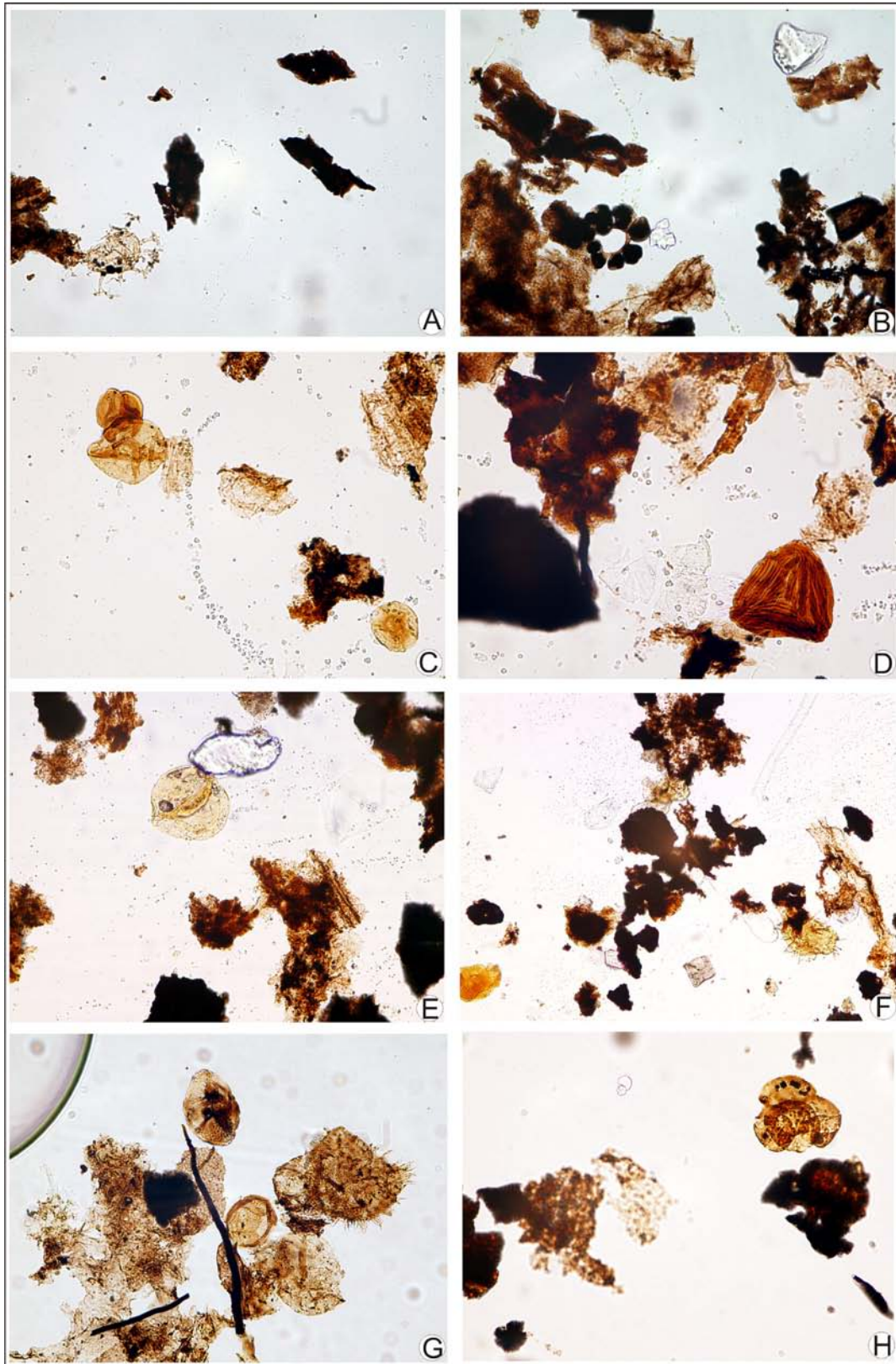


Figura 24. Fotomicrografias de campo (objetivas de 40x) exemplificando as associações dos poços BP-02 (A e B: intervalo 1; C e D: intervalo 2; E e F: intervalo 3) e BP-01 (G e H).

6.3.3.3. Paleogeografia

Em termos paleofitogeográficos, pode-se afirmar que a Bacia de Pelotas se insere no contexto transicional entre duas províncias paleoflorísticas do Cretáceo (figura 25). Essa situação é apontada tanto para o Eocretáceo como para o Neocretáceo. No Eocretáceo, a porção meridional da América do Sul, hoje correspondente a parte da Argentina e do Chile, pertencia à Província Microflorística *Cyclusphaera psilata-Classopollis*, enquanto a grande parte da área que corresponde ao território brasileiro pertencia à Província Equatorial/Tropical. Esta era caracterizada pela associação *Dicheiropollis etruscus-Afropollis* no intervalo Berriasiano-Aptiano, e pela associação de polens elaterados no Albo-cenomaniano (Herngreen *et al.*, 1996). Nessa época, o Sul do Brasil – onde está inserida a Bacia de Pelotas –, ocupava exatamente a faixa transicional entre as duas províncias (Herngreen *et al.*, 1996; p. 1170, Text-Figure 3). No Neocretáceo, se mantém a mesma divisão paleofitogeográfica, diferindo apenas no critério de sua caracterização. A província da América do Sul meridional é caracterizada pela associação *Proteacidites-Nothofagidites*, enquanto que a Província Equatorial/Tropical é caracterizada por *Palmae* (Herngreen *et al.*, 1996; p. 1162, Text-Figure 2). Alguns dos polens elaterados – *Elaterocolpites castelaini*, *Elateroplicites sfricaensis*, *Elaterosporites klaszi*, *E. protensus* e *E. verrucatus* – são registrados até as bacias de Campos e Santos (Beurlen *et al.*, 1994). No entanto, eles não foram registrados no presente trabalho, o que pode reforçar a inserção da Bacia de Pelotas numa província paleoflorística distinta.

Por outro lado, o pólen *Anacolosidites* sp. A, comumente registrado no Coniaciano-Santoniano das bacias de Campos e Santos, é bastante frequente na Bacia de Pelotas. Sendo *Anacolosidites* sp. A praticamente ausente nas bacias ao norte da Bacia de Campos (Beurlen *et al.*, 1994) e nas bacias da Argentina (comunicação pessoal de Mercedes Prámparo), admite-se que ele seja derivado de uma planta endêmica na região que corresponde hoje às regiões Sul e Sudeste do Brasil. Esta suspeita já vinha desde a publicação do trabalho de Ioannides & Colin (1977) que registrou no furo DSDP-356, situado ao largo da Bacia de Santos, a única ocorrência de *Anacolosidites* sp. A – então denominado “Cf. *Accuratipollis*” – entre todos os furos DSDP ao redor do mundo.

Outro elemento que é endêmico na região é *Steevesipollenites nativensis* que, segundo Vakhrameev (1991), é exclusivo da América do Sul. Esta espécie parece

representar província de latitude mais baixa, já que é rara na Bacia de Pelotas e ocorre frequentemente da Bacia de Santos à Bacia de Sergipe-Alagoas (Beurlen *et al.*, 1994).

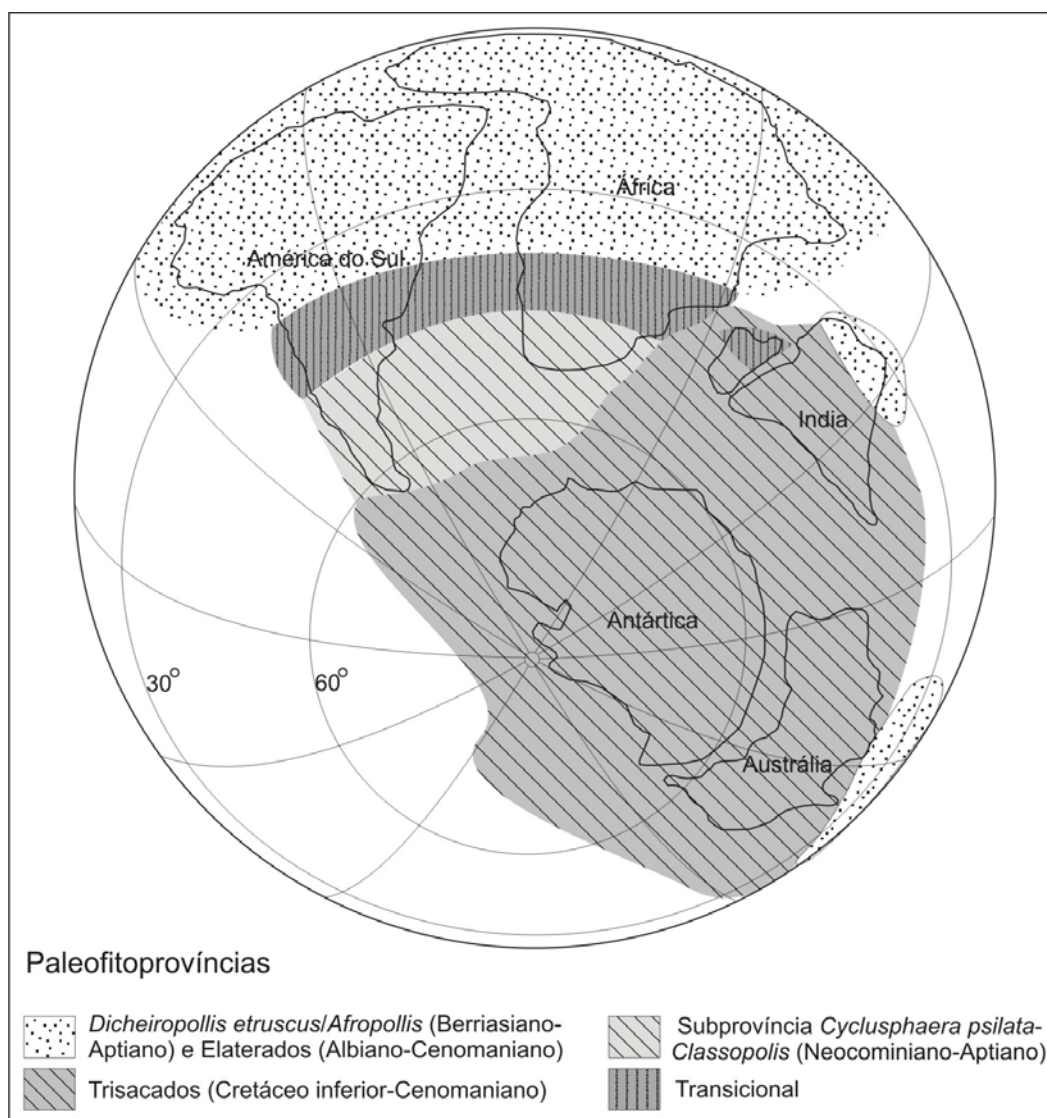


Figura 25. Distribuição das paleofitoprovíncias definidas para Cretáceo (modificado de Herngreen *et al.*, 1996).

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A amostragem sistemática das seções selecionadas dos poços disponíveis da Bacia de Pelotas para análise palinológica revelou resultados significativos com relação ao posicionamento bioestratigráfico. Além disso, são potencialmente úteis nas interpretações paleoambientais. Considerando os níveis de extinção de determinados táxons de grãos de pólen e dinoflagelados em outras bacias sedimentares, os intervalos estudados foram posicionados entre o Albiano e o Campaniano, com algumas discrepâncias com relação aos dados de nanofósseis calcários obtidos na mesma seção. Imprecisões na representação da ocorrência das zonas, em virtude da escala de trabalho adotada por Gomide (1989), dificultam comparações mais precisas. Além disso, as idades atribuídas devem ter sofrido mudanças significativas, cujos dados não foram publicados, por pertencerem a relatórios internos, inéditos e indisponíveis para consulta.

Para o poço BP-02, a interpretação de paleoambientes marinhos para todo o intervalo analisado é suportada pela ocorrência de associações contendo dinoflagelados e palinoforaminíferos. Desde o Aptiano, a Bacia de Pelotas experimentou condições de mar aberto, diferentemente das demais bacias brasileiras ao norte do Alto de Florianópolis (Arai *et al.*, 2006; Arai, 2007). Os elementos da vegetação continental estiveram bem representados na maior parte da seção, com grande expressão de gêneros vinculados ao paleoclima quente e árido (e.g., *Classopollis*, *Circulina* e *Inaperturopollenites*). Na porção mais superior, correspondente ao intervalo 3, esses indicadores de calor e aridez sofrem acentuado decréscimo. Em contrapartida, dinoflagelados peridinióides – incluindo gêneros tipicamente austrais, com destaque para *Nelsoniella* – atingem máximos de frequência. Essas observações permitem supor uma mudança paleoclimática relevante durante o Santoniano, de condições mais quentes e secas para características mais afins a um regime mais temperado.

Embora restrito a uma curta seção de subsuperfície, as amostras analisadas pertencentes ao poço PB-01, permitiram o registro de 52 táxons relacionados a esporomorfos, dinocistos e prasinofíceas, além de palinoforaminíferos, ovos de copépodes, fungos indeterminados e escolecodontes. Dentre os táxons identificados, 9 espécies são desconhecidas nas bacias brasileiras, refletindo desconhecimento e necessidade de estudos de detalhe. Como resultado da análise das distribuições dos táxons selecionados, o posicionamento mais adequado para o intervalo estudado é no

Campaniano, provavelmente Campaniano médio. Microfósseis dessa idade eram desconhecidos para esse setor da bacia até o momento, uma vez que a zona de nanofósseis calcários correspondente a essa idade (N-265) havia sido reconhecida somente em sua porção norte, no Estado de Santa Catarina. Com relação à caracterização paleoambiental, os dados revelam grande participação de elementos continentais (esporos, grãos de pólen, fitoclastos). Contudo, dinoflagelados são representados por um número expressivo de espécies. Este padrão de diversidade pode estar relacionado à livre circulação oceânica estabelecido para a Bacia de Pelotas durante o Campaniano, ligando águas setentrionais e austrais do Atlântico Sul, com assembleias de comportamento biogeográfico mais cosmopolita e semicosmopolita, o que facilita as correlações em nível mundial.

Considerando a composição das paleoprovíncias fitogeográficas definidas para o Cretáceo na margem atlântica sul-americana, verifica-se que a Bacia de Pelotas comporta associações distintas daquelas registradas para as bacias vizinhas, tanto a norte, quanto a sul. Contudo, é provável que táxons endêmicos da porção sul/sudeste brasileira, tal como *Anacolisidites* sp. A, possam definir uma porção particular da paleoflora sul-americana para determinadas idades do Cretáceo, tarefa resultante da análise conseguinte de um volume maior de dados.

Como consideração final, este trabalho constitui contribuição inédita para o intervalo cretáceo da Bacia de Pelotas. Embora haja carência de informações taxonômicas e bioestratigráficas, o estudo atendeu de maneira satisfatória às questões propostas, com significativa convergência de resultados. Verificou-se um potencial de correlação razoável entre as zonas de dinoflagelados estabelecidas em nível mundial com as bacias brasileiras.

Com base no exposto, algumas questões ainda são levantadas a fim de serem investigadas de forma mais profunda e detalhada num futuro próximo, dentre os quais: Em termos bioestratigráficos, quais espécies ou associações palinológicas são mais propícias para as correlações a médias e longas distâncias e quais são suas idades limites na bacia? Qual o significado paleoambiental e paleoclimático das assembleias de esporomorfos e que possível correspondência existem com as paleoprovíncias estabelecidas para o Cretáceo? A que se deve as distintas assembleias de dinoflagelados reconhecidas quando comparadas a das bacia brasileiras mais ao norte e qual seu significado para as reconstituições paleogeográficas para a bacia? Qual seria a sucessão palinológica esperada para proposição de um zoneamento?

Somente com estudos exaustivos na bacia, incluindo novos investimentos visando a obtenção de poços e amostragem sistemática, essas questões poderão ser progressivamente respondidas.

8. REFERÊNCIAS

- Anjos, G.S. 2004. *Bioestratigrafia (Foraminiferida) do Mioceno-Plioceno da Plataforma de Florianópolis, porção setentrional da Bacia de Pelotas*. Porto Alegre, 80p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Anjos, G. S. & Carreño, A.L. 2004. Bioestratigrafia (Foraminiferida) da sondagem 1-SCS-3B, Plataforma de Florianópolis, Bacia de Pelotas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 7(2): 127-138.
- 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): 47-62.
- Antunes, R.L. 1984. Geohistória do paleocanyon da Fazenda Cedro (Bacia do Espírito Santo) Segundo dados biocronoestratigráficos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33., 1984, *Anais...*, SBG, p. 670-684.
- Antunes, R.L. & Melo J.H.G. 2001. Micropaleontologia e estratigrafia de seqüências. In: H.J.P. S. Ribeiro (Ed.). *Estratigrafia de Sequências – fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Editora Unisinos, p. 137-218.
- Arai, M., 1992. Dinoflagellates from the middle Cretaceous in the offshore Campos Basin, southeastern Brazil. In: SIMPÓSIO SOBRE AS BACIAS CRETÁCIAS BRASILEIRAS, 2., 1992, Rio Claro. *Resumos Expandidos...*Rio Claro-SP, p. 27-29.
- Arai, M., 1994. Dinoflagelados do Cretáceo Superior (Turoniano-Maastrichtiano) da Bacia de Campos, plataforma continental do Sudeste Brasileiro. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 3., 1994, Rio Claro, *Boletim...*Rio Claro-SP, p. 59-61.
- Arai, M., 2003. Revisão do morfón *Oligosphaeridium complex* (White, 1842), Pyrrhophyta, Dinophyceae: sua implicação na palinoestratigrafia e na paleobiogeografia. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 18., 2003, Brasília, *Boletim de Resumos...*Brasília, SBP, p. 51.
- 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, 241p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Arai, M. & Uesugui, N. 1989. Dinoflagellate biostratigraphy of the Macaé Formation (Albian-Cenomanian), Campos Basin. In: INTERNATIONAL CONFERENCE ON MODERN AND FOSSIL DINOFLAGELLATES, 4., 1989, Woods Hole, *Program and Abstracts...* Woods Hole, p.20.
- Arai, M., Lana, C.C. & Pedrão, E. 1994. Ecozona *Subtilisphaera* spp.: registro eocretáceo de um importante episódio ecológico do Oceano Atlântico primitivo. *Acta Geológica Leopoldensia*, São Leopoldo, 39(2): 521-538.
- Arai, M. & Botelho Neto, J. 1996. Biostratigraphy of the marine Cretaceous from Brazilian southern and southeastern marginal basins, based on fossil dinoflagellates.

- In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 39., 1996, Salvador. *Anais...*, 7: 408-410.
- Arai, M., Botelho Neto, J., Lana, C.C. & Pedrão, E. 2000. Cretaceous dinoflagellate provincialism in Brazilian marginal basins. *Cretaceous Research*, 21: 351-366.
- Arai, M. & Lana, C.C. 2004. Histórico do estudo de dinoflagelados fósseis no Brasil: sua relação com a evolução da exploração petrolífera no Cretáceo das bacias da margem continental. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 12(1): 175-189.
- 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: SIMPÓSIO DO CRETÁCEO DO BRASIL*, 7., 2006, E SIMPÓSIO DO TERCIÁRIO DO BRASIL. Serra Negra 1. *Boletim de resumos*, Rio Claro, p. 12.
- Archangelsky, S. & Seoane, L.V. 1996. Estudios palinológicos de la Formación Baquero (Cretácico), Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 33: 307-313.
- Archangelsky, S., Baldoni, A., Gamero, J.C. & Seiler, J. 1983. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina Austral. II. Descripciones sistemáticas. *Ameghiniana*, 20: 199-226.
- Armstrong, H.A & Brasier, M.D. 2005. *Microfossils*. 2a. ed. Oxford, Blackwell, 296p.
- Askin, R.A. 1988. Campanian to Paleocene palynological succession of Seymour and adjacent islands, north-eastern Antarctic Peninsula. *Geological Society of America Memoir*, 169: 131-153
- Azevedo, R.L.M., Gomide, J., Vivieres, M.C. & Hashimoto, A.T., 1987. Bioestratigrafia do Cretáceo marinho da Bacia de Campos, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(2): 147-153.
- Batten, D.J. 1996. Upper Jurassic and Cretaceous miospores. *In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (Eds). Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, p. 807-830.
- Barnes, R.P. & Riding, J.B. 1994. Angular unconformity between the López de Bertodano and La Meseta formations (Campanian–Maastrichtian and Eocene), Cockburn Island, northern Antarctic Peninsula, *Journal of South American Earth Sciences*, 7: 35-44.
- Bauermann, S.G. 2003. *Análises palinológicas e mudanças paleovegetacionais nas turfeiras de Barrocas e Águas Claras, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, Brasil*. Porto Alegre, 139p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Beurlen, G., Campos, D.A & Vivieres, M.C. 1994. *Stratigraphic range of Cretaceous mega- and microfossils of Brazil*. Ed. IG/UFRJ, Rio de Janeiro, 407p.
- Botelho Neto, J. 1996. *Porção Norte da plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo: caracterização palinoestratigráfica e evolução paleoambiental*. Rio de Janeiro, 163p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro.

- Bolli H.M. 1957. Planktonic foraminifera from the Oligocene-Miocene Cipero and Lengua formations of Trinidad, B.W.I. *Bulletin of the United States National Museum*, 215: 97-123.
- 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. & Leereveld, H. 1988. Dinoflagellate cysts from the Cretaceous/Tertiary boundary sequence of El Kef, Northwest Tunisia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 56: 5-19.
- Buchmann, F.S.C. 1994. Distribuição dos fósseis pleistocênicos na zona costeira e plataforma continental interna no Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 17(39/1): 355-364.
- Buchmann, F.S.C. 2003. Traços fósseis (paleotocas e crotovinas) da megafauna extinta no Rio Grande do Sul, Brasil. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO, 9., 2003. *Livros de resumos...* Recife-PE., p. 300.
- Bueno, G.V., Zacharias, A.A., Oeiro, S.G., Cupertino, J.A., Falkenhein, F.U.H. & Martins Neto, M.A. 2007. Bacia de Pelotas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2): 551-559.
- Burden, E.T. & Hills, L.V. 1989. Illustrated key to genera of Lower Cretaceous terrestrial palynomorphs (excluding megaspores) of western Canada. American Association of Stratigraphic Palynologists, *Contribution series*, 21: 1-145.
- Callegaro, V.L. & Lobo, E.A. 1990. Distribuição horizontal da comunidade de diatomáceas em turfeiras holocênicas da planície costeira do Rio Grande do Sul, Brasil. *Caderno de Pesquisa, Série Botânica*, 2(1): 5-22.
- Carreño, A.L., Coimbra, J.C. & Do 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, M.A. 2001. *Paleoenvironmental reconstruction based on palynology and palynofacies analyses of upper Aptian–middle Albian succession from Sergipe Basin, northeastern Brazil*. 160p. Tese de Doutorado, Ruprecht-Karl Universität Heidelberg.
- Carvalho, M.A., Mendonça Filho, J.G. & Menezes, T.R. 2006. Palynofacies and sequence stratigraphy of the Aptian/Albian of the Sergipe Basin, Brazil. *Sedimentary Geology*, 192: 57-74.
- Castro J.C., Dias-Brito, D., Arai, M., Rodrigues, R. & Musachio, E.A. 2002. Formação São Carlos: uma nova unidade para o Grupo Bauru (Cretáceo continental do Brasil). In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL, 6., 2002, São Pedro. *Boletim...*Rio Claro, UNESP, p. 351-357.
- Ceolin, D., Fauth, G. & Coimbra, J.C. 2010. Cretaceous Lower Paleogene Ostracods from the Pelotas Basin, Brazil. *Palaeobiodiversity and Palaeoenvironments*.

- Chaloner, W.G. & Muir, M. 1968. Spores and floras, *In*: Murchinson, D. & Westoll, T.S. (eds) *Coal and Coal-Bearing Strata*, Oliver & Boyd, Edinburg, p. 127-46.
- Closs, D. 1967. Miocene planktonic foraminifera from southern Brazil. *Micropaleontology*, 13(3): 337-344.
- Coimbra, J.C., Carreño, A.L., Anjos 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.
- Costa, L.I. & Davey, R.J. 1992. Dinoflagellate cysts of the Cretaceous System. *In*: Powell, A.J (ed.), *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. Chapman & Hall, London, p. 99-155.
- Dias J.L., Silveira D.P., Sad A.R.E. & Latgé M.A.L. 1994. Bacia de Pelotas: Estágio atual do conhecimento geológico. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 235-245.
- Dino, R. 1992. *Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia da Formação Alagamar - Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. São Paulo, 300p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Dino, R. 1999. Palynostratigraphy of the Silurian and Devonian Sequence of the Paraná Basin, Brazil. *In*: Rodrigues, M.A.C. & Pereira, E. (eds.) *Ordovician-Devonian Palynostratigraphy in Western Gondwana: Update, Problems and Perspectives*. Rio de Janeiro, UERJ, Faculdade de Geologia, p.27-62.
- Doerenkamp, A., Jardiné, S. & Moreau, P. 1976. Cretaceous and Tertiary palynomorph assemblages from Banks Island and adjacent areas. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, 24(3): 372-418.
- Eisenack, A. & Kjellström, G. 1972. Katalog der Fossilen Dinoflagellaten, Hystrichosphären und Verwandten Mikrofossilien, 1132 p.
- Evitt, W.R. 1985. Sporopollenin Dinoflagellate cysts: Their Morphology and Interpretation. Dallas: AASP Ed., 333 p.
- Farr, K. 1989. Palynomorph and palynodebris distributions in modern British and Irish estuarine sediments. *In*: Batten, D.J. & Keen, M.C. (eds.). *Northwest European Micropaleontology and Palynology*, p. 265-285.
- Fauconnier, D & Masure, E. 2004. *Les dinoflagellés fossiles. Guide pratique de détermination. Kystes chorate, proximochorate et proximate á archéopyle apical*. BRGM Ed., collection scientifique, 600p.
- 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*, Spec. Publ., n. 7, p. 1-351.
- Fensome, R.A., Riding, J.B., Taylor, F.J.R. 1996. Dinoflagellates. *In*: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*, vol. 1., p. 107-169.
- Fensome, R.A. & Williams, G.L. 2004a. The Lentin and Williams index of fossil dinoflagellates. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 909 p.

- Fensome, R.A. & Williams, G.L. 2004b. *SCOTIAN MARGIN PALYATLAS VERSION 1*. CD-ROM.
- Fernandes, J.M.G. 1975. *O Gênero Uvigerina (Foraminiferida) do Cenozóico Superior da Bacia de Pelotas*. Porto Alegre, 122p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pósgraduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Firth, J.V. & Clark, D.L. 1998. An early Maastrichtian organic-walled phytoplankton cyst assemblage from an organic-rich black mud in Core FI-533, Alpha Ridge: evidence for upwelling conditions in the Cretaceous Arctic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 34: 1-27.
- Fisher, M.J. 1980. Kerogen distribution and depositional environments in the Middle Jurassic of Yorkshire U.K.. In: Bharadwaj, D.C., Singh, H.P. & Tiwari, R.S. (eds) *Proceedings of the 4th International Palynological Conference*, Lucknow 1976-1977, v. 2, p. 574-80.
- 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, 97p. 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 20., 2007, Búzios. *Anais...*, Búzios, SBP. p. 232.
- Fischer, T.V., Arai, M. & Souza, P.A. 2008a. 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: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2008, Curitiba, *Anais...*
- Fischer, T.V., Arai, M. & Souza, P.A. 2008b. Bioestratigrafia com base em dinocistos (Divisão Dinoflagellata, Classe Dinophyceae) do Paleógeno do poço 2-RSS-1 (Bacia de Pelotas, RS). In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOBOTÂNICA E PALINOLOGIA, 12., 2008, Florianópolis. *Boletim de resumos...* Florianópolis, SBPP, p. 74.
- Fischer, T.V., Arai, M. & Helenes, J. 2009. Palinologia da Bacia de Pelotas: estudo bioestratigráfico paleoambiental de uma seção Paleogênica do poço 2-RSS-1. In: SIMPOSIO ARGENTINO DE PALEOBOTÁNICA Y PALINOLOGÍA, 14., 2009, Mar del Plata. *Resúmenes...* Mar del Plata, SAPP, p.14.
- Fontana, R.L. 1990. Investigações geofísicas preliminares sobre o Cone do Rio Grande, Bacia de Pelotas, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, 13(6): 161-170.
- Fontana R.L. 1996. *Geotectônica e sismoestratigrafia da Bacia de Pelotas e Plataforma de Florianópolis*. Porto Alegre, 214p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação de em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Gomide, J. 1989. Bacia de Pelotas – Biocronoestratigrafia baseada em nanofósseis calcáreos. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 11., 1989. *Anais...*, Curitiba, SBG, p. 338-351.
- 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.
- Habib, D. 1982. Sedimentary supply origin of cretaceous black shales, *In*: Schlanger, S.O & Cita, M.B. (eds) *Nature and origin of Cretaceous Carbon-rich Facies*, Academic Press, London, p. 113-27.
- Habib, D. & Miller, J.A. 1989. Dinoflagellate species and organic facies evidence of marine transgression and regression in the Atlantic Coastal Plain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 74: 23-47.
- Haq, B.U., Hardenbol, J. & Vail, P.R. 1987. The chronology of fluctuating sea level since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- Herngreen, G.F.W. 1981. Microfloral relationships between Africa and South America in Middle and Upper Cretaceous time. *In*: INTERNATIONAL PALYNOLOGICAL CONFERENCE, 4., 1981, Birbal Sahni Institute of Palaeobotany, Lucknow, India, 3: 406-417
- Herngreen, G. F. W., Kedves, M., Rovnina, L. V. & Smirnova, S. B. 1996. Cretaceous palynofloral provinces –a review– *In*: Jansonius, J., and McGregor, D. C., (eds.); *Palynology –principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 3, 1157-1188.
- Helby, R., Morgan, R. & Partridge, A.D. 1987. A palynological zonation of the Australian Mesozoic. *In*: JELL, P.A (ed.). *Studies in Australian Mesozoic Palynology*. Sidney: AAP. p.1-94.
- Hyde, H.A. & Williams, D.W. 1944. Right word. *Pollen Analysis*, Lisc. 8, 6.
- Ioannides, N.S. & Colin, J.P. 1977. Palynology of sites 358, 356, 355, DSDP, Leg 39, southwestern Atlantic Ocean. *In*: P.R. Supko, P.R. & K. Perch-Nielson, K., Jr. *et al.* (ed.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 39: 855-897.
- Jan Du Chêne, R., Masure, E. *et al.* 1986. Guide pratique pour la détermination de kystes de Dinoflagellés fossils: le complexe *Gonyaulacysta*. *Bulletin des Centres Recherche Exploration-Production Elf-Aquitaine*, Mémoire, 12: 479 p.
- Kley, A.S. 2007. *Reconstituição paleoambiental e paleogeográfica do Cenozóico na Bacia de Pelotas: estudo do poço 2-TG-96-RS (Capão da Canoa, RS, Brasil)*. Porto Alegre, 27p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geografia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Kemp, E.M. 1970. Aptian and Albian miospores from southern England. *Palaeontographica, Abteilung B*, 131: 73-143.
- Kofoid, C.A. 1909. On *Peridinium steini* Jorgensen, with a note on the nomenclature of the skeleton of the Peridinidae. *Archiv fur Protistenkunde*, 16: 25-47.
- Koutsoukos, E.A.M. 1982. Geohistória e paleoecologia das bacias marginais de Florianópolis e Santos. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982. *Anais...*, Salvador, SBG, 5: 2369-2382.
- Lana, C.C. 1997. *Palinologia e estratigrafia integrada da seção Cenomaniano médio-Turoniano inferior da porção centro-leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil*. Porto Alegre, 144p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação de em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Lana, C.C. & Botelho Neto, J. 1989. Evidências de provincialismo entre os dinoflagelados peridinióides do Cretáceo Superior - Paleoceno das bacias de Santos e Potiguar, Brasil. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA*, 11., Curitiba, 1989. *Anais...* Curitiba, Sociedade Brasileira de Paleontologia, 1: 353-371.
- Lana, C.C., Arai, M. & Roesner, E.H. 2002. Dinoflagelados fósseis da seção cretácea marinha das bacias marginais brasileiras: um estudo comparativo entre as margens equatorial e sudeste. *In: SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL*, 6., 2002, São Pedro, SP, 2002. *Boletim...* Rio Claro, UNESP, p. 247-252.
- Lentin, J.K. & Williams, G.L. 1980. Dinoflagellate Provincialism. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, *Contribution Series*, 17: 1-47.
- Li, W. 1984: Palynology of early Cretaceous of Jiaohe Basin, Jilin Province. *Memoirs of Nanjing Institute of Geology and Palaeontology*, 19: 67-141.
- Lima, M.R. ., Mezzalana, S., Dino, R. & Saad, A.R. 1986. Descoberta da microflora em sedimentos do Grupo Bauru, Cretáceo do Estado de São Paulo. *Revista do Instituto de Geociências*, 7(1/2): 5-9.
- Lister, J.K., Batten, D.J. 1988. Stratigraphic and Palaeo-environmental distribution of Early cretaceous dinoflagellate cysts in the Hurlands Farm Borehole, West Sussex, England. *Palaeontographica Abt. B*, 210(1/3): 9-89.
- Lorscheitter, 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.
- Mao, S. & Mohr, B. A. R. 1992. Late Cretaceous dinoflagellate cysts (?Santonian-Maestrichtian) from the southern Indian Ocean (Hole 748C). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 120: 307-341.
- Masure, E. & Arai, M. 2003. Les kystes de dinoflagellés du Crétacé moyen de la marge atlantique brésilienne, le bassin de Santos. *Revue de Micropaléontologie*, 46: 47-64.
- Marshall, N.G. 1988. A Santonian dinoflagellate assemblage from the Gippsland Basin, southeastern Australia. *In: Jell, P.A. & Playford, G. (editors), Palynological and Palaeobotanical Studies in Honour of Basil E. Balme; Memoir of the Association of Australasian Palaeontologists*, 5: 195-215.
- Marques-Toigo, M., Medeanic, S., Mosbrugger, V. & Ashraf, A.R. 2002. Palaeoenvironmental changes in the Maquiné River Valley, RS, Brazil during Holocene according to palynological data. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 3: 36-47.
- McIntyre, D.J. 1974. Palynology of an Upper Cretaceous section, Horton River, District of MacKenzie, N. W. T. *Geological Survey of Canada*, 74: 1-57.
- McIntyre, D.J. 1975. Morphologic changes in *Deflandrea* from a Campanian section, District of Mackenzie, N.W.T., Canada. *Geoscience and Man*, 11: 61-76.
- McIntyre, D.J. 1999. Campanian to Paleocene dinoflagellate assemblages from the Turtle Mountain core hole, Manitoba, western Canada. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36: 769-774.

- McLachlan, I. R. & Pieterse, E. 1978. Preliminary palynological results: Site 361, Leg 40, *Deep Sea Drilling Project*, 40: 857-881.
- Meyer, K.E.B. 2004. *Mudanças ambientais nas Lagoas dos Quadros e Itapeva, Planície Costeira do Rio Grande do Sul, com base em análise de polinofácies e dados palinológicos*. Porto Alegre, 191p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Medeanic, S. 2006a. The palynomorphs from surface sediments of intertidal marshes in the estuarine part of the Patos Lagoon. *Iheringia*. Série Botânica, 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, C.B. & Corrêa, I.C.S. 2006 Os palinórfos 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. Palinórfos nos sedimentos de fundo da Laguna dos Patos, RS: Aplicação nas reconstruções paleoambientais. *Gravel*, 5: 89-102.
- Melia, M.B. 1984. The distribution and relationship between palynomorphs in aerosols and deep-sea sediments off the coast of Northwest Africa. *Marine Geology*, 58(3/4): 345-371.
- Mendonça Filho, J.G. 1999. *Aplicação de estudos de polinofácies e fácies orgânica em rochas do Paleozóico da Bacia do Paraná, Sul do Brasil*. Porto Alegre. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Monteil, E., Feist-Burkhardt, S., Gorin, G., Michoux, D. 1993. Utilization des kystes de dinoflagellés en géologie sédimentaire (Biostratigraphie, paléoenvironnement, stratigraphie séquentielle). Genève, Université de Genève. Cours de 3ème cycle Romand en Science de la Terre. 86 p.
- Morzadec-Kerfourn, M.T. 1983. Intérêt des kystes de dinoflagellés pour l'établissement de reconstitution paléogéographique: exemple du Golfe de Gabès (Tunisie). *Cahiers de Micropaléontologie*, 4: 15-22.
- Mudie, P.J. & Harland, R. 1996. Aquatic Quaternary. In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 2: 843-877.
- Nagy, J., Dypvik, H. & Bjaerke, T. 1984. Sedimentological and paleontological analyses of Jurassic North Sea deposits from deltaic environments. *Journal of Petroleum Geology*, 7: 169-88.
- Neves, P.C.P. 1991. *Palinologia de sedimentos de uma mata tropical paludosa em Terra de Areia, Planície Costeira Norte, Rio Grande do Sul*. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre, 232p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

- Neves, P. C. P. & Lorscheitter, 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.
- Oliveira, S.F. 1997. *Palinologia da seqüência devoniana da Bacia do Paraná no Brasil, Paraguai e Uruguai: implicações biocronoestratigráficas, paleoambientais e paleogeográficas*. São Paulo. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Ornelas, 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, 218p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Parry, C.C., Whitley, P.K.J. & Simpson, R.D.H. 1981. Integration of palynological and sedimentation methods in facies analysis of the Brent Formation. In: ILLING, L.V. & HOBSON, G.D. (eds) *Petroleum Geology of the Continental Shelf of North West Europe*, p. 205-215.
- Pasley, M.A., Gregory, W.A. & Hart, G.F. 1991. Organic Matter Variations in Transgressive and Regressive shales. *Organic Geochemistry*, 17(4): 483- 509.
- Pedrão, E. 2004. *Palinoestratigrafia e caracterização de paleoambientes da seção paleocênica-eocênica da bacia de Sergipe*. Rio de Janeiro, 253p. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- Pereira, M.J. & Feijó, F.J. 1994. Bacia de Santos. *Boletim de Geociências Petrobras*, 8: 219-234.
- Playford, G. & Dettmann, M. E. 1996. Spores; in: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (eds.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1: 227-260.
- Powell, A.J. 1992. *A Stratigraphic Index of Dinoflagellate Cysts*. London: Chapman & Hall, 290 p.
- Potonié, R. 1970. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. V. Teil: Nachtrage zu allen Gruppen (Turmae). *Beihefte zum Geologischen Jahrbuch*, 87: 222.
- Potonie, R. & Kremp. G.O.W. 1956. Die Sporae dispersae des Ruhrkarbons ihre Morphographie und Stratigraphie mit Ausblicken auf Arten anderer Gebiete und Zeitabschnitte, *Palaeontographica Abteilung B*, 99: 85-191.
- 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, Fischer, T.V., Arai, M. & Souza, P.A. 2007. Palinologia da Bacia de Pelotas: dados preliminares da seção cretácea. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE PALEONTOLOGIA, 20., 2007, Búzios. *Anais...*, Búzios, SBP. 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: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOBOTÂNICA E PALINOLOGIA*, 12., 2008, Florianópolis. *Boletim de Resumos...Florianópolis*, SBPP, p. 167-167.
- Premaor, E. & Arai, M. 2009. Associações palinológicas do Cretáceo do poço 1-RSS-2 (Bacia de Pelotas, RS, Brasil): resultados paleoambientais e bioestratigráficos. *In: SIMPOSIO ARGENTINO DE PALEOBOTÁNICA Y PALINOLOGÍA*, 14., 2009, Mar Del Plata. *Resúmenes...Mar del Plata*, SAPP, p. 45-46.
- Premaor, E., Souza, A.P., 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.
- Punt, W., Hoen, P.P, Blackmore, S., Nilsson, S. & Le Thomas A. 2007. *Glossary of pollen and spore terminology. Review of Palaeobotany and Palynology*, 143(1-2): 1-81.
- Raine, J.I. 1981. Palynological correlation of the Dunollie/Rewanui Member boundary in drillholes 621 and 622, Greymouth Coalfield. *Geological Survey Reports Paleontological*, 47: 11.
- Ravn, R.L. & Witzke, B.J. 1995 The palynostratigraphy of the Dakota Formation (?Late Albian–Cenomanian) in its type area, northwestern Iowa and northeastern Nebraska, *Palaeontographica Abteilung B*, 234: 93-171.
- Regali, M.S.P., Uesugui, N. & Santos, A.S. 1974a. Palinologia dos sedimentos mesoceno-zóicos do Brasil. I. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, 17(3): 177-190.
- Regali, M.S.P., Uesugui, N. & Santos, A.S. 1974b. Palinologia dos sedimentos mesoceno-zóicos do Brasil. II. *Boletim Técnico da PETROBRAS*, 17(4): 263-301.
- Rios-Netto, A.M. & Regali, M.S.P., 2007. Estudo bioestratigráfico, paleoclimático e paleoambiental do intervalo Alagoas (Cretáceo Inferior) da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil (Poço 1-PS-11-CE). Editores ? *Paleontologia: Cenários de Vida*, Quem publicou ? SBP ? p. 481-490.
- Ruiz, L.C. & Quattrocchio, M.E. 1997. Estudio palinologico de la Formacion Pedro Luro (?Maastrichtiano-Paleoceno) en la Cuenca del Colorado, Republica Argentina. Parte II: Turma Saccites, Plicates, Poroses e Incertae Sedis. *Revista Espanola de Micropaleontologia*, 29: 115-137.
- Sanguinetti, Y.T. 1974. *Tafofáuna de Ostracodes e Bioestratigrafia do Mioceno da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, 184p. Tese de Doutorado, Programa de Pós-Graduação 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*, 13: 7-34.
- Schiøler, P. & Wilson, G. J. 1998. Dinoflagellate biostratigraphy of the middle Coniacian–lower Campanian (Upper Cretaceous) in south Marlborough, New Zealand. *Micropaleontology*, 44: 313-349.
- 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 registros palinológicos*. Porto Alegre, 85p. Monografia de Conclusão de Curso, Curso de Geografia, Instituto de Geociências, 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: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE PALEOBOTÂNICA E PALINOLOGIA*, 12., 2008, Florianópolis, *Boletim de resumos...SBPP*, p. 202.
- 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.
- Singh, C., 1983. Cenomanian microfloras of the Peace River area, northwestern Alberta. *Alberta Geological Survey Bulletin*, 44: 322.
- Srivastava, S.K., 1975. Maastrichtian microspore assemblages from the interbasaltic lignites of Mull, Scotland. *Palaeontographica Abteilung B*, 150: 125-156.
- 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.
- Stover, L.E. & Evitt, W.R. 1978. *Analyses of pre-Pleistocene organic-walled dinoflagellates*. Stanford: University Publications, 298 p.
- Taylor, F.J.R. 1987. *The Biology of Dinoflagellates*. Botanical Monographs, Oxford, Blackwell Scientific Publications, 785p.
- Thiesen, Z.V. 1977. *Bolivinitidae e Caucasinidae* (Foraminiferida) do Cenozóico Superior da Bacia de Pelotas, Rio Grande do Sul. *Acta Geológica Leopoldensia*, 2(3): 3-82.
- Traverse A. 2007. *Paleopalynology*, 2a ed. *In: Landman N.L. & Jones D.S., eds. Topics in geobiology*. Dordrecht, the Netherlands: Springer, 813p.
- Traverse, A. 1988. *Paleopalynology*. Boston, Unwin Hyman, 600p.
- Traverse, A. 1994. *Sedimentation of Organic Particles. Sedimentation of Organic Particles*. Cambridge University Press, Great Britain, 544 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.
- Tschudy, R.H. 1961. Palynomorphs as indicators of facies environments in Upper Cretaceous and Lower Tertiary strata, Colorado and Wyoming. *Wyoming Geological Association*, 16: 53-59.
- Tyson, R.V. 1989. Late Jurassic palinofacies trends, Piper and Kimmmeridge Clay Formations, UK onshore and northern North Sea. *The British Micropalaeontological Society*, p. 135-172.

- Tyson, R.V. 1993. *Palynofacies Analysis*. In: Jenkins, D.G. (ed) Applied micropaleontology. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht,. The Netherlands, p.153-191.
- Tyson, R.V. 1995. *Sedimentary Organic Matter. Organic facies and palynofacies*. Londres, Chapman & Hall, 615p.
- Uesugui, N. 1979. Palinologia: Técnicas de Tratamento de Amostras. *Boletim Técnico da Petrobras*, 22(4): 229-240.
- Van Waveren, I.M. 1989. Pattern analysis of organic component abundances from deltaic and open marine deposits: palynofacies distribution (East Java, Indonesia). *Netherlands Journal of Sea Research*, 23: 441-447.
- Villwock, J.A. & Tomazelli, L.J. 1995. Geologia Costeira do Rio Grande do Sul. *Notas Técnicas*, 8: 1-45.
- Vakhrameev, V. 1991. *Jurassic and Cretaceous Floras and climates of the Earth*. XX, Cambridge University Press, 318p.
- Volkheimer, W. & Quattrocchio, M.E. 1981. Distribucion estratigrafica de los palinomorfos Jurasicos y Cretacicos en la Faja Andina y areas adyacentes de America del sur austral con especial consideracion de la Cuenca Neuquina. In: Volkheimer, W. & Musacchio, E.A. (Eds). *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretacico de America del Sur*, Comitê Sudamericano del Jurásico y Cretacico, 2: 407-443.
- Vozzhennikova, T. 1965. *Vvedenie v izuchenie iskopaemykh peridineevykh vodorosli*. Izdatel Nauka, Moscow, U.S.S.R., 156 p.
- Wall, D., Dale, B., Lohmann, G.P. & Smith, W.K. 1977. The environment and climatic distribution of dinoflagellate cysts in modern marine sediments from regions in the North and South Atlantic Oceans and adjacent seas. *Marine Micropaleontology*, 2: 121-200.
- Welte, D.H. 1972. Petroleum Exploration and Organic geochemistry. *Journal of Geochemical Exploration*, 1: 117-136.
- Werneck, P.B. & Lorscheitter, M. L.2001. Paleoambientes dos últimos milênios na Zona da Mata do Faxinal, Rio Grande do Sul, Brasil, através de um estudo de sucessão vegetal In: Congresso Brasileiro da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário, 20., 2001, Imbé. *Anais de Resumos...*, p. 405-406.
- Williams, G.L. & Brideaux, W.W. 1975. Palynologic analyses of upper Mesozoic and Cenozoic rocks of the Grand Banks, Atlantic continental margin. *Geological Survey of Canada*, 236: 1-163.
- Williams, G.L. & Bujak, J.P. 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. In: Bolli, H.M, Saunders, J.B., Perch-nielsen, K. (eds.). *Plankton Stratigraphie*, 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*, 92-10, p.137.
- Williams, G.L., Fensome, R.A., Miller, M.A. & Sarjeant, W.A.S. 2000. A glossary of the terminology applied to dinoflagellates, acritarchs and prasinophytes, with

- emphasis on fossils: third edition. *American Association of Stratigraphic Palynologists, Contributions Series*, n. 37, 365p.
- 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. *Proceedings of the ODP, Scientific Results*, 189: 1-98.
- Wilson, G.J. 1984. Some new dinoflagellate species from the New Zealand Haumurian and Piripauan stages (Santonian-Maastrichtian, Late Cretaceous). *New Zealand Journal of Botany*, 22: 549-556.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M. & Lawson, J.C. 1996. Palynological techniques-processing and microscopy. In: Jansonius, J. & McGregor, D.C. (ed.), *Palynology, principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, 1: 29-50.

ANEXOS

Estampa 1

A. *Cyathidites minor*

Poço BP-02, profundidade 4.995-5.010 m, lâmina MP-P 6692, coordenada *England Finder* M40-1.

B. *Undulatisporites undulapolus*

Poço BP-02, 4.155-4.170 m, MP-P 6743, F42.

C. *Undulatisporites undulapolus*

Poço BP-02, 4.560-4.575 m, MP-P 6718, F49-4.

D. *Biretisporites deltoidus*

Poço BP-02, 4.185-4.200 m, MP-P 6742, V53.

E. *Triporoletes cenomanianus*

Poço BP-02, 4.860-4.875 m, MP-P 6701, E25-2.

F. *Triporoletes cenomanianus*

Poço BP-02, 4.395-4.410 m, MP-P 6729, H33-2.

G. *Triporoletes cenomanianus*

Poço BP-01, 4.480,35 m, MP-P 5875, C37-4.

H. *Triporoletes reticulatus*

Poço BP-01, 4.480,35 m, MP-P 5884, D37.

I. *Triporoletes* aff. *T. blanensis*

Poço BP-01, 4482,60 m, MP-P 5889, V30-2.

J. *Triporoletes reticulatus*

Poço BP-02, 4.560-4.575 m, MP-P 6719, K44-3.

K. *Triporoletes* cf. *T. blanensis*

Poço BP-02, 4.020-4.035 m, MP-P 6752, L26-2.

L. *Polycingulatisporites* cf. *P. reduncus*

Poço BP-02, 4.935-4.950 m, MP-P 6697, W46-3.

M. *Taurocusporites segmentatus*

Poço BP-02, 4.995-5.010 m, MP-P 6693, O59-2.

N. *Interulobites intraverrucatus*

Poço BP-02, 4.635-4.650 m, MP-P 6715, V27-2.

O. *Interulobites intraverrucatus*

Poço BP-01, 4.480,35 m, MP-P 5883, P36.

P. *Taurocusporites segmentatus*

Poço BP-01, 4.480,35 m, MP-P5883, P33-2.

Q. *Lycopodiumsporites* sp.

Poço BP-01, 4.480,35 m, MP-P 5885, T48-3.

R. *Foraminisporis asymmetricus*

Poço BP-01, 4.485,60 m, MP-P 5842, K31-2.

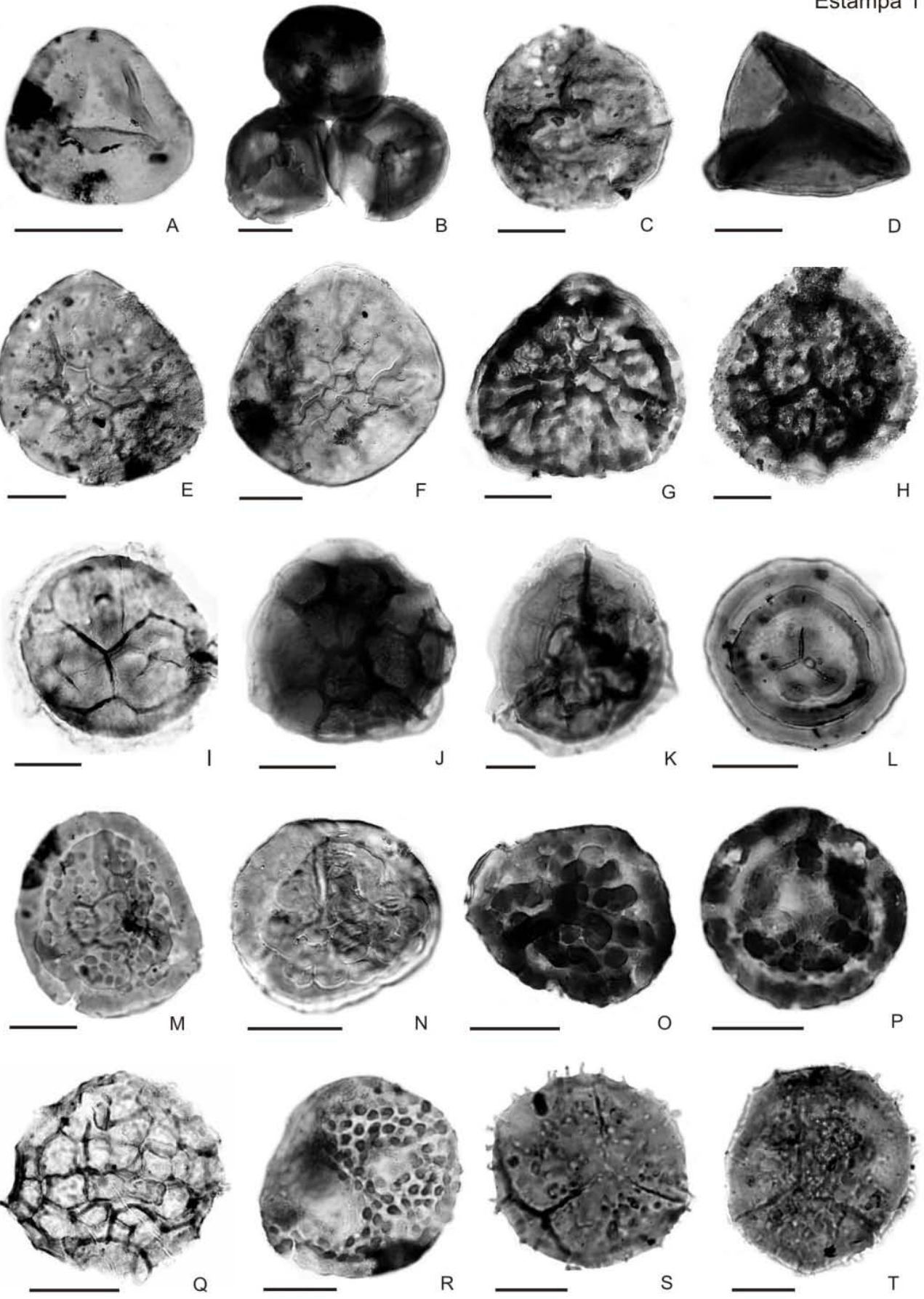
S. *Foraminisporis wonthaggiensis*

Poço BP-02, 4.215-4.230 m, MP-P 6740, W45.

T. *Foraminisporis wonthaggiensis*

Poço BP-02, 4.815-4.830 m, MP-P 6702, Y53-2.

Escala gráfica equivalente a 20 µm.



Estampa 2

A. *Cicatricosisporites annulatus*

Poço BP-02, profundidade 4.395-4.410 m, lâmina MP-P 6728, coordenada *England Finder* K49-1.

B. *Cicatricosisporites potomacensis*

Poço BP-02, 4.365-4.380 m, MP-P 6754, J43-2.

C. *Cicatricosisporites* cf. *C. pseudotripartitus*

Poço BP-01, 4.480,35 m, MP-P 5874, M41-2.

D. *Cicatricosisporites* cf. *C. pseudotripartitus*

Poço BP-02, 4.335-4.350 m, MP-P 6734, O23.

E. *Cicatricosisporites* cf. *C. australiensis*

Poço BP-01, 4.487,70 m, MP-P 5910, W56-4.

F. *Cicatricosisporites* sp.

Poço BP-02, 4.725-4.740 m, MP-P 6709, V51-3.

G. *Plicatella* sp.

Poço BP-02, 4.860-4.875 m, MP-P 6701, V29.

H. *Plicatella* sp.

Poço BP-01, 4.485,60 m, MP-P 5842, N40-1.

I. *Retitriletes parvireticulatus*

Poço BP-02, 4.605-4.620 m, MP-P 6717, C24-4.

J. *Retitriletes* sp.

Poço BP-02, 4.665-4.680 m, MP-P 6712, S29-4.

K. *Callialasporites segmentatus*

Poço BP-02, 4.755-4.770 m, MP-P 6707, R56-1.

L. *Callialasporites trilobatus*

Poço BP-02, 4.860-4.875 m, MP-P 6701, X47-1.

M. *Callialasporites dampieri*

Poço BP-02, 4.530-4.545 m, MP-P 6721, M54.

N. *Gamerroites psilasaccus*

Poço BP-01, 4.485,60 m, MP-P 5834, K39-2.

O. *Gamerroites psilasaccus*

Poço BP-01, 4.484,60 m, MP-P 5847, G45-4.

P. *Inaperturopollenites simplex*

Poço BP-02, 4.245-4.260 m, MP-P 6737, S34.

Q. *Inaperturopollenites turbatus*

Poço BP-02, 4.725-4.740 m, MP-P 6708, Y41-2.

R. *Uesuguipollenites callosus*

Poço BP-02, 4.500-4.515 m, MP-P 6723, C30-1.

S. *Exesipollenites tumulus*

Poço BP-02, 4.935-4.950 m, MP-P 6697, H33-2.

T. *Exesipollenites* cf. *E. scabratus*

Poço BP-02, 4.755-4.770 m, MP-P 6706, U42-1.

Escala gráfica equivalente a 20 µm.



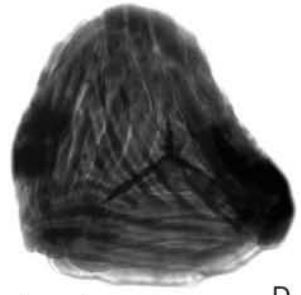
A



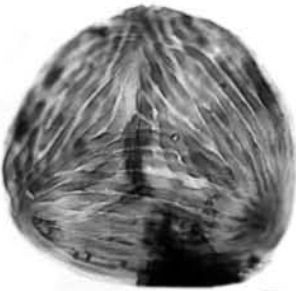
B



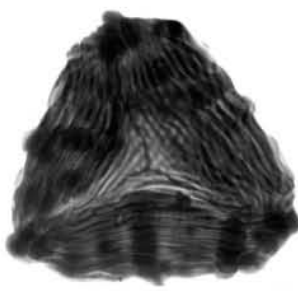
C



D



E



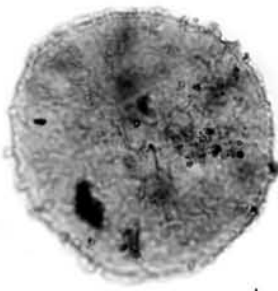
F



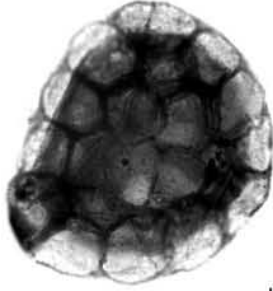
G



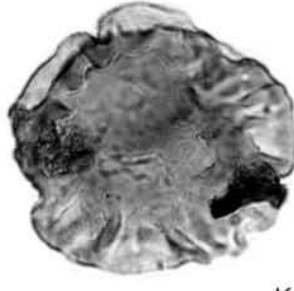
H



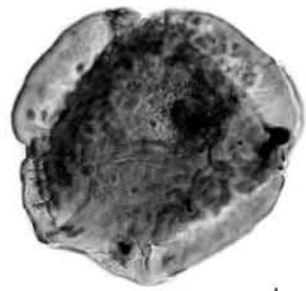
I



J



K



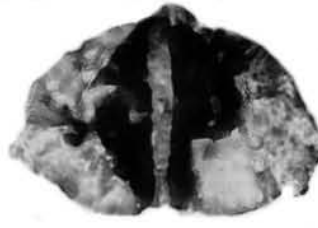
L



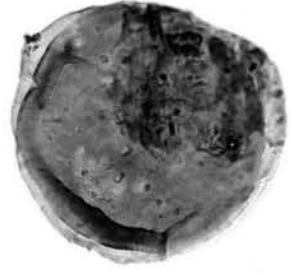
M



N



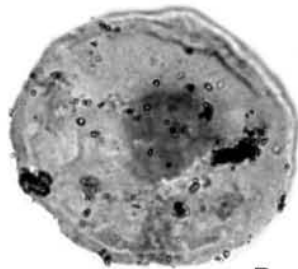
O



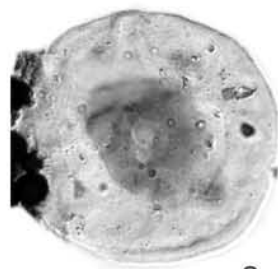
P



Q



R



S



T

Estampa 3

A. *Classopollis* cf. *C. torosa*

Poço BP-02, profundidade 4.905-4.920 m, lâmina MP-P 6699, coordenada *England Finder* Q51

B. *Circulina parva*

Poço BP-02, 4.905-4.920 m, MP-P 6699, D39-3.

C. *Araucariacites australis*

Poço BP-02, 4.935-4.950 m, MP-P 6697, E21-2.

D. *Cycadopites* sp.

Poço BP-02, 4.755-4.770 m, MP-P 6706, N43.

E. *Gnetaceaepollenites jansonii*

Poço BP-02, 4.785-4.800 m, MP-P 6705, M39-3.

F. *Gnetaceaepollenites jansonii*

Poço BP-02, 4.155-4.170 m, MP-P 6744, X45-1.

G. *Equisetosporites* aff. *albertensis*

Poço BP-02, 4.905-4.520 m, MP-P 6699, G56-1.

H. *Equisetosporites albertensis*

Poço BP-01, 4.482,60 m, MP-P 5896, L39-4.

I. *Steevesipollenites* aff. *nativensis*

Poço BP-02, 4.995-5.010 m, MP-P 6693, J44.

J. *Gnetaceaepollenites barghoornii*

Poço BP-02, 4.755-4.770 m, MP-P 6706, S52.

K. *Equisetosporites dudarensis*

Poço BP-02, 4.275-4.290 m, MP-P 6736, F35-1.

L. *Tricesticillus* sp.

Poço BP-02, 4.110-4.125 m, MP-P 6745, F34.

M. *Proteacidites* sp.

Poço BP-01, 4484, 60 m, MP-P 5853, K47-1.

N. *Steevesipollenites* aff. *binodosus*

Poço BP-02, 4.500-4.515 m, MP-P 6723, X34-4.

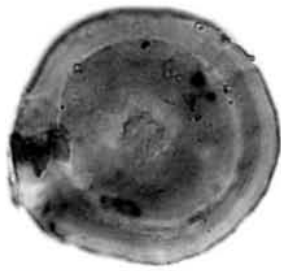
O. *Anacolosidites* sp. A

Poço BP-02, 4.725-4.740 m, MP-P 6709, S29-1.

P. *Anacolosidites* sp. A

Poço BP-02, 4.860-4.875 m, MP-P 6701, F40-3.

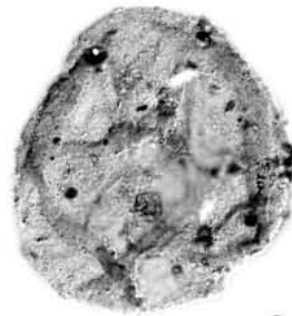
Escala gráfica equivalente a 20 µm.



A



B



C



D



E



F



G



H



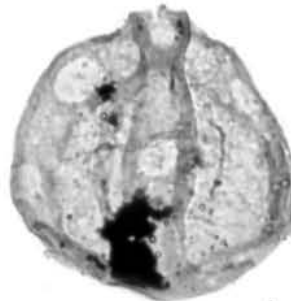
I



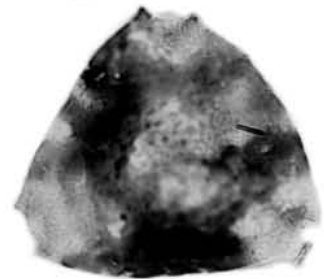
J



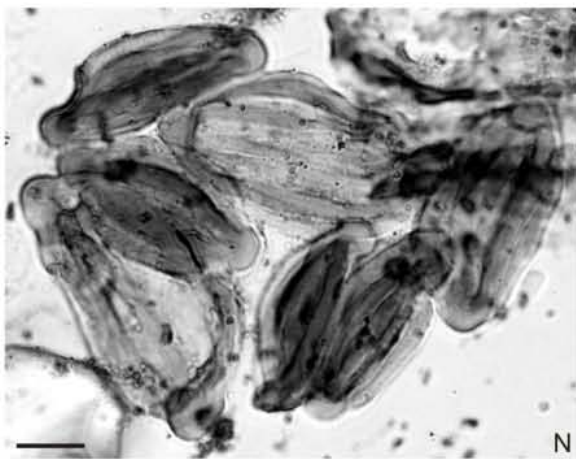
K



L



M



N



O



P

Estampa 4

A. *Dinogymnium acuminatum*

Poço BP-02, profundidade 4050-4065 m, lâmina MP-P 6749, coordenada *England Finder* D49-3.

B. *Dinogymnium acuminatum*

Poço BP-01, 4.485,60 m, MP-P 5842, K55-2.

C. *Dinogymnium heterocostatum*

Poço BP-01, 4.487,10 m, MP-P 5831, T54-1.

D. *Apteodinium* cf. *A. granulatum*

Poço BP-02, 4.965-4.980 m, MP-P 6695, U46.

E-F. *Cribroperidinium edwardsii*

Poço BP-02, 5.175-5.190 m, MP-P 6685, L38-4.

G. *Cribroperidinium intricatum*

Poço BP-02, 5.085-5.100 m, MP-P 6688, B48-1.

H. *Cribroperidinium* cf. *C. edwardsii*

Poço BP-02, 4.365-4.380 m, MP-P 6754, M39-1.

I-J. *Cribroperidinium* cf. *C. muderongense*

Poço BP-02, 5.115-5.130 m, MP-P 6687, C41.

K. *Impagidinium* sp.

Poço BP-01, 4.487,10 m, MP-P 5831, X37-2.

L. *Pterodinium* sp.

Poço BP-01, 4.483,10 m, MP-P 5871, L37.

M. *Trichodinium castanea*

Poço BP-01, 4.483,10 m, MP-P 5872, G51-1.

N. *Trichodinium castanea*

Poço BP-01, 4.487,10 m, MP-P 5824, T40.

O. *Circulodinium* aff. *C. brevispinosum*

Poço BP-01, 4.485,60 m, MP-P 5842, U54-2.

P. *Circulodinium* aff. *C. brevispinosum*

Poço BP-01, 4.482,60 m, MP-P 5888, P44-3.

Q. *Circulodinium distinctum*

Poço BP-02, 4.080-4.095 m, MP-P 6747, E38.

R. *Heterosphaeridium verdieri*

Poço BP-02, 4.080-4.095 m, MP-P 6747, E55.

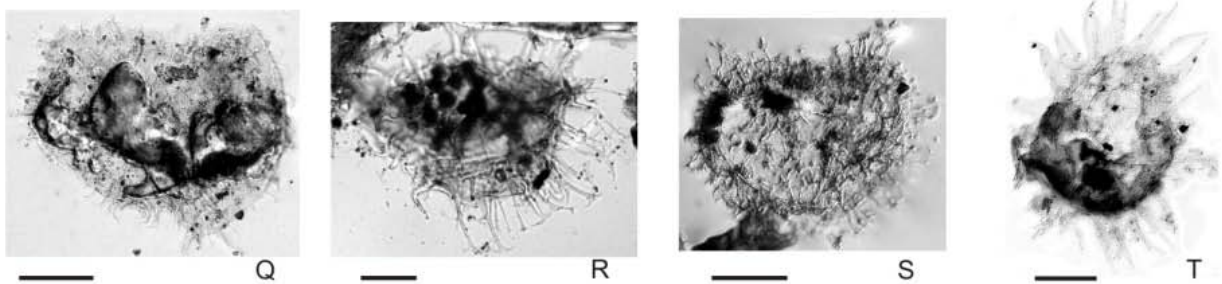
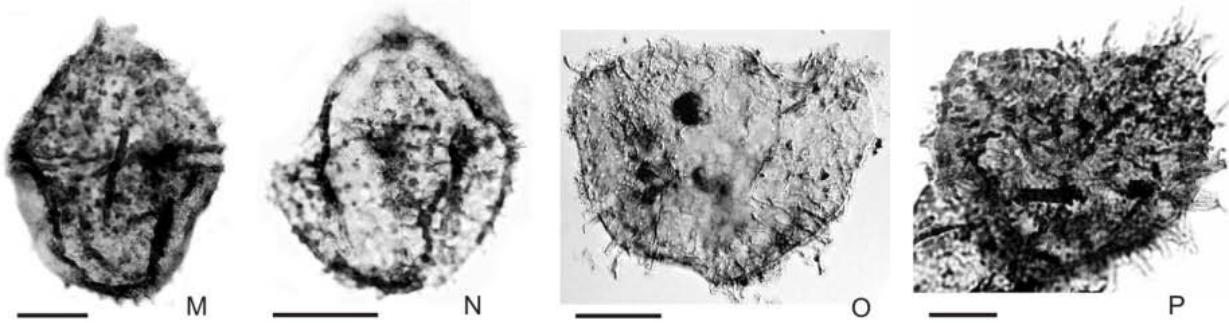
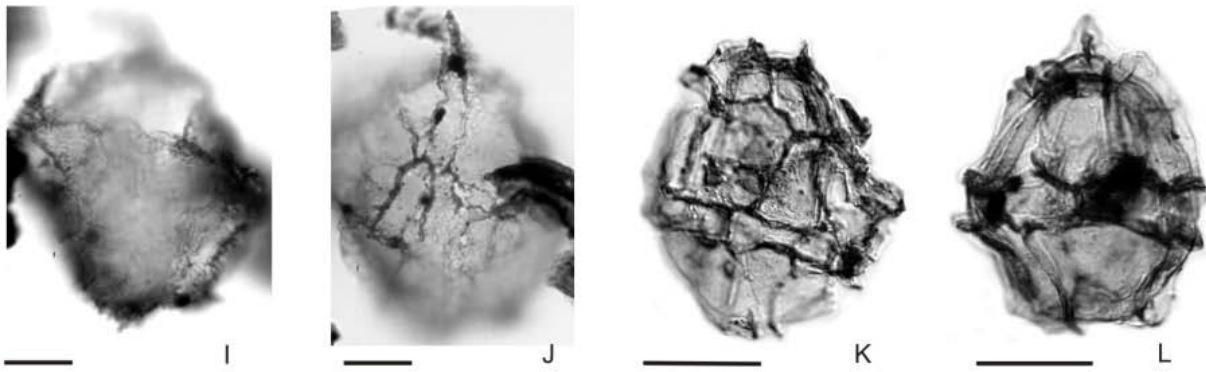
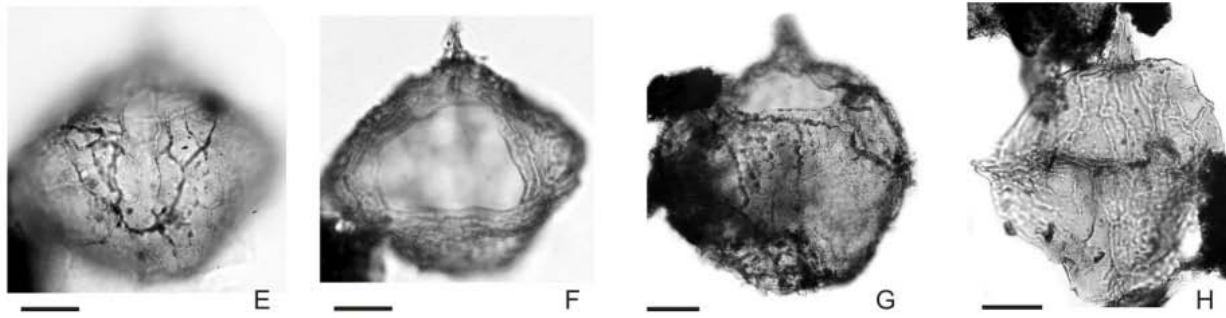
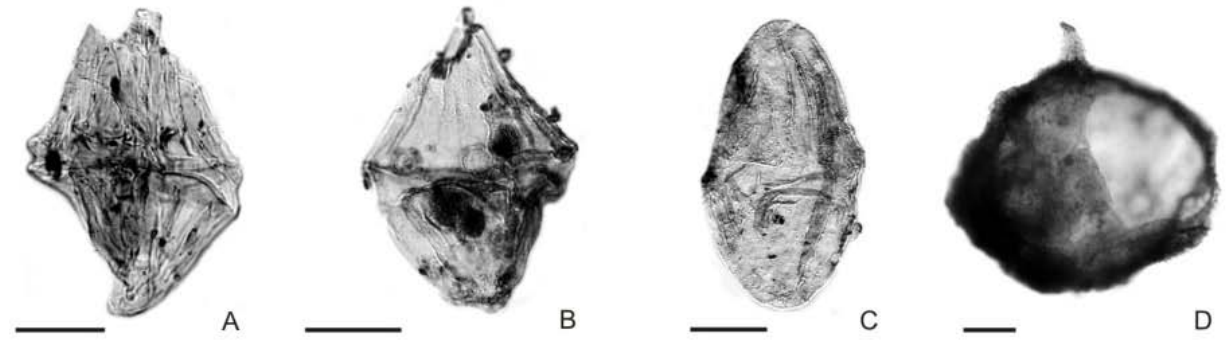
S. *Heterosphaeridium heteracanthum*

Poço BP-01, 4.484,60 m, MP-P 5848, M43-4.

T. *Hystrihodinium pulchrum*

Poço BP-01, 4.485,60 m, MP-P 5842, K32-1.

Escala gráfica equivalente a 20 μm .



Estampa 5

A. *Oligosphaeridium complex brevispinum*
Poço BP-02, 5.085-5.100 m, MP-P 6689, J32-1.

B. *Oligosphaeridium* aff. *O. complex*
Poço BP-02, 5.115-5.130 m, MP-P 6687, K27.

C. *Surculosphaeridium longifurcatum*
Poço BP-02, 4.050-4.065 m, MP-P 6749, N27-2.

D. *Florentinia* aff. *F. cooksoniae*
Poço BP-01, 4.482,60 m, MP-P 5897, G50-3.

E. *Pterodinium cingulatum*
Poço BP-02, 4.470-4.485 m, MP-P 6724, T48.

O. *Hystrichosphaeridium* sp.
Poço BP-01, 4.484,60 m, MP-P 5846, T34-3.

G. *Endocetium dettmanniae*
Poço BP-02, 4.785-4.800 m, MP-P 6705, E41-1.

H. *Endocetium dettmanniae*
Poço BP-02, 4.635-4.650 m, MP-P 6714, L45-1.

I. *Odontochitina indigena*
Poço BP-01, 4.483,10 m, MP-P 5871, F45-1.

J. *Odontochitina* aff. *O. rhakodes*
Poço BP-01, 4.483,10 m, MP-P 5872, J48-2.

K. *Odontochitina spinosa*
Poço BP-01, 4.483,10 m, MP-P 5869, T44.

L. *Xenascus ceratioides*
Poço BP-01, 4.485,60 m, MP-P 5842, V30.

M. *Xenascus* aff. *X. gochtii*
Poço BP-01, 4.487,70 m, MP-P 5901, R35-2.

N. *Odontochitina porifera*
Poço BP-01, 4.487,10 m, MP-P 5821, R38-4.

O. *Amphidiadema nucula*
Poço BP-02, 4.080-4.095 m, MP-P 6747, L41-2.

P. *Amphidiadema denticulata*
Poço BP-02, 4.635-4.650 m, MP-P 6715, E44-4.

Q. *Nelsoniella aceras*

Poço BP-02, 4.665-4.680 m, MP-P 6712, P45-2.

R. *Nelsoniella aceras*

Poço BP-02, 4.395-4.410 m, MP-P 6729, D34.

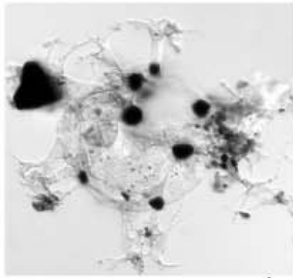
S. *Nelsoniella tuberculata*

Poço BP-02, 4.050-4.065 m, MP-P 6749, T33-3.

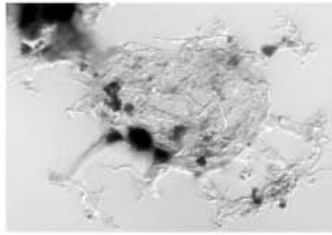
T. *Andalusiella* sp.

Poço BP-01, 4.485,60 m, MP-P 5842, N40-4.

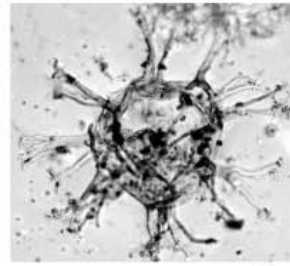
Escala gráfica equivalente a 20 μ m.



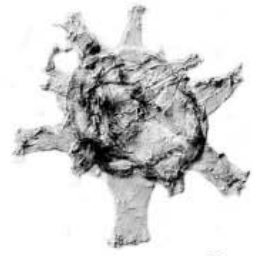
A



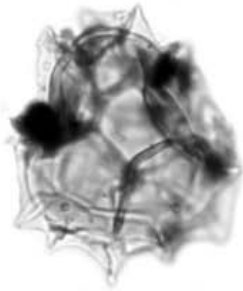
B



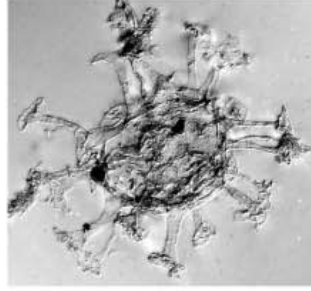
C



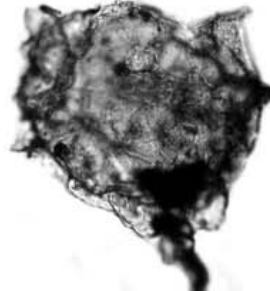
D



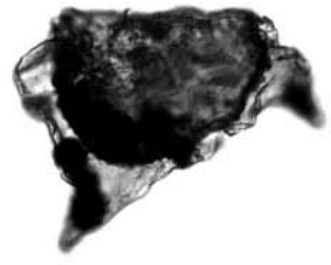
E



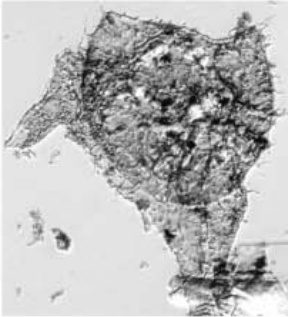
F



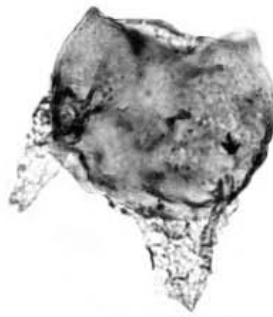
G



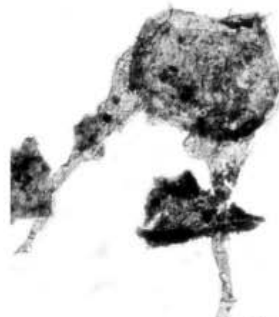
H



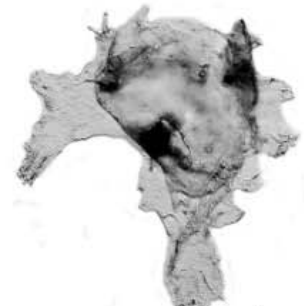
I



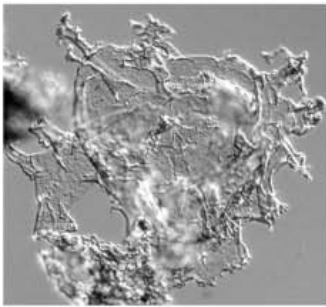
J



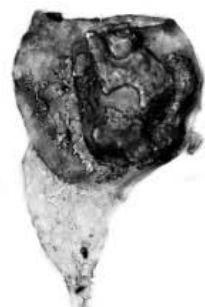
K



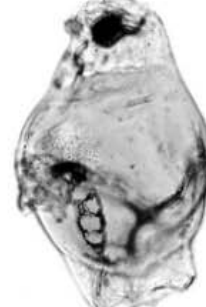
L



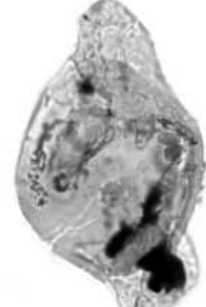
M



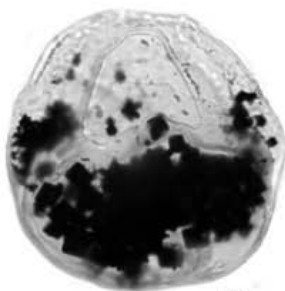
N



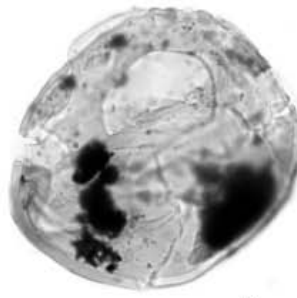
O



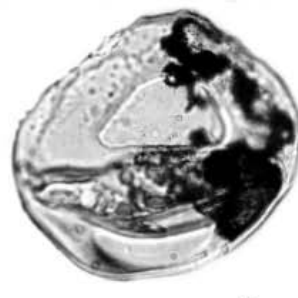
P



Q



R



S



T

Estampa 6

A. *Cerodinium* aff. *C. pannuceum*,

Poço BP-01, profundidade 4.487,10 m, lâmina MP-P 5823, coordenada *England Finder* W51.

B. *Cerodinium* aff. *C. albertii*

Poço BP-01, 4.480,35 m, MP-P 5882, L37.

C. *Chatangiella?* *biapertura*

Poço BP-01, 4.484,60 m, MP-P 5853, L43-2.

D. *Chatangiella spectabilis*

Poço BP-01, 4.482,60 m, MP-P 5897, W53-4.

E. *Chatangiella* aff. *C. spectabilis*

Poço BP-01, 4.482,60 m, MP-P 5895, Z49.

F. *Isabelidinium cretaceum*

Poço BP-01, 4.482,60 m, MP-P 5893, Y45-1.

G. *Isabelidinium* cf. *I. korojonense*

Poço BP-01, 4.485,60 m, MP-P 5842, U31.

H. *Isabelidinium* cf. *I. korojonense*

Poço BP-01, 4.482,60 m, MP-P 5891, K35-3.

I. *Isabelidinium pellucidum*

Poço BP-01, 4.487,70 m, MP-P 5910, G38-1.

J. *Isabelidinium pellucidum*

Poço BP-01, 4.487,70 m, MP-P 5903, T43-3.

K. *Phelodinium tricuspe*

Poço BP-01, 4.487,10 m, MP-P 5823, W46-2.

L. *Phelodinium* sp. MP-P 5857, Q27-1.

Poço BP-01, 4.484,60 m,

M. *Schizosporis* cf. *S. reticulates*

Poço BP-01, 4.482,60 m, MP-P 5888, L38.

N. Ovo de Copépode

Poço BP-01, 4.480,35 m, MP-P 5875, H53-1.

O. Palinoforaminífero espiralado

Poço BP-02, 4.110-4.125 m, MP-P 6745, H37-3.

P. *Palaeocystodinium lidiae*

Poço BP-01, 4.480,35 m, MP-P 5887, U41-4.

Q. *Pterospermella* sp.

Poço BP-02, 4.275-4.290 m, MP-P 6736, J53-4.

R. *Schizosporis parvus*

Poço BP-02, 5.115-5.130 m, MP-P 6687, Q34-1.

S. Peça maxilomandibular de anelídeos (escolecodonte)

Poço BP-02, 4.755-4.770 m, MP-P 6707, K30-1.

T. Peça maxilomandibular de anelídeos (escolecodonte)

Poço BP-01, 4.483,10 m, MP-P 5871, L54-3.

Escala gráfica equivalente a 20 μ m.

