

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

**ANÁLISE PALINOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DE
DEPÓSITOS APTIANOS-ALBIANOS (CRETÁCEO INFERIOR) DA
BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**

FERNANDO HECK MICHELS

ORIENTADOR - Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

Porto Alegre - 2017

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

**ANÁLISE PALINOESTRATIGRÁFICA E PALEOAMBIENTAL DE
DEPÓSITOS APTIANOS-ALBIANOS (CRETÁCEO INFERIOR) DA
BACIA DO ESPÍRITO SANTO, BRASIL**

FERNANDO HECK MICHELS

ORIENTADOR - Prof. Dr. Paulo Alves de Souza

BANCA EXAMINADORA:

Dra. Elizabete Pedrão Ferreira - Petróleo Brasileiro S.A. (PETROBRAS)

Prof. Dr. Marcelo de Araujo Carvalho – Museu Nacional, Universidade
Federal do Rio de Janeiro (UFRJ)

Prof. Dr. Juliano Kühle – Universidade Federal do Rio Grande do Sul
(UFRGS)

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

Porto Alegre - 2017

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL

Reitor: Rui Vicente Oppermann

Vice-Reitor: Jane Fraga Tutikian

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Diretor: André Sampaio Mexias

Vice-Diretor: Nelson Luiz Sambaqui Gruber

Michels, Fernando Heck

Análise palinoestratigráfica e paleoambiental de depósitos aptianos-albianos (cretáceo inferior) da Bacia do Espírito Santo, Brasil. / Fernando Heck Michels. - Porto Alegre: IGEO/UFRGS, 2017.

[111 f.] il.

Dissertação (Mestrado).- Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Instituto de Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2017.

Orientador(es): Paulo Alves de Souza

1. Bioestratigrafia. 2. Palinologia. 3. Formação Mariricu. 4. Formação São Mateus. 5. Formação Regência. I. Título.

CDU 551.7

Catálogo na Publicação

Biblioteca Instituto de Geociências - UFRGS

Renata Cristina Grun

CRB 10/1113

AGRADECIMENTOS

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul e ao Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo por ter disponibilizado gratuitamente a infraestrutura necessária para a realização deste trabalho. Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq) pela concessão da bolsa de Mestrado.

Aos meus pais, Egon e Helga, e aos meus irmãos, Érica e Guilherme, por todo o incentivo, compreensão e carinho concedidos durante o tempo transcorrido deste trabalho. Mesmo que um pouco distantes fisicamente hoje em dia, vocês seguem sendo uma base forte para mim e são os responsáveis por formar grande parte do meu caráter.

Agradeço especialmente ao Prof. Dr. Paulo Alves de Souza pela orientação, cooperação e dedicação desde o início da minha trajetória científica até o presente momento, sendo um grande exemplo de professor e pesquisador, por quem possuo profundo respeito e admiração.

Aos colegas e amigos do Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo pela troca de experiência constante durante todos os momentos de convivência. A produção científica se torna muito mais harmônica com a presença de vocês. Em especial aos colegas de sala Wagner e Lídia.

À Elizabete Pedrão Ferreira por me auxiliar nas análises com o microscópio confocal e por tirar dúvidas pertinentes, e ao colega Eduardo Premaor, coautor do artigo, que dedicou seu tempo auxiliando principalmente nos ajustes finais do trabalho.

Aos amigos e colegas geólogos que formei em minha trajetória na UFRGS, desde os tempos de graduação até o presente, pela amizade e convivência sempre rodeada de risadas. Principalmente o Chico, Rafael, Roberto e Guilherme.

À Taiane Bohrer por todo apoio e carinho que recebi em momentos árdus deste trabalho. Sem a tua presença, tudo seria mais difícil.

Aos amigos de minha cidade natal, Antônio, Joca, Maike, Joma e Thiago, pela parceria de longa data.

RESUMO

A Bacia do Espírito Santo possui importantes campos de petróleo e gás em exploração, entretanto poucos trabalhos micropaleontológicos estão disponíveis para esta região uma vez que a maior parte deste conhecimento é relativo a relatórios internos de empresas de petróleo e gás. Este trabalho apresenta uma análise bioestratigráfica e paleoambiental de sucessões sedimentares do intervalo Aptiano-Albiano das formações Mariricu (Membro Itaúnas), São Mateus e Regência. A amostragem é derivada de dois poços (BES-01 e BES-02) perfurados na porção emersa da bacia. Dentre as 24 amostras, 18 revelaram assembleias palinológicas diversificadas, incluindo 51 táxons de plantas terrestres (23 de esporos e 28 de grãos de pólen), 4 táxons de algas (3 dinocistos e 1 alga clorofícea), bem como táxons não determinados de palinoforaminíferos, fungos, escolecodontes e acritarcos. Os grãos de pólen de gimnospermas são dominantes em ambos os poços, principalmente representados pela abundância e diversidade de *Classopollis*; outros gêneros de grãos de pólen e esporos ocorrem subordinados. A análise bioestratigráfica se baseou nos intervalos cronoestratigráficos de espécies-guias comparadas com biozoneamentos estabelecidos principalmente para a própria Bacia do Espírito Santo, como também para as demais bacias marginais brasileiras. As amostras do BES-01 apresentaram idade Albiano inferior, enquanto para as amostras do poço BES-02 foi atribuída idades entre o Aptiano superior e o Albiano inferior (sem distinção). Os dinocistos e os palinoforaminíferos são restritos a alguns níveis do poço BES-01; a assembleia monoespecífica distinta do gênero *Subtilisphaera* representa o primeiro registro da Ecozona *Subtilisphaera* na Bacia do Espírito Santo, indicando a ocorrência mais ao sul desta ecozona nas bacias marginais brasileiras. Comparando a frequência da matéria orgânica particulada nas amostras (palinomorfos, fitoclastos e matéria orgânica amorfa), se interpretou o ambiente deposicional como uma região costeira ocasionalmente influenciada por transgressões marinhas. A palinoflora representa a fase final da Província *Dicheiropollis etruscus/Afropollis* documentada em várias bacias marginais no Brasil e na África, principalmente definida por elementos gimnospermicos fortemente adaptados a condições climáticas quentes e secas.

Palavras-chaves: Formação Mariricu, Formação São Mateus, Formação Regência, Bioestratigrafia, Palinologia, Cretáceo Inferior.

ABSTRACT

The Espírito Santo Basin comprises important oil and gas fields, mostly in active exploration. However, few micropaleontological contributions are available for this region, once most part of its knowledge is concerning to internal reports of oil and gas companies. This work presents a biostratigraphic and paleoenvironmental analysis from an Aptian-Albian succession of Mariricu (Itaúnas Member), São Mateus and Regência formations. Sampling is derived from two wells (BES-01 and BES-02), drilled in the onshore portion of the basin. Among 24 samples, 18 revealed abundant and diverse assemblages of palynomorphs, including 51 taxa related to terrestrial plants (23 of fern spores, and 28 of gymnospermic pollen grains), 4 algae (3 of dinocysts and 1 chlorophyceean), as well as no determined taxa of foraminiferal linings, fungi, scolecodonts and acritarch. Gymnospermic pollen grains are dominant in both wells, mainly represented by an expressive abundance and diversity of Classopollis; other gymnospermic pollen grains and pteridophytic spores are subordinate. Biostratigraphic assignments are based on the ranges of certain guide species compared with schemes mainly established for the Espírito Santo Basin, as well as to other Brazilian marginal basins. The samples of BES-01 were defined as early Albian in age, whereas an age from late Aptian to early Albian (without distinction) was assigned for the samples of well BES-02. Dinocysts (mainly Subtilisphaera) and foraminiferal linings are restricted to certain levels of the well BES-01. A distinctive monospecific assemblage of the Subtilisphaera in some samples reflects the first record of the Subtilisphaera Ecozone in the Espírito Santo Basin, representing its most meridional occurrence in the Brazilian marginal basins. Comparing the frequency of palynological content in both wells (palynomorphs, phytoclasts and amorphous organic matter), the depositional environment is interpreted as a coastal area, episodically influenced by marine transgressions. The palynofloral content of the assemblages is assumed to represent the final stage of the Dicheiropollis etruscus/Afropollis Province, which is well documented in several marginal basins of Brazil and Africa, mainly defined by a gymnospermic elements, strongly adapted to warm and dry climate conditions.

Keywords: *Mariricu Formation, São Mateus Formation, Regência Formation, Biostratigraphy, Palynology, Lower Cretaceous.*

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1. Mapa do Brasil com destaque para os limites das bacias da margem continental brasileira e ênfase na Bacia do Espírito Santo. 4
- Figura 2. Proposta mais recente de carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (modificado de França *et al.*, 2007). 6
- Figura 3. Zoneamentos palinoestratigráficos publicados para o Cretáceo das bacias marginais brasileiras, incluindo a Bacia do Espírito Santo (Regali *et al.*, 1974 a, b) e especificamente para a Bacia do Espírito Santo (Botelho Neto, 1996). 12
- Figura 4. Mapa da área de estudo na porção norte da Bacia do Espírito Santo. A) Bacias marginais brasileiras. B) Distribuição da porção emersa da Bacia do Espírito Santo (Porção marinha é situada parcialmente). C) Mapa geológico local com a localização dos dois poços estudados (BES-01 e BES-02). 14
- Figura 5. Coluna cronoestratigráfica para o Cretáceo Inferior da Bacia do Espírito Santo (modificado de França *et al.*, 2007). 15
- Figura 6. Perfis estratigráficos dos poços BES-01 (A) e BES-02 (B), com indicação das respectivas profundidades amostradas e respectivos códigos das lâminas palinológicas confeccionadas. 16
- Figura 7. Distribuição geocronológica dos principais grupos de palinomorfos. a. Acritarcos; b. Quitinozoários; c. Criptoesporos; d. Escolocodontes; e. Esporos de briófitas; f. Esporos de pteridófitas; g. Grãos de pólen de gimnospermas; h. Palinoforaminíferos; i. Dinoflagelados; j. Grãos de pólen de angiospermas. (compilado de Traverse, 1988; Palyford & Dettmann, 1996; Szaniawski, 1996; Stancliffe, 1996; Armstrong & Brasier, 2005). 24
- Figura 8. Ambientes deposicionais previstos para palinomorfos continentais e marinhos (modificado de Seyve, 1990 *apud* Antunes & Melo, 2001). 25
- Figura 9. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. *Biretisporites potoniaei* (Poço BES-02; lâmina MP-P 13057; coordenada *England finder* K33-2); b. *Biretisporites* sp. (BES-02; MP-P 13058; P52-3); c. *Dictyophyllidites* sp. (BES-02; MP-P 13057; M33-1); d. *Concavisporites* sp. (BES-02; MP-P 13056; G57-2); e. *Deltoidospora halii* (BES-02; MP-P 13049; R44-1); f. *Deltoidospora tenuis* (BES-02; MP-P 13057; S33-3); g. *Deltoidospora* sp. (BES-02; MP-P 6011; D48-2); h. *Cyathidites australis* (BES-02; MP-P 6011; G35-1); i. *Ciclogranisporites* aff. *rugosectatus* (BES-02; MP-P 13058; X54-1); j. *Cicatricosisporites venustus* (BES-02; MP-P 13051; Y58-3); k. *Cicatricosisporites brevilaesuratus* (BES-02; MP-P 6010; L34-1); l. *Cicatricosisporites avnimelechi* (BES-02; MP-P 6010; S37-4); m. *Cicatricosisporites* aff. *hallei* (BES-02; MP-P 6010; R60-4); n. *Cicatricosisporites* aff. *annulatus* (BES-02; MP-P 6010; O52-2); o. *Cicatricosisporites* sp. (BES-02; MP-P 13050; L47-1); p. *Cicatricosisporites* sp. (BES-02; MP-P 6016; U63-1). Escala gráfica = 20 μ m. 38
- Figura 10. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. *Schweizerisporites* ? sp. (Poço BES-01; lâmina MP-P 5990; coordenada *England finder* D37-3); b. *Interulobites triangulares* (BES-02; MP-P 13060; J49-3); c. *Klukisporites foveolatus* (BES-02; MP-P 13059; K48-3); d. *Klukisporites* aff. *pseudoreticulatus* (BES-01; MP-P 5990; B43-2); e. *Densoisporites velatus* (BES-02; MP-P 13060; P36-4); f. *Densoisporites* sp. (BES-02; MP-P 6016; R39-3); g. *Matonisporites silvai* (BES-02; MP-P 6015; H53-2); h. *Matonisporites* sp. (BES-02; MP-P 13057; E47-4); i. Esporo não determinado (BES-02; MP-P 6011; P27-2); j. Esporo não determinado (BES-02; MP-P 13060; H50-1); k. Esporo não determinado (BES-02; MP-P 6016; G40-4); l. Esporo não determinado (BES-02; MP-P 6016; L29); m. *Spheripollenites scabratus* (BES-02; MP-P 13058; C54-2); n. *Spheripollenites* sp. (BES-02; MP-P 13061; X33-1); o. *Inaperturopollenites simplex* (BES-02; MP-P 13052; Q35-2); p. *Inaperturopollenites turbatus* sensu Regali *et al.*, (1974) (BES-02; MP-P 13052; F34-1). Escala gráfica = 20 μ m. 39
- Figura 11. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. *Inaperturopollenites orbicularis* (Poço BES-02; lâmina MP-P 13056; coordenada *England finder* H56-3); b. *Inaperturopollenites giganteus* (BES-01; MP-P 13072; K41-3); c. *Inaperturopollenites* sp. (BES-

02; MP-P 13052; Q35-4); d. *Callialasporites microvelatus* (BES-02; MP-P 13052; N34-1); e. *Araucariacites australis* (BES-02; MP-P 6014; U31-1); f. *Araucariacites* sp. (BES-02; MP-P 13044; G52-1); g. *Classopollis triangulus* (BES-02; MP-P 13048; M23); h. *Classopollis noeli* (BES-02; MP-P 13048; H17-3); i. *Classopollis* cf. *torosus* (BES-02; MP-P 13048; F36-4); j. *Classopollis* cf. *classoides* (BES-02; MP-P 13061; K37-3); k. *Classopollis* cf. *alexi* (BES-02; MP-P 13058; J36-4); l. *Classopollis* sp. 1 (BES-02; MP-P 13061; T40); m. *Classopollis* sp. (BES-02; MP-P 13050; N47-2); n. Tétrade de *Classopollis* spp. (BES-02; MP-P 13061; S57-4); o. *Equisetosporites* cf. *ovatus* (BES-02; MP-P 13061; Q45-3); p. *Equisetosporites* sp. (BES-02; MP-P 6014; S48-2). Escala gráfica = 20 µm. 40

Figura 12. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. *Equisetosporites* sp. (Poço BES-02; lâmina MP-P 13061; coordenada *England finder* Q45-3); b. *Equisetosporites* sp. (BES-02; MP-P 13048; J36-3); c. *Gnetaceapollenites retangulares* (BES-02; MP-P 6014; Q33-2); d. *Gnetaceapollenites oreadis* (BES-02; MP-P 13052; X42-2); e. *Gnetaceapollenites jansonii* (BES-02; MP-P 13052; N53-4); f. *Gnetaceapollenites* sp. (BES-02; MP-P 13061; J49-2); g. *Exesipollenites laevigatus* (BES-02; MP-P 13046; O41); h. *Exesipollenites tumulus* (BES-02; MP-P 13061; P47); i. *Exesipollenites scabratus* (BES-02; MP-P 13056; O34-3); j. *Exesipollenites* sp. (BES-02; MP-P 13058; R47); k. Grão de pólen não determinado (BES-02; MP-P 13044; E33-1); l. Grão de pólen não determinado (BES-02; MP-P 13051; E58-2); m. *Chomotriletes almegrensis* (BES-02; MP-P 13049; O61-4); n. *Subtilisphaera scabrata* (BES-01; MP-P 13072; H39-3); o. *Subtilisphaera scabrata* (BES-01; MP-P 13072; N37-4); p. *Spiniferites* sp. (BES-01; MP-P 13078; G56-1). Escala gráfica = 20 µm. 41

Figura 13. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. Palinoforaminífero não determinado (Poço BES-01; lâmina MP-P 5989; coordenada *England finder* B46-4); b. Palinoforaminífero não determinado (BES-01; MP-P 13072; H44-3); c. Escolecodonte não determinado (BES-02; MP-P 13049; N51-2); d. Fungo não determinado (BES-01; MP-P 5987; G23-3); e. Acrítarco não determinado (BES-01; MP-P 5991; R41-2); f. *Botryococcus* spp. (BES-01; MP-P 13073; F47-1). Escala gráfica = 20 µm. 42

Figura 14. Principais feições morfológicas de um grão de pólen da espécie *Classopollis noeli*. Imagem produzida em microscopia confocal por varredura a laser de espécime registrado no material de estudo deste trabalho. 46

Figura 15. Espécies do gênero *Classopollis* ilustradas. *Classopollis noeli* (a – e); *Classopollis triangulus* (f – h); *Classopollis* sp. 1 (i – k). Fotos em microscopia óptica (a, f, i), MCVL (b, c, g, h) e MEV (d, e, j, k). 50

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Lista dos táxons registrados com identificação das fotomicrografias das espécies ilustradas.	36
Tabela 2. Quantificação da matéria orgânica particulada do poço BES-01.	43
Tabela 3. Quantificação da matéria orgânica particulada do poço BES-02.	44
Tabela 4. Tabela de comparação entre as técnicas de microscopia utilizadas para a análise morfológica do gênero <i>Classopollis</i> no material estudado (- : sem imagens).	47

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	i
RESUMO	ii
ABSTRACT	iii
LISTA DE FIGURAS	iv
LISTA DE TABELAS	v
SUMÁRIO	vi
SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO	vii
I. ASPECTOS INTRODUTÓRIOS	1
1. Introdução.....	1
2. Localização e contexto geológico da área de estudo.....	3
2.1 A Bacia do Espírito Santo.....	3
2.2 Estratigrafia da Bacia do Espírito Santo.....	5
2.3 Paleontologia da Bacia do Espírito Santo.....	9
3. Objetivos.....	13
4. Materiais e métodos.....	14
4.1 Seleção das amostras.....	14
4.2 Processamento das amostras.....	17
4.3 Análise taxonômica em microscopia óptica.....	19
4.4 Análise em microscopia confocal por varredura a laser (MCVL).....	19
4.5 Análise em microscopia eletrônica de varredura (MEV).....	20
4.6 Documentação fotomicrográfica.....	20
4.7 Análise quantitativa.....	20
4.8 Análise bioestratigráfica.....	21
4.9 Províncias palinológicas.....	22
5. Revisão dos conhecimentos sobre o tema.....	23
5.1 Palinologia: conceitos e generalidades.....	23
5.2 Bioestratigrafia.....	31
5.3 Palinofácies.....	32
II. RESULTADOS	35
1. Registro palinológico.....	35
2. O gênero <i>Classopollis</i>	45
III. CONSIDERAÇÕES FINAIS	51
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	54
ANEXO I	61
Confirmação de submissão.....	61
ANEXO II	62
Manuscrito do Artigo.....	62

SOBRE A ESTRUTURA DESTA DISSERTAÇÃO

Esta dissertação de mestrado está estruturada na forma de artigo submetido à publicação em periódico, segundo as normas do Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Conseqüentemente, sua organização compreende as seguintes partes principais.

Capítulo I. Aspectos introdutórios

Consiste em uma apresentação sobre o tema e descrição do objeto de pesquisa, onde estão sumarizados os objetivos e estado da arte referente ao tema. Neste capítulo são apresentados também a caracterização da área de estudo, os materiais e os métodos desenvolvidos.

Capítulo II. Resultados

Neste capítulo são apresentados os resultados referentes aos itens não abordados no artigo científico: os registros palinológicos complementares, figuras confeccionadas com fotomicrografias e a discussão taxonômica sobre o gênero *Classopollis*.

Capítulo III. Considerações finais

Constitui as conclusões sobre o trabalho desenvolvido e comentários adicionais.

Ao final, constam as referências bibliográficas e os anexos referentes ao artigo submetido.

I. ASPECTOS INTRODUTÓRIOS

1. Introdução

O estudo geológico das bacias marginais brasileiras relaciona-se muito com os caminhos e avanços das explorações petrolíferas realizadas a partir da segunda metade do século XX no Brasil (Lana & Beurlen, 2007), tendo como etapa notável os últimos dez anos com o descobrimento de grandes campos de hidrocarbonetos em depósitos pré-sal formados no período Cretáceo. A Bacia do Espírito Santo representa uma dentre outras bacias produtoras, possuindo campos de petróleo e gás ativos tanto na porção continental, como na porção marinha.

Levando em consideração as várias ferramentas úteis para o conhecimento evolutivo das bacias, os dados micropaleontológicos possuem importante papel possibilitando relevantes interpretações paleoambientais dos pacotes sedimentares, além da definição de idades relativas de sucessões rochosas por meio do conteúdo fóssil encontrado (bioestratigrafia). Para a Bacia do Espírito Santo, diversos grupos de microfósseis têm sido utilizados para este fim, dentre os quais se destacam publicações sobre foraminíferos (Noguti & Santos, 1972), ostracodes (Antunes, 1987) e nanofósseis calcários (Piovesan *et al.*, 2013). Dados relacionados à microfósseis de parede orgânica (palinologia) também vêm sendo empregados com grande sucesso nestas interpretações devido ao grande potencial de fossilização dos palinomorfos, sua distinta natureza biológica, ampla dispersão e proveniência relacionada a ambientes continentais (grãos de pólen, esporos) e ambientes marinhos (dinocistos, acritarcos, palinoforaminíferos, escolocodontes, algas).

No entanto, o conhecimento palinológico da Bacia do Espírito Santo no Cretáceo Inferior decorre de esquemas gerais estabelecidos para margem continental do Brasil (Regali *et al.*, 1974a, 1974b; Regali, 1989; Arai & Botelho Neto, 1996), dados inéditos não publicados relativos a dissertações/teses (Botelho Neto, 1996; Arai, 2007) ou relatórios internos de empresas de petróleo e gás. Dessa forma, é demonstrada a carência de dados publicados na referida bacia no que diz respeito à sucessão e comportamento dos grupos palinológicos no intervalo temporal citado.

Este trabalho apresenta os resultados obtidos a partir da análise palinológica de vinte e quatro amostras de dois poços (BES-01 e BES-02) perfurados na porção

emersa no norte da Bacia do Espírito Santo buscando determinar a idade relativa dos depósitos siliciclásticos e carbonáticos, bem como realizar interpretações paleoambientais.

2. Localização e contexto geológico da área de estudo

2.1 A Bacia do Espírito Santo

A Bacia do Espírito Santo faz parte da grande província geológica de margem divergente do Atlântico Sul que se estende por aproximadamente 10.500 km, indo do Delta do Rio Orinoco (Venezuela) até a Terra do Fogo, no extremo sul da Argentina (Milani & Thomaz Filho, 2000), representando uma das bacias costeiras brasileiras de margem passiva do sudeste, junto com as bacias de Santos e Campos (Figura 1). A bacia está situada paralela à linha de costa na área referente ao Estado do Espírito Santo, possuindo a maior parte de seus depósitos ocorrentes na porção submersa e uma fração inferior em terras emersas.

Delimitada ao sul com a Bacia de Campos, pelo Alto de Vitória, e a norte com a Bacia do Mucuri, possui uma área de aproximadamente 41.500 km², dos quais apenas 3.000 km² referem-se à porção terrestre (França *et al.*, 2007). Alguns autores, como Vieira *et al.* (1994), descrevem a Bacia do Espírito Santo e a Bacia do Mucuri em conjunto devido ao comportamento estrutural similar, sendo que sua divisão se dá majoritariamente por critérios geográficos do que propriamente geológicos. A existência do banco vulcânico de Abrolhos, a leste, atribui à Bacia do Espírito Santo uma fisiografia particular, evidenciada por um alargamento da plataforma continental, que de uma média de 40 km de largura a sul alcança cerca de 240 km na porção centro-norte (França *et al.*, 2007). Em relação aos aspectos evolutivos da bacia, assim como as demais bacias marginais brasileiras, sua formação teve início com o rompimento do Supercontinente Gondwana, iniciado com estiramentos crustais no Jurássico, passando para a fase rifte com subsidência mecânica no Cretáceo, fase transicional e a fase de margem passiva com subsidência térmica, que se estende até o tempo presente (Chang *et al.*, 1992). Devido à constante busca de petróleo no Brasil com iniciativas partidas principalmente da Petrobras S.A., a bacia se tornou um terreno economicamente ativo com movimento substancial para a compreensão de seu preenchimento sedimentar.

Em termos tectônicos, a bacia conta com um conjunto de falhas normais escalonadas em um regime distensivo de direção E-W/ NW-SE decorrente do tempo de ruptura do Supercontinente Gondwana (Tagliari, 2013). As falhas atingem desde as rochas neocomianas (fase rifte) até a base dos evaporitos de idade Alagoas (fase transicional), sendo que a maioria delas possui mergulho em alto ângulo para leste.

Estas falhas normais sintéticas e antitéticas acabam por compor um sistema *horst-graben* e aproximam-se da mesma forma estrutural presente no embasamento da bacia (Alvarenga, 2010).



Figura 1. Mapa do Brasil com destaque para os limites das bacias da margem continental brasileira e ênfase na Bacia do Espírito Santo.

Outro fator controlador da tectônica na Bacia do Espírito Santo são os evaporitos do Andar Alagoas (Cretáceo) depositados na fase transicional da bacia e presentes também em muitas outras bacias marginais brasileiras. A movimentação destas camadas salinas (halocinese) e a criação de domos de sal ocorreram devido ao basculamento da bacia para leste e pela carga litostática diferencial, gerando uma série de falhas lítricas na seção pós-Alagoas devido à acomodação dos domos. Estas falhas são maiores na parte sul da bacia, atingindo sedimentos do Cenozoico (Costa, 1988 *apud* Alvarenga, 2010).

2.2 Estratigrafia da Bacia do Espírito Santo

O primeiro trabalho abrangendo a evolução estratigráfica e sedimentar da Bacia do Espírito Santo foi realizado por Asmus *et al.* (1971), formalizando as unidades litoestratigráficas em nível de grupos, formações e membros. Vieira *et al.* (1994) publicaram uma nova proposta abrangendo em conjunto a Bacia do Espírito Santo e a Bacia do Mucuri com a descrição dos princípios litoestratigráficos até hoje aceitos. Resumindo o conhecimento adquirido e enfatizando a questão cronoestratigráfica, França *et al.* (2007) publicaram o trabalho mais atualizado de revisão sobre o preenchimento da Bacia do Espírito Santo, cuja carta simplificada é apresentada na figura 2.

Recentemente, alguns trabalhos relacionados à estratigrafia de sequências e sismoestratigrafia foram realizados em depósitos do Cretáceo Inferior da bacia. Alvarenga (2010) analisou depósitos fluviais do Albiano da Formação São Mateus (importantes rochas reservatório da Bacia do Espírito Santo) com o objetivo de estabelecer um fatiamento estratigráfico de alta resolução dos pacotes e definiu, utilizando a estratigrafia de sequências, ciclos compostos por tratos de sistemas de alta e baixa acomodação, passíveis de correlação regional. A integração de dados estruturais com dados estratigráficos adquiridos no trabalho permitiu definir direções de lineamentos que influenciaram na acumulação e compartimentação dos depósitos da Formação São Mateus auxiliando o entendimento tectônico sin- e pós-deposicional na bacia. Já Tagliari (2013) buscou definir os fatores da preservação da ciclicidade entre rochas carbonáticas, mistas e siliciclásticas albianas na Plataforma de Regência que ocorrem na porção submersa da Bacia do Espírito Santo. Para isso, o autor utilizou as ferramentas de sísmica 3D e de análise de poços para gerar seções estratigráficas, mapas de litofácies e blocos-diagramas. A boa conservação da ciclicidade foi vinculada a escapes de sal provocando incrementos na acomodação dos sedimentos.

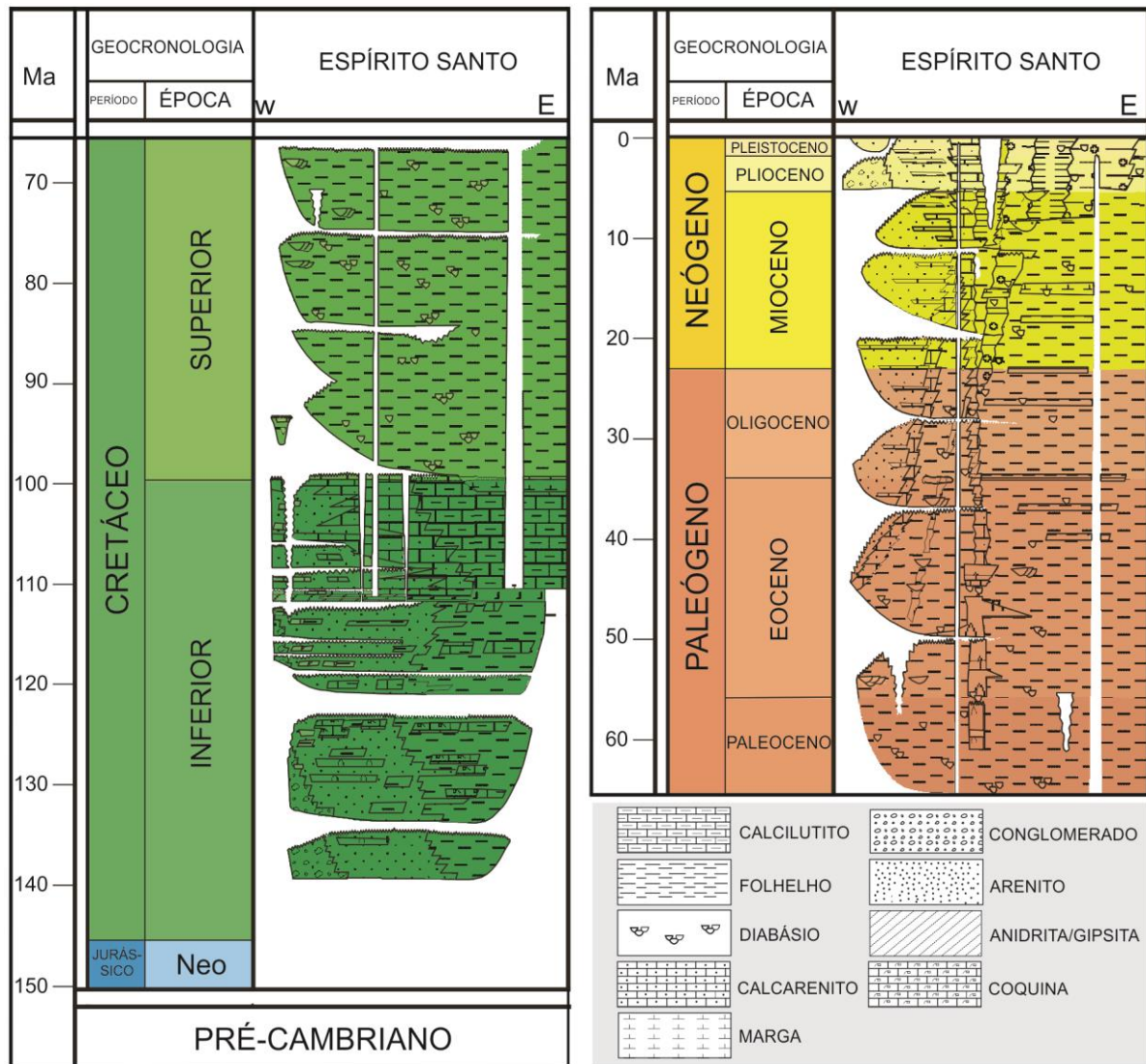


Figura 2. Proposta mais recente de carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo (modificado de França *et al.*, 2007).

As rochas que compõem o embasamento da bacia estão localizadas a sudeste do Cráton São Francisco, fazendo parte da Faixa Araçuaí, integrando o setor norte da Província da Mantiqueira. Sua composição consiste em uma complexa associação de rochas ígneas metamorfizadas, tais como migmatitos, granulitos, gnaisses granatíferos e granitóides, todas retrabalhadas parcialmente nos ciclos Transamazônico e Brasileiro. Intrudidos nestas rochas estão os diques da Suíte Intrusiva Fundão, compostos por diabásio de granulação fina a média e gabros (Vieira *et al.*, 1994). Os diques possuem orientação preferencial NW-SE e apresentam idade jurássica, estando relacionados aos primeiros registros de eventos distensivos na abertura do Oceano Atlântico (Vieira *et al.*, 1994).

No preenchimento da Bacia do Espírito Santo são diferenciáveis dois grupos distintos de rochas. As sedimentares iniciaram sua deposição a partir do Cretáceo

Inferior e seguem até o Recente com espessura total estimada superior a 11.000 m no depocentro (França *et al.*, 2007). Já as rochas ígneas são reconhecidas por dois períodos distintos de eventos vulcânicos: o primeiro no Cretáceo Inferior constituído por basaltos toleííticos (Formação Cabiúnas); e o segundo essencialmente alcalino no Paleógeno (Formação Abrolhos) (Vieira *et al.*, 1994). A evolução sedimentar da bacia é descrita a seguir baseando-se na proposta de França *et al.* (2007), caracterizada por três supersequências distintas: rifte, pós-rifte e drifte.

Na **supersequência Rifte**, representada pela Formação Cricaré de idade Valanginiano ao Aptiano (Cretáceo Inferior), foram depositados os sedimentos mais antigos da bacia. São rochas sedimentares de ambiente continental com a ocorrência de rochas vulcânicas (Formação Cabiúnas) que repousam discordantemente sobre o embasamento, ou intercaladas com arenitos médios a conglomeráticos com seixos de rochas metamórficas de matriz feldspática (Membro Jaguaré), que nas porções mais distais gradam para litologias mais argilosas (Membro Sernambi) (França *et al.*, 2007). Neste estágio evolutivo predominava um ambiente lacustre com contribuição fluvial e aluvial nas bordas dos falhamentos (registrados por conglomerados sintectônicos e derrames vulcânicos), enquanto nos altos estruturais internos depositaram-se carbonatos (coquinas).

Segundo França *et al.* (2007), esta sequência está restrita a porções mais profundas dos Paleocânions de Regência, sendo suas fácies proximais bem amostradas e analisadas. As fácies distais ainda carecem de estudos, já que existe grande dificuldade na coleta de testemunhos em grandes profundidades.

A Formação Cabiúnas é caracterizada na Bacia de Campos (Rangel *et al.*, 1994) e também na Bacia do Espírito Santo, sendo que as rochas ígneas desta unidade possuem características de derrames e são identificadas como o primeiro estágio de formação do rifte. Sua litologia é constituída por basaltos toleííticos, afaníticos, com amígdalas preenchidas por calcita e clorita. As determinações isotópicas por K/Ar datam para esta formação, idades entre 118 a 136 Ma (Conceição *et al.*, 1994).

A **supersequência Pós-Rifte** corresponde à Formação Mariricu depositada no Aptiano e parte basal do Albiano (Cretáceo Inferior). É composta por depósitos siliciclásticos (Membro Mucuri) e níveis de evaporitos (Membro Itaúnas), que marcam incursões marinhas na bacia, correlacionados ao Andar Alagoas. Esta sequência relaciona-se ao estágio final da fase rifte. A deposição do Membro Mucuri

é controlada por sistemas de leques aluviais e canais fluviais nas porções mais proximais. Nas áreas distais ocorre uma gradação para sistemas transicionais de ambiente raso.

A porção superior da Formação Mariricu é bem amostrada na parte emersa da bacia, por testemunhos. Esta seção é dividida em três sequências limitadas por discordâncias angulares. A basal representa as fácies proximais com depósitos de leques aluviais e sistemas fluviais entrelaçados, com níveis de anidrita na porção de topo. A porção intermediária é composta por arenitos finos e siltitos representando um afogamento do sistema de leques aluviais. A sequência superior é definida por um sistema de lagunas com planícies lamosas que evolui para o ambiente evaporítico do tipo *sabka*.

O contato superior da sequência do Membro Mucuri se dá com os evaporitos do Membro Itaúnas, por meio de uma discordância. Sob condições restritas e alta evaporação formaram-se depósitos de anidrita e halita de espessuras variando de 50 m a 5000 m (França & Tschiedel, 2006). A movimentação da halita gerou barreiras e baixos estruturais que controlaram a deposição de sedimentos das sequências sobrepostas, bem como a formação de estruturas positivas que propiciou a ocorrência de *traps*.

A **supersequência Drifte** corresponde inicialmente ao Grupo Barra Nova, composto pelas formações São Mateus e Regência (Albiano), e todas outras formações sobrepostas até o Recente. Este grupo se depositou em um ambiente de mar epicontinental, sobre alta influência dos evaporitos do Membro Itaúnas. A Formação São Mateus é composta por arenitos e folhelhos continentais a plataformais em um caráter essencialmente retrogradacional. Já a Formação Regência é dominada por carbonatos com intercalações de rochas siliciclásticas em uma interação de plataforma carbonática com um sistema de leques aluviais.

Após esta fase inicial com características epicontinentais, a bacia grada paulatinamente para uma morfologia de rampa com gradiente suave sofrendo mudanças tectônicas importantes. Discordâncias são registradas, responsáveis pela formação dos paleocânions de Regência e Fazenda Cedro na porção terrestre da bacia. Neste estágio da sequência se depositaram basicamente folhelhos marinhos com intercalações de arenitos turbidíticos pertencentes à Formação Urucutuca.

Nas sequências de segunda ordem do Paleógeno, a Bacia do Espírito Santo passa por eventos tectônicos, vulcanismo, o prosseguimento da halocinese e o soerguimento da Serra do Mar provocando rebaixamento do nível do mar. As sequências são divididas por França *et al.* (2007) em quatro partes dentro do Trato de Sistema de Nível Baixo: a sequência retrogradante “Lagoa Parda” (Paleoceno – Eoceno Inferior), dominada por folhelhos e arenitos, depositada junto com os derrames vulcânicos de Abrolhos; a sequência “Império” (Eoceno), já com características prográdantes devido aos eventos de soerguimento da Serra do Mar e vulcanismo de Abrolhos; a sequência “Cangoá” (Eoceno – Oligoceno) onde se depositaram pacotes turbidíticos; e a sequência “Peroá” (Oligoceno – Mioceno), com deposição também de arenitos turbidíticos controlados pela existência de domos e inversões.

A Formação Abrolhos é a unidade vulcanoclástica constituída por basaltos cinza-esverdeados a pretos, diabásios, tufos, brechas vulcânicas, material piroclástico e sedimentos intercalados (calcários e folhelhos) das formações Caravelas e Urucutuca (Vieira *et al.*, 1994). Trata-se de uma suíte de tendência subalcalina a alcalina. Os derrames desta formação correspondem à sequência aflorante no Arquipélago de Abrolhos e às rochas vulcânicas que formam as ilhas da Trindade e Martins Vaz, no extremo leste da Bacia do Espírito Santo.

Em sedimentos mais recentes do Cenozoico, destacam-se as formações Rio Doce e Barreiras compostas por arenitos depositados em ambiente fluvial gradando para marinho raso. Suas deposições estabelecem boa parte da cobertura sedimentar da bacia. Na porção mais distal constatam-se calcarenitos da Formação Caravelas, próximo ao limite da plataforma.

2.3 Paleontologia da Bacia do Espírito Santo

O conhecimento paleontológico do Mesozoico nas bacias marginais brasileiras relaciona-se muito com os avanços das explorações petrolíferas nos últimos 50 anos no país (Lana & Beurlen, 2007). As descobertas pioneiras de petróleo em bacias relacionadas ao rifte (Bacias do Recôncavo, Tucano, Sergipe-Alagoas e Espírito Santo) formado na separação entre América do Sul e África foi imprescindível para o conhecimento e aprendizado da utilização dos primeiros grupos de microfósseis importantes do ponto de vista bioestratigráfico. Os primeiros

proxys utilizados foram os ostracodes e os palinórfos, relacionando a boa resolução bioestratigráfica em seções riftes como respostas em correlações geológicas e melhor entendimento do preenchimento sedimentar das bacias marginais.

O aumento das perfurações em águas rasas da plataforma continental na década de 70 resultou na busca por novas ferramentas micropaleontológicas, dentre as quais foraminíferos e nanofósseis calcários, auxiliando no estabelecimento de arcabouços biocronoestratigráficos apurados em seções rifte, transicional e marinha. Destacam-se os trabalhos de Troelsen & Quadros (1971), Noguti & Santos (1972) e Regali *et al.* (1974a, 1974b), referências para o entendimento dos métodos então implantados: nanofósseis calcários, foraminíferos e palinórfos, respectivamente.

No final dos anos 80 uma nova etapa na exploração petrolífera brasileira foi alcançada com as descobertas de depósitos turbidíticos em águas profundas, e com ela veio a busca por *proxys* micropaleontológicos que atendessem a demanda para estudos em sedimentos de águas ultraprofundas (Lana & Beurlen, 2007). A pesquisa com foraminíferos bentônicos de águas profundas, nanofósseis calcários e dinoflagelados (palinórfos marinhos) foram então impulsionados como ferramenta a ser utilizada até os dias de hoje em análises bioestratigráficas, paleobatimétricas e paleoecológicas.

Devido ao viés econômico da exploração petrolífera, grande parte das informações paleontológicas decorrentes da Bacia do Espírito Santo é relativa à microfósseis de diferentes grupos. Vieira *et al.* (1994) citam biozoneamentos de foraminíferos, nanofósseis calcários, palinórfos e ostracodes na carta estratigráfica da Bacia do Espírito Santo-Mucuri.

2.3.1 Palinologia do Cretáceo da Bacia do Espírito Santo

Estudos palinológicos na Bacia do Espírito Santo têm destacada relevância no âmbito bioestratigráfico, através de trabalhos propostos pela primeira vez por Müller (1966) que sintetizou conhecimentos prévios adquiridos desde a Bacia de Sergipe/Alagoas até a Bacia do Espírito Santo. Regali *et al.* (1974a, 1974b) produziram um zoneamento bioestratigráfico com base em palinórfos para o Mesozoico e Cenozoico de todas as bacias marginais brasileiras exceto a Bacia de Pelotas, analisando amostras de poços perfurados na margem continental brasileira

e diferenciando 37 palinozonas. Posteriormente, Botelho Neto (1996) realizou sua dissertação de mestrado com amostras da porção norte da plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo. Neste trabalho o autor nomeou novas palinozonas e reconheceu táxons inéditos para o Cretáceo e Cenozoico.

Botelho Neto (1996) reconheceu 12 biozonas palinológicas calibradas através de um esquema biocronoestratigráfico integrado com nanofósseis distribuídas do Andar Alagoas (Cretáceo Inferior) até o Oligoceno. Através da integralização dos dados, o autor dividiu o intervalo em três megassequências estratigráficas: megassequência continental, megassequência transicional e megassequência marinha. Ademais registrou as palinozonas contidas em cada megassequência estratigráfica e alguns eventos não deposicionais/erosivos ocorridos no intervalo estratigráfico analisado. A figura 3 representa as propostas de biozoneamentos de Regali *et al.* (1974a, 1974b) e de Botelho Neto (1996) para o Cretáceo das bacias marginais brasileiras em geral e para a Bacia do Espírito Santo, respectivamente. Botelho Neto (1996) optou por representar suas palinozonas por letras em ordem alfabética.

Arai & Botelho Neto (1996) publicaram para o Cretáceo das bacias de Pelotas, Santos, Campos e Espírito Santo uma proposta de arcabouço bioestratigráfico baseado exclusivamente em dinocistos, diferenciando 16 biozonas.

CRETÁCIO	IDADE	Palinozonas de Regali <i>et al.</i> (1974)		Palinozonas de Botelho Neto (1996)
	MAASTRICHTIANO	<i>Crassitricolporites brasiliensis</i>		
			<i>Tricornites elongatus</i>	
	CAMPANIANO		<i>Retitriporites mirabilis</i>	
	SANTONIANO	<i>Hexaporitricolpites emelianovi</i>		F
	CONIACIANO			
	TURONIANO	<i>Elateroplicites africaensis</i>		E
	CENOMANIANO			
			<i>Elaterosporites protensus</i>	D
	ALBIANO	<i>Inaperturopollenites microclavatus</i>		C
			<i>Pentopsis valdiviae</i>	B
	APTIANO	<i>Exesipollenites tumulus</i>	<i>Foveotriletes sp.</i>	A
			<i>Inaperturopollenites</i>	
	BARREMIANO	<i>Cedritites ? sp.</i>	<i>Dicheiropollis etruscus</i>	
HAUTERIVIANO	<i>Caytonipollenites pallidus</i>			
VALANGIANO				
BARRIASIANO				

Figura 3. Zoneamentos palinoestratigráficos publicados para o Cretáceo das bacias marginais brasileiras, incluindo a Bacia do Espírito Santo (Regali *et al.*, 1974 a, b) e especificamente para a Bacia do Espírito Santo (Botelho Neto, 1996).

3. Objetivos

Este trabalho objetiva contribuir com o conhecimento palinológico do intervalo Aptiano-Albiano (Cretáceo Inferior) da Bacia do Espírito Santo. A identificação de conjuntos palinológicos e seu uso para fins bioestratigráficos e paleoambientais são a finalidade principal deste estudo. Como objetivos específicos, destacam-se:

- a) Identificar os grupos palinológicos dos níveis amostrados;
- b) Caracterizar a distribuição estratigráfica das espécies de palinómorfos identificadas e comparar a amplitude bioestratigráfica de espécies guias com dados prévios propostos para o intervalo de estudo em bacias brasileiras e sul-americanas para definir as idades relativas das amostras analisadas;
- c) Reconhecer variações na distribuição da matéria orgânica particulada nos níveis estudados a fim de interpretar o significado e evolução paleoambiental;
- d) Caracterizar a província palinológica mais apropriada para os conjuntos quantificados com o seu domínio paleogeográfico no Cretáceo Inferior.
- e) Analisar a taxonomia do gênero de grãos de pólen *Classopollis*, com abundante registro nas associações palinológicas estudadas.

4. Materiais e métodos

4.1 Seleção das amostras

Para a realização deste trabalho foram utilizadas amostras provenientes de dois poços: BES-01 e BES-02 (Figura 4), perfurados na área emersa da porção norte da Bacia do Espírito Santo.

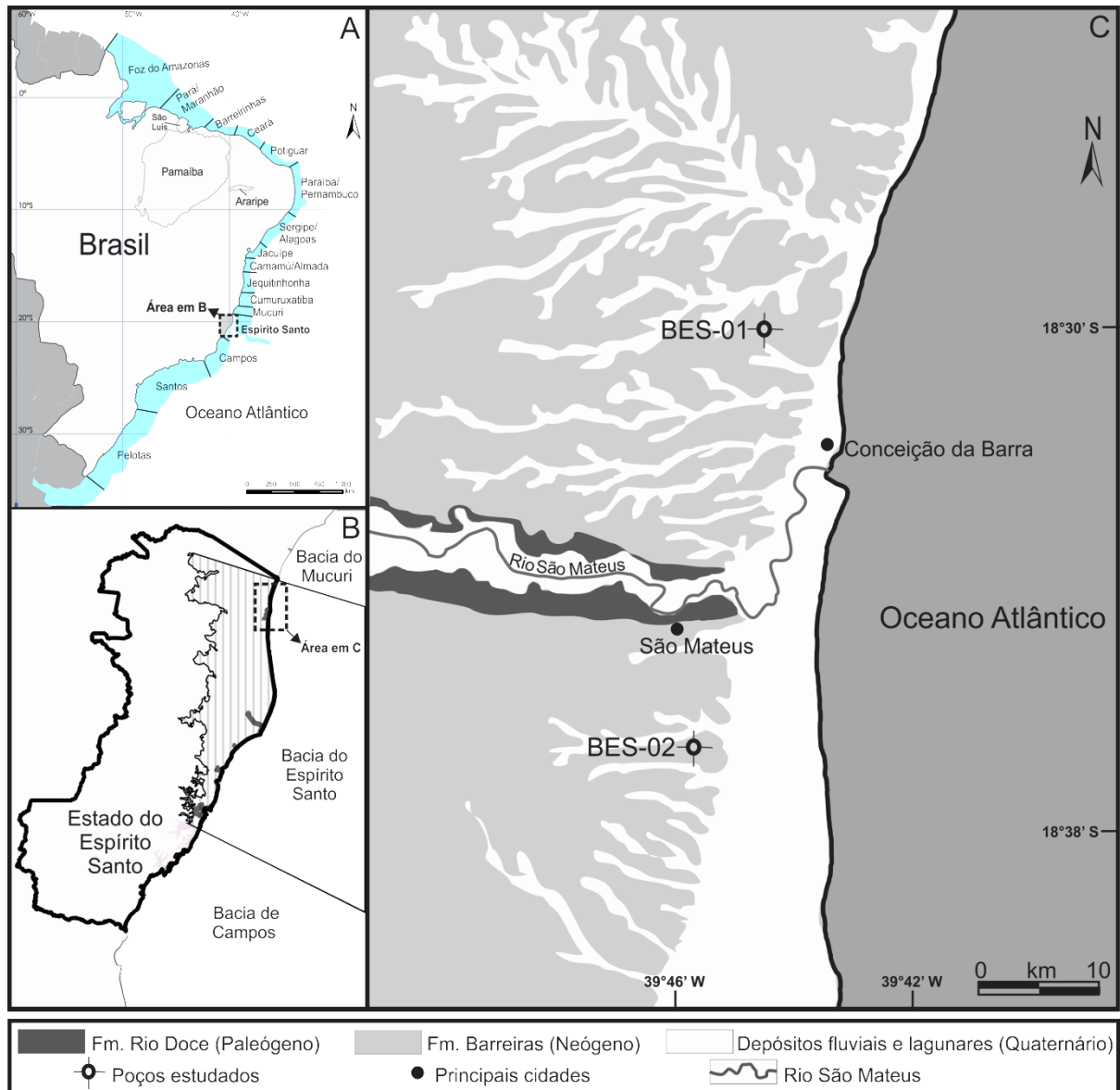


Figura 4. Mapa da área de estudo na porção norte da Bacia do Espírito Santo. A) Bacias marginais brasileiras. B) Distribuição da porção emersa da Bacia do Espírito Santo (Porção marinha é situada parcialmente). C) Mapa geológico local com a localização dos dois poços estudados (BES-01 e BES-02).

A amostragem corresponde a uma campanha antiga com vistas à exploração de enxofre na área, disponibilizada para pesquisa acadêmica ao Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo (LPMMT/IGEO/UFRGS). Os intervalos

amostrados de idade Aptiano e Abiano (Cretáceo Inferior) são referentes ao Membro Itaúnas, topo da Formação Mariricu, além de depósitos carbonáticos da Formação Regência e depósitos aluviais da Formação São Mateus. A figura 5 ilustra as formações sedimentares do Cretáceo Inferior na Bacia do Espírito Santo conforme a carta cronoestratigráfica mais recente (França *et al.*, 2007).

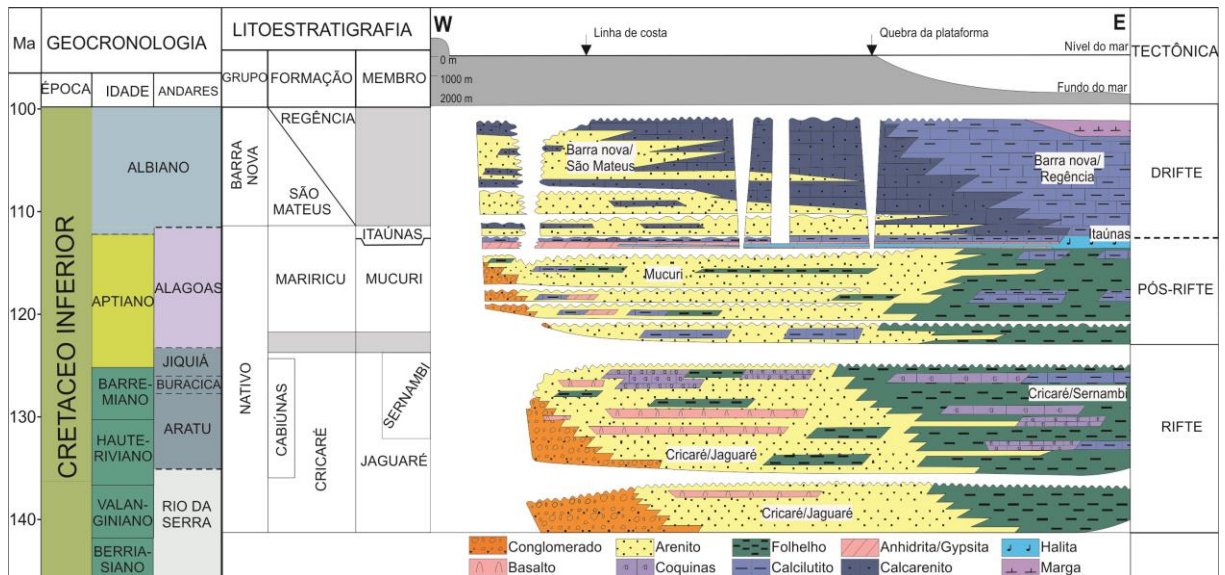


Figura 5. Coluna cronoestratigráfica para o Cretáceo Inferior da Bacia do Espírito Santo (modificado de França *et al.*, 2007).

No poço BES-01, perfurado a noroeste da cidade de Conceição da Barra, 12 amostras de testemunho de composição majoritariamente pelítica foram coletadas no intervalo entre 985,3 m e 827,3 m de profundidade, conforme empilhamento estratigráfico e relação dos níveis selecionados para análise com os respectivos códigos das lâminas palinológicas confeccionadas apresentados na figura 6A.

A subárea norte, onde ocorreu a perfuração do poço BES-01, possui algumas características geológicas distintas da área de perfuração do poço BES-02. O perfil estratigráfico possui em sua base os evaporitos do Membro Itaúnas, recobertos por uma sequência de depósitos carbonáticos. Sobrepostos a estas litologias, predominam depósitos aluviais dominados por uma associação de fácies de canais fluviais.

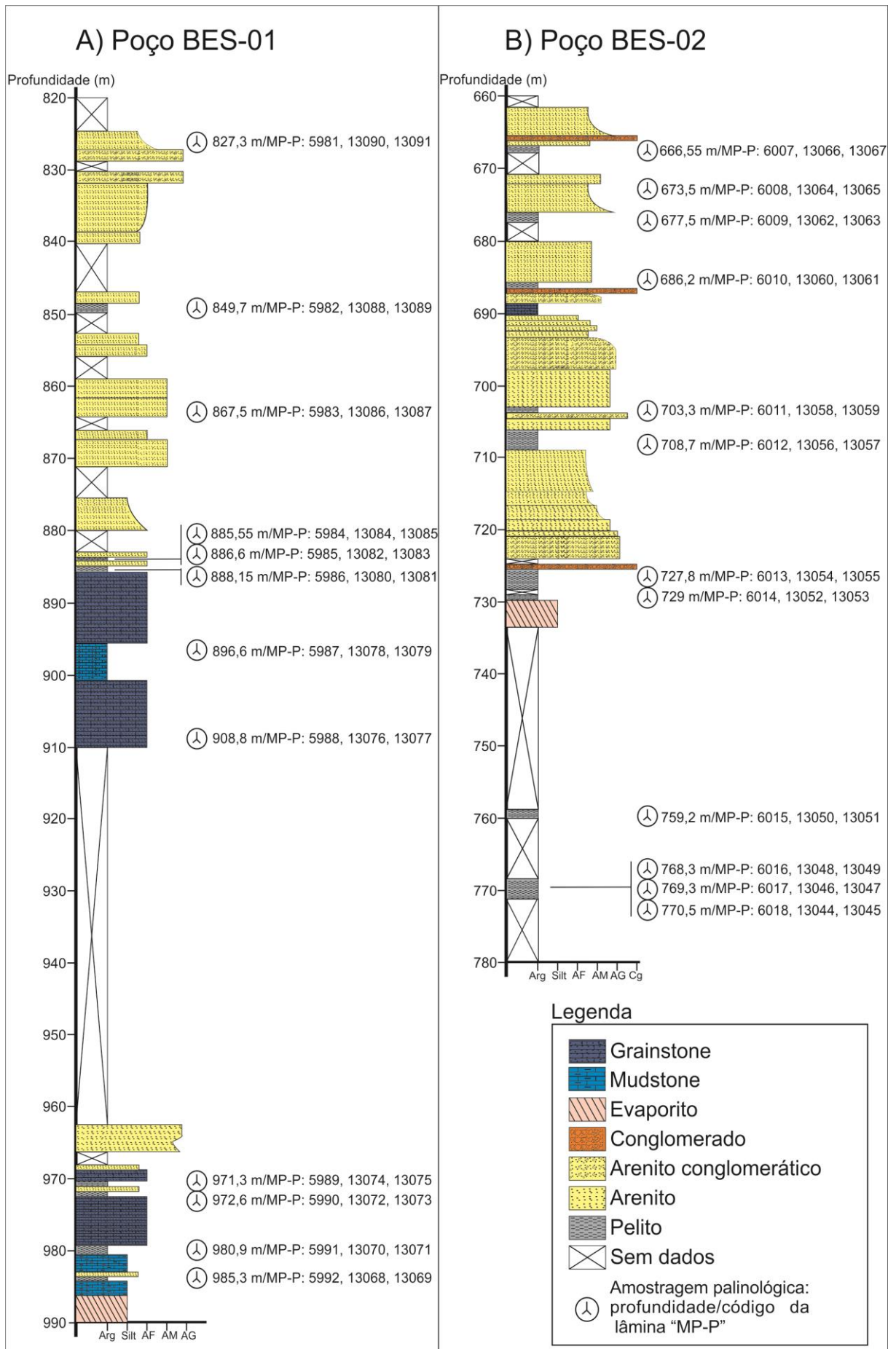


Figura 6. Perfis estratigráficos dos poços BES-01 (A) e BES-02 (B), com indicação das respectivas profundidades amostradas e respectivos códigos das lâminas palinológicas confeccionadas.

No poço BES-02, perfurado na subárea sul da região de estudo, 12 amostras foram coletadas para a análise palinológica, referentes ao intervalo entre 770,5 m e 666,55 m de profundidade, conforme empilhamento estratigráfico e relação dos níveis selecionados para análise com os respectivos códigos das lâminas palinológicas confeccionadas apresentados na figura 6B.

Os pacotes sedimentares da subárea sul estão constituídos por uma camada de evaporitos do Membro Itaúnas, pelitos e depósitos aluviais da Formação São Mateus.

4.2 Processamento das amostras

As amostras de rochas foram processadas no Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo (LPMMT/IGEO/UFRGS), conforme procedimento padrão para material do Mesozoico descrito na literatura por Wood *et al.* (1996), que compreende as etapas de desagregação física, dissolução dos constituintes minerais, concentração do resíduo orgânico e confecção de lâminas palinológicas.

Ao iniciar o processo, cada amostra foi pesada separando-se 10 a 20 g da rocha para a etapa de processamento, peso considerado suficiente visto que grande parte do material rochoso apresentou-se visualmente rico em matéria orgânica. Dentro de um recipiente de porcelana, a fração de cada amostra foi fragmentada separadamente com a utilização de um martelo, tomando cuidado para não pulverizar a rocha para evitar danos aos microfósseis.

As amostras foram colocadas em béqueres de 1000 ml devidamente identificados e, em seguida, levadas à capela para o início do tratamento químico visando a dissolução de componentes minerais descartáveis no estudo palinológico. Dentro da capela, sob exaustão, iniciou-se o processo de tratamento com o teste a fim de averiguar a presença de minerais carbonáticos. Para isso, algumas gotas de ácido clorídrico (HCl 37%) foram pingadas em pequenos fragmentos separados das amostras. Os fragmentos que visualmente reagiram ao HCl 37% foram identificados e então estas amostras foram colocadas para reação, assim permanecendo por aproximadamente 3 h. Posteriormente a amostragem foi lavada com água destilada em três momentos para a neutralização do pH da solução.

A seguinte etapa constituiu-se na adição de ácido fluorídrico (HF 42%) para a dissolução dos minerais siliciclásticos. As amostras foram submetidas à ação

química com HF 42% por 24 h e em seguida foram novamente lavadas três vezes com água destilada. Visando a eliminação de minerais neoformados o resíduo foi submetido ao ataque com ácido clorídrico até a solução atingir a temperatura de 60°C. Atingida a temperatura ideal, os béqueres com solução foram resfriados e as soluções neutralizadas.

Completado o processamento químico, as amostras passaram por um peneiramento com malha de 20 µm a fim de concentrar o material entre 20-250 µm, resultando no resíduo palinológico, o qual foi acondicionado em frascos devidamente identificados.

Do resíduo palinológico final, foram aproveitadas 2 a 3 gotas para a confecção de cada lâmina palinológica, representativa do conteúdo global da matéria orgânica particulada obtida de cada amostra. As lâminas foram confeccionadas a partir da fixação do resíduo com Cellosize® em lamínulas e da colagem destas em lâminas com Entellan®. As lâminas foram devidamente identificadas e estão depositadas com numeração da Palinoteca do Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo, sob codificação "MP-P" (coleção estratigráfica) (Figura 6).

Visto que este trabalho é constituído de amostras de diferentes níveis estratigráficos, as características litológicas dos materiais são semelhantes quanto a granulometria, porém ocorrem variações quanto às características do material orgânico preservado. Em decorrência do fato, foi necessário empregar uma técnica adicional em algumas amostras após o processamento palinológico padrão, visando uma melhor visualização dos palinomorfos. Em duas amostras com alta concentração de matéria orgânica amorfa (níveis 908,8 m do poço BES-01 e 727,8 m do poço BES-02) foi empregado um método para a remoção de parte dos aglomerados orgânicos de difícil identificação facilitando assim a análise dos microfósseis. O método utilizado consiste em adicionar KOH (10%) em uma porção do resíduo palinológico, deixando reagir por dez minutos. Posteriormente é feita a neutralização do pH da solução e uma nova lâmina é confeccionada. Somente na amostra 908.8 m foram encontrados microfósseis (dinoflagelados) não vistos antes deste procedimento.

4.3 Análise taxonômica em microscopia óptica

Os materiais palinológicos comumente recuperados do Mesozoico possuem diâmetros variáveis entre 25 e 250 μm exigindo assim um microscópio óptico a fim de detalhar ao máximo a morfologia dos palinomorfos e demais constituintes da matéria orgânica particulada recuperada. O estudo morfológico foi efetuado com a utilização do microscópio óptico Olympus BX-61, acoplado com câmera Olympus DP71, do LPMMT/IGEO/UFRGS com aumentos de 100x, 200x, 400x e 1000x.

A etapa de leitura das lâminas se iniciou com a identificação de seus componentes, tendo como base sempre as características essenciais para as determinações dos principais grupos palinológicos: palinomorfos (grãos de pólen, esporos, dinoflagelados, palinoforaminíferos, acritarcos, algas, fungos, escolecodontes), fitoclastos (opacos e não opacos) e matéria orgânica amorfa.

A posterior identificação taxonômica foi feita através da comparação dos táxons presentes nas lâminas com descrições e registros em trabalhos prévios na bacia de estudo e em outras bacias brasileiras, tais como Regali *et al.* (1974a, 1974b), Lima (1978); Lima (1979); Lima (1980); Dino (1992) e Botelho Neto (1996).

Devido à abundância do gênero de grãos de pólen *Classopollis*, foi realizado um estudo focado utilizando outras técnicas de microscopia descritas a seguir visando a classificação de algumas espécies ocorrentes no material com base nas descrições de holótipos (Couper, 1958; Pocock & Jansonius, 1961; Burger, 1965; Reyre, 1970; Herngreen, 1973; Herngreen, 1975; Lei, 1981). Os grãos de pólen deste gênero foram identificados seguindo critérios morfológicos característicos como: abertura, existência da rímula, ornamentações da exina, dimensões e forma.

4.4 Análise em microscopia confocal por varredura a laser (MCVL)

A etapa de análise em microscopia confocal por varredura a laser (MCVL) para detalhamento da morfologia dos grãos de pólen *Classopollis* através da geração de imagens em três dimensões foi realizada no Centro de Pesquisas e Desenvolvimento Leopoldo Américo Miguez de Mello da Petróleo Brasileiro S.A. (CENPES/PETROBRAS), no Rio de Janeiro. A tecnologia do equipamento trabalha com um feixe de laser que excita a fluorescência dos microfósseis de parede orgânica. São eleitos comandos para suprimir os planos externos ao foco fino do objeto estudado, processando imagens do objeto em planos chamados de *slices*.

Através da rasterização rápida do feixe de laser do sistema, o MCVL pode produzir uma imagem tridimensional do microfóssil estudado em alta resolução espacial por processamento computadorizado da série de imagens digitalizadas no intervalo de foco adquirido (Schopf & Kudryavtsev, 2011).

4.5 Análise em microscopia eletrônica de varredura (MEV)

A etapa de análise em microscopia eletrônica de varredura (MEV) para detalhamento morfológico das estruturas dos grãos de pólen foi realizada no Centro de Microscopia de Microanálise (CMM) da UFRGS. O modelo de MEV utilizado foi JEOL JSM 6060, com tensão de aceleração de 15 kV.

O princípio de um microscópio eletrônico de varredura (MEV) consiste em utilizar um feixe de elétrons de pequeno diâmetro para explorar a superfície da amostra e transmitir o sinal para uma tela cuja varredura está sincronizada com aquela do feixe incidente. O feixe é guiado de modo a varrer a superfície da amostra segundo uma malha que, interagindo com a amostra, produz elétrons e fótons que podem ser coletados por detectores adequados e convertidos em um sinal de vídeo. Quando o feixe primário incide na amostra, parte dos elétrons difunde-se e constitui um volume de interação cuja forma depende principalmente da tensão de aceleração e do número atômico da amostra (Dedativ *et al.*, 2007). O instrumento usa como fonte de elétrons um filamento de tungstênio (W) aquecido, operando numa faixa de tensões de aceleração de 1 a 50 kV.

4.6 Documentação fotomicrográfica

Os táxons identificados foram registrados segundo as coordenadas da lâmina *England finder* e as espécies mais representativas foram fotodocumentadas a fim de ilustrar os trabalhos a serem produzidos. As imagens geradas foram editadas em softwares especializados (Corel *Draw* e Corel *PHOTO-PAINT*).

4.7 Análise quantitativa

A matéria orgânica particulada foi quantificada para realização de análises percentuais as quais serviram para as inferências paleoambientais através do estudo de palinofácies. Para cada nível foi realizada a leitura da lâmina através de

seções transversais. Todas as partículas relacionadas a matéria orgânica palinológica (palinóforos, fitoclastos e matéria orgânica amorfa) foram contadas até atingir a parcela de saturação de 200 palinóforos. Em certas amostras, os palinóforos não se encontraram bem preservados e/ou não foi alcançada a saturação mencionada, logo nestas amostras foram quantificados 500 elementos totais da matéria orgânica palinológica.

4.8 Análise bioestratigráfica

Primeiramente foi realizada uma pesquisa bibliográfica visando encontrar zoneamentos palinoestratigráficos de bacias brasileiras e, em seguida de bacias sul-americanas, a fim de comparar o alcance bioestratigráfico dos táxons-guias encontrados neste trabalho com o zoneamento proposto por Botelho Neto (1996). É de suma importância a análise de trabalhos realizados com depósitos de idade geológica semelhante para verificar quais são as principais afinidades e diferenças entre o que já foi estudado e os resultados alcançados neste estudo.

Os dados para o posicionamento bioestratigráfico dos níveis selecionados neste estudo foram compilados de zoneamentos bioestratigráficos propostos por autores com trabalhos que englobaram a bacia de estudo (Botelho Neto, 1996), bem como outras bacias brasileiras (Regali *et al.*, 1974 a, 1974b; Dino, 1992; Lima, 1978; Regali, 1989; Antonioli, 2001; Lana & Roesner, 2002; Arai, 2007) e bacias sul-americanas (Archangelsky *et al.*, 1984; Dueñas Jimenez, 1989; Hengreen & Dueñas Jimenez, 1990; Archangelsky *et al.*, 1994) no Cretáceo Inferior.

As espécies-guias que ocorreram no material foram posicionadas no tempo analisando o(s) intervalo(s) de primeiro e último aparecimento dos táxons nos zoneamentos compilados da literatura. Vale ressaltar a cautela com algumas espécies (e.g., *Exesipollenites tumulus*) que possuem alcances bioestratigráficos maiores na literatura, logo estes fatos influenciaram nas discussões e determinação do posicionamento bioestratigráfico destas espécies. Uma vez compreendidas estas condições, traçou-se o intervalo de associação entre todos os táxons selecionados identificando a idade em comum onde eles estão presentes e, assim, posicionando bioestratigraficamente as seções analisadas.

4.9 Províncias palinológicas

Definidas como uma massa de terra isolada e/ou caracterizadas por palinofloras únicas, as províncias palinológicas reúnem os gêneros e espécies de esporomorfos mais característicos de um intervalo estratigráfico e/ou área geográfica, sendo representada pelo táxon(s) mais frequente, ou aqueles que são mais facilmente reconhecidos, ou ainda os que têm larga distribuição geográfica e curta amplitude temporal (Regali, 2007).

A diferenciação da província se deu com a comparação das características principais de províncias do Cretáceo definidas por Herngreen *et al.* (1996) e em outros artigos do tema (Herngreen & Chlonova, 1981; Dino *et al.*, 1994) com as assembleias palinológicas analisadas. Dados quantitativos de grupos polínicos e a presença/ausência de espécies diagnósticas da província no material analisado foram determinantes para as interpretações. Em seguida, os dados de ocorrência destas espécies em outras bacias brasileiras foram compilados da literatura para identificar o domínio paleogeográfico da província no Brasil.

5. Revisão dos conhecimentos sobre o tema

5.1 Palinologia: conceitos e generalidades

O termo “palinologia” foi proposto por Hyde & Williams (1944) para definir o estudo dos grãos de pólen de gimnospermas e angiospermas e dos esporos das briófitas e pteridófitas. Sendo a amostragem deste trabalho rochas sedimentares, engloba-se o termo paleopalínologia, definido por Traverse (1988) como o estudo amplo de organismos fósseis microscópicos de parede orgânica recuperados após o processo de maceração e dissolução das rochas sedimentares. Trata-se de uma subárea da paleontologia intimamente ligada à estratigrafia podendo promover informações a respeito de idades relativas de rochas, correlações de camadas estratigráficas (bioestratigrafia), considerações paleoecológicas, paleoclimáticas e permitindo também caracterizar os ambientes deposicionais. Esporomorfos (grãos de pólen de gimnospermas e angiospermas, esporos de briófitas e pteridófitas), esporos de fungos, acritarcos, cistos de dinoflagelados, palinoforaminíferos, algas, quitinozoários e outros materiais biológicos são estudados por meio de técnicas palinológicas, sendo este grande grupo de elementos significativo por apresentarem uma abrangência temporal ampla, distribuindo-se por praticamente todo o Fanerozoico.

Os palinomorfos (componentes do material recuperado no processamento palinológico) são encontrados no registro sedimentar em distintos períodos geológicos, sendo o tempo entre o primeiro aparecimento e a sua extinção (alcance estratigráfico) dependente de cada grupo de microfósseis (Figura 7). Além dos palinomorfos, outros elementos preservados nas lâminas palinológicas são úteis para o estudo de palinofáceis (Tyson, 1995) bem como para a definição de características potenciais para geração de hidrocarbonetos, dentre eles os fragmentos de madeira de vegetais superiores (fitoclastos), cutículas e os aglomerados de matéria orgânica amorfa.

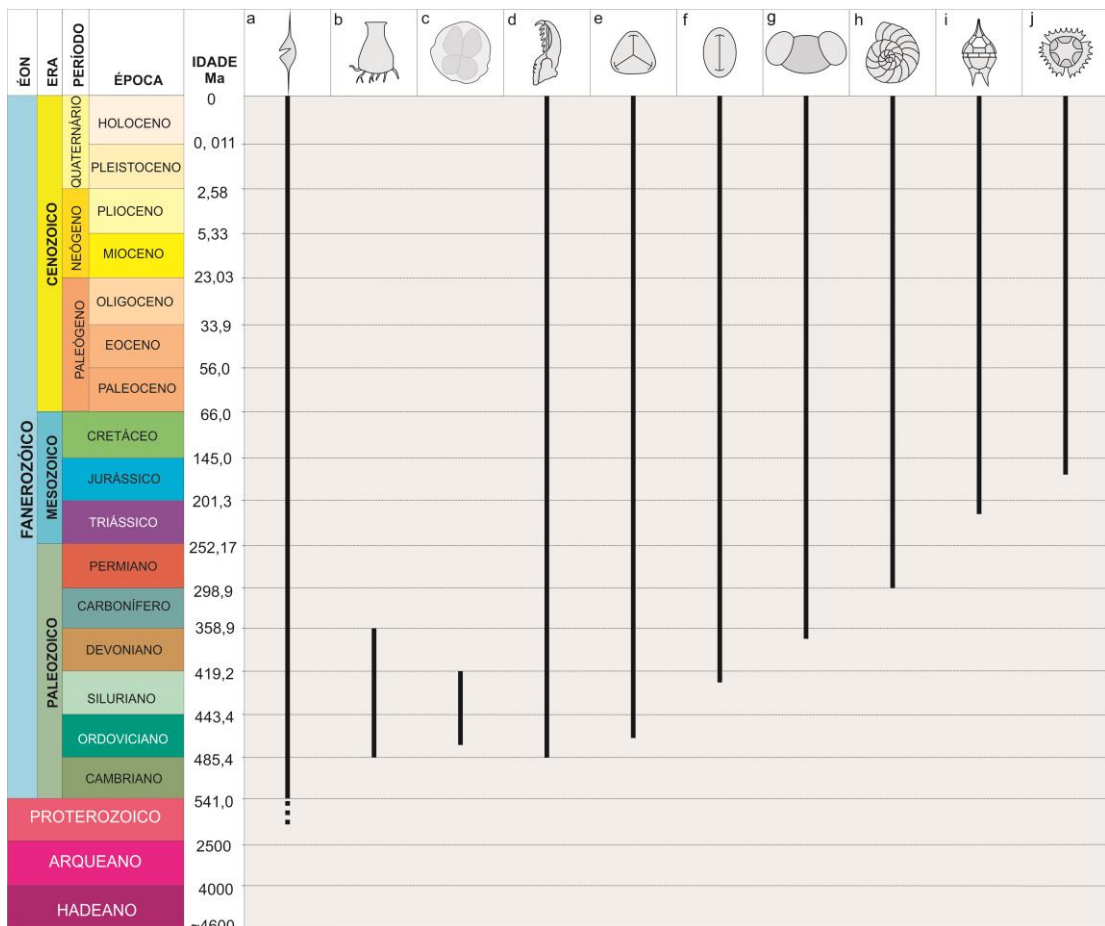


Figura 7. Distribuição geocronológica dos principais grupos de palinormorfos. a. Acritarcos; b. Quitinozoários; c. Criptoesporos; d. Escolecodontes; e. Esporos de briófitas; f. Esporos de pteridófitas; g. Grãos de pólen de gimnospermas; h. Palinoforaminíferos; i. Dinoflagelados; j. Grãos de pólen de angiospermas. (compilado de Traverse, 1988; Palyford & Dettmann, 1996; Szaniawski, 1996; Stancliffe, 1996; Armstrong & Brasier, 2005).

A palinologia apresenta larga abrangência espacial visto que os palinormorfos podem se preservar tanto em ambiente continental quanto marinho. Diante disso, a relação de transporte dos palinormorfos deve ser levada em conta posto que são organismos representantes de diferentes reinos e hábitos (Figura 8).

A parede dos palinormorfos é constituída por moléculas orgânicas extremamente resistentes que, agregadas, compõem a esporopolenina (esporomorfos) e a dinosporina (dinoflagelados), por exemplo. Estas estruturas possuem um grande potencial de fossilização quando depositadas em ambientes favoráveis para preservação. Entretanto, como ocorre com todos os organismos em processo de fossilização, a destruição desta forte parede orgânica se dá por inúmeros agentes atuantes no tempo geológico como: deposição em ambiente oxidante, ambientes alcalinos, temperaturas elevadas associadas a atividades ígneas próximas e processos diagenéticos nos sedimentos.

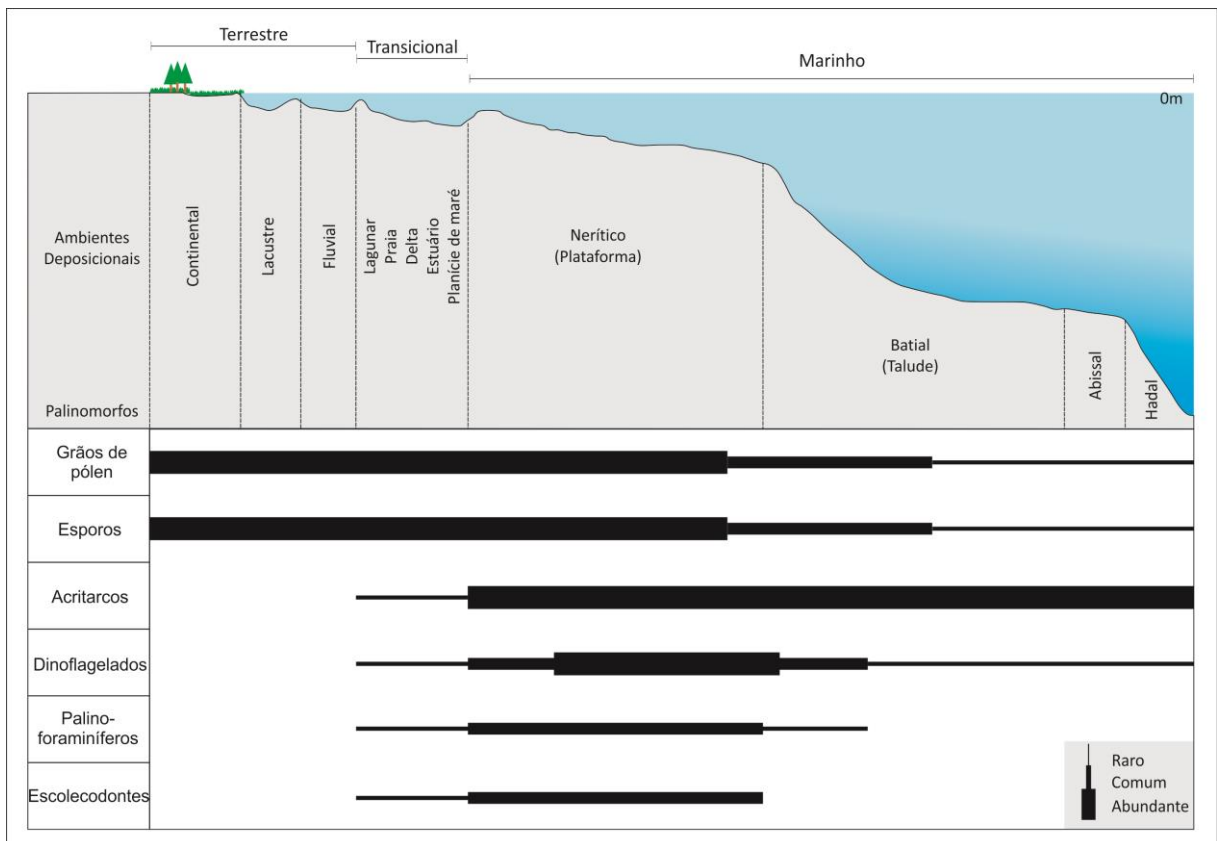


Figura 8. Ambientes deposicionais previstos para palinófitos continentais e marinhos (modificado de Seyve, 1990 *apud* Antunes & Melo, 2001).

Dando seguimento à caracterização palinológica, serão abordados os grupos que ocorrem neste material de estudo. Os comentários em nenhum momento têm como objetivo esgotar o assunto e sim apresentar um panorama geral e sucinto sobre cada grupo.

5.1.1 Palinófitos de origem continental

Em geral, a reprodução de vegetais inferiores e superiores é realizada através da polinização que consiste na liberação de grãos de pólen e esporos pela planta-mãe, sendo estes transportados por distâncias muito variáveis até atingirem órgãos reprodutores de outras plantas, serem destruídos neste transporte, ou depositarem como partículas nos sedimentos. Devido ao amplo transporte e abundância no registro sedimentar, os palinófitos continentais possuem grande valor estratigráfico para a datação de rochas sedimentares, além de auxiliar na correlação de estratos e interpretações paleoambientais.

Esporos

Os esporos são unidades unicelulares microscópicas produzidas pelo grupo de plantas criptógamas (briófitas e pteridófitas), algas e também por fungos. Nas plantas, suas estruturas produtoras são chamadas de esporângios, que assumem formas, agrupamentos e posições diferenciadas. Estes vegetais são geralmente encontrados próximos a corpos d'água ou zonas úmidas, pois a umidade é necessária para germinação. Os esporos são formados no processo de meiose em que uma célula-mãe proporciona a origem de quatro células filhas, formadoras de uma tétrade. Estas células são envolvidas por uma parede celular que possui a função de proteger o conteúdo genético do esporo, constituída por duas partes: a intina que é degradada durante o tempo e a exina, formada por esporopolenina, um material passível de fossilização.

Na caracterização morfológica deste grupo de microfósseis é essencial a identificação da cicatriz formada pelo ponto de união dos esporos na tétrade denominada de marca trilete para os que possuem abertura trífida, marca monolete para os que possuem única abertura alongada e aletas para os que não possuem abertura. A ornamentação da exina do esporo, sua forma e tamanho são características importantes de sua morfologia.

Os esporos apresentam dimensões variáveis de 5 a 500 μm e sua distribuição estratigráfica inicia no Ordoviciano sendo encontrados até o Recente.

Os fungos são representados no registro geológico por hifas ou esporos, sendo provenientes tanto de ambientes continentais como marinhos. No registro fóssil, eles normalmente são encontrados com baixa frequência e possuem formas similares às atuais. São utilizados como indicadores paleoambientais de condições de umidade e estão presentes ao longo de praticamente todo o Fanerozoico.

Grãos de pólen

O termo pólen refere-se a uma unidade celular isolada, composta de um protoplasta e de uma parede celular chamada esporoderma. São estruturas microscópicas reprodutivas produzidas por plantas gimnospermas e angiospermas, com características de transporte de materiais genéticos do órgão reprodutor masculino até o feminino com o auxílio de vários agentes de transporte como o vento, os insetos, os pássaros e a água através do processo chamado de polinização. Nas angiospermas os grãos de pólen são responsáveis por transportar

o gametófilo desde a antera (relativo à porção masculina da flor) até o estigma para que possa ocorrer a fertilização e geração de sementes. Já nas gimnospermas, os pólenes são desenvolvidos no interior de sacos polínicos chamados de estróbilos masculinos (pinha). Quando dispersos os grãos de pólen ocorrem isolados (mônades), em pares (díades), grupos de quatro (tétrades) ou ainda múltiplos de quatro (políades).

A classificação dos grãos de pólen se baseia em algumas características variáveis da esporoderma, cuja estratificação é constituída pela intina que não se preserva no registro geológico, e a exina constituída de espropolenina (material fossilizável) que possui diferentes ornamentações.

Os grãos de pólen das gimnospermas podem ser divididos em: inaperturados quando não possuem aberturas; sacados quando caracterizados pela presença de um ou mais sacos ligados ao corpo central; poliplicados quando possuem estrias ou plicas no corpo central; monosulcados quando são esféricos a elipsoidais apresentando uma fenda/sulco e; rimulados quando apresentam rímula. Já os grãos das angiospermas são caracterizados por suas aberturas germinais na forma de poros (forma circular) e colpos (formas alongadas de razão comprimento/largura superior a dois). São divididos em porados, colpados e colporados, quando apresentam abertura composta. O número, distribuição e posição das aberturas são variáveis, respeitando padrões geométricos.

Os grãos de pólen são encontrados no registro geológico desde o Devoniano com o surgimento das gimnospermas e posteriormente as angiospermas (Jurássico Superior) até o Recente (Traverse, 1988).

Algas clorofíceas

As algas da Classe Chlorophyceae constituem um grupo de organismos diversificados nos ecossistemas aquáticos possuindo hábitos e habitats de vida distintos, podendo ser unicelulares e coloniais (Félix, 2012). Dentro desta classe, está o gênero de algas coloniais *Botryococcus* associadas à paleoambientes de água doce. Sua presença no registro fóssil é indicativa de sedimentação com influência continental (Batten & Grenfell, 1996) por analogia ao ambiente habitado por estas algas atualmente (pântanos, lagos, lagoas, ambientes transicionais, etc.). Sua presença no registro fóssil ocorre desde o Pré-Cambriano até o Recente (Colbath & Grenfell, 1995).

5.1.2 Palinomorfos de origem marinha

Cistos de dinoflagelados

Os dinoflagelados são organismos unicelulares eucariontes de hábito planctônico representantes do fitoplâncton predominantemente marinho, compondo 20% dos organismos considerados como produtores primários deste ecossistema (Taylor, 1987).

Seus correspondentes fósseis são estruturas (entre 5 a 200 μm) representadas apenas pelo cisto formado na fase imóvel do ciclo de vida do indivíduo. A composição química deste cisto é predominantemente constituída de dinosporina (composto resistente similar a esporopolenina dos grãos de pólen e esporos) e sua marca peculiar é a morfologia assimétrica, sendo sua orientação (epiteca e hipoteca) muito importante na sua identificação taxonômica. Para ser considerado um dinoflagelado, o espécime deve possuir uma parede organizada em paraplacas, uma cintura transversal chamada de cíngulo, uma abertura nominada de arqueopilo e uma depressão longitudinal da face ventral chamada de sulco.

Os dinoflagelados são encontrados predominantemente nos oceanos (dentre as espécies atuais 90% são marinhas), porém existem também espécimes vivos em ambientes transicionais. Fatores como disponibilidade de nutrientes, oxigenação, luminosidade, temperatura e salinidade são favoráveis aos seus ciclos vitais (Wall *et al.*, 1977). Em algumas situações de disponibilidade nutricional elevada, são registrados fenômenos conhecidos como marés vermelhas correspondentes à alta proliferação de algumas espécies de dinoflagelados, podendo ter um significado ecológico devido à liberação de algumas toxinas nocivas por parte dos dinoflagelados afetando a fauna marinha.

A distribuição estratigráfica mundial dos dinocistos ocorre desde o Triássico Superior, atingindo níveis muito altos de diversidade e abundância no Cretáceo e Paleógeno. Nas bacias brasileiras, os dinoflagelados aparecem em quantidades consideráveis a partir do Cretáceo Inferior devido à separação do supercontinente Gondwana e surgimento definitivo do Oceano Atlântico.

Os dinocistos possuem, em geral, boas características de fósseis-guias devido a sua grande dispersão geográfica e rápida evolução, sendo este um grupo com grande potencial biocronoestratigráfico.

Palinoforaminíferos

O termo palinoforaminífero foi inicialmente citado por Pantic & Bajaktarevic (1988), referente a descrições de testas de foraminíferos recuperados após processamento palinológico. Contudo, ainda não há um consenso se estes representam o revestimento interno de testas de foraminíferos ou então são foraminíferos compostos apenas de testas orgânicas (Ferreira, 2004).

A partir da identificação deste grupo palinológico, vários autores publicaram trabalhos tentando relacionar famílias de foraminíferos com estes palinomorfos e seus respectivos ambientes de vida (Muller, 1959; Taugoudeau-Lantz & Poignant, 1964; Davey, 1978; Tyson, 1995; Stancliffe, 1996), porém um consenso não foi estabelecido.

Logo, nomenclaturas baseadas no tamanho destes microfósseis, sua biologia e somente em descrições de exemplares foram propostas. Stancliffe (1989) propôs uma descrição sucinta, levando em conta a relação de uma câmara com a próxima definindo palinoforaminíferos com câmaras isoladas, bisseriadas, espiraladas (planispiral e trocospiral) e combinadas.

Confrontando com algumas incertezas a respeito deste grupo de palinomorfos, os palinoforaminíferos indicam informações paleoambientais e paleogeográficas, pois são registrados em depósitos sedimentares com influência marinha, sendo encontrados no tempo geológico desde o Permiano até o Recente.

Acritarcos

Os acritarcos são caracterizados por cistos de parede orgânica de um material semelhante à esporopolenina composta por politerpenos (Martin, 1993) e possuem organização celular eucariótica. Sistemáticamente estes protistas unicelulares são considerados vegetais, assim como as algas (Félix, 2012). Segundo Strother (1996), o grupo representa o registro fóssil da base da cadeia alimentar durante muitos períodos do Fanerozoico e, em conjunto com as cianobactérias, fazem parte da reconstrução da história dos organismos autótrofos. De acordo com Cardoso (2005) raras exceções de registros são de água doce (Permiano e Pleistoceno) sendo todos os demais encontrados em sedimentos marinhos ou em águas salobras. A morfologia dos acritarcos é variada, consistindo de vesículas (ou

teca) simples, esféricas, radiais, bipolares, irregulares, podendo ser ornamentadas por processos ou elementos esculturais apresentando dimensões variadas entre 15 e 80 μm .

Os acritarcos são encontrados em praticamente toda a coluna do tempo geológico, sendo mais comuns no Paleozoico Inferior, portanto possuem importante potencial bioestratigráfico para essa era. Além do interesse bioestratigráfico, este grupo de microfósseis apresenta relevância para estudos bioestratigráficos, paleoambientais e paleogeográficos de seções paleozóicas.

5.1.3 Fitoclastos

Os fitoclastos (termo introduzido por Bostick, 1971) são partículas muito resistentes de origem continental presentes em abundância nos níveis estratigráficos analisados. São provenientes de tecidos lenhosos (xilema) de vegetais superiores e hifas de fungos (Tyson, 1995) compostos por uma substância altamente resistente à decomposição, chamada de linhita. São também caracterizados como fitoclastos os tecidos epitermais de vegetais, sendo estes não lenhosos e possuindo um menor percentual de preservação como as estruturas oriundas da fragmentação da epiderme de folhas (cutículas).

A classificação dos fitoclastos é feita levando em conta sua cor, ornamentação e forma, sendo importantes caracterizadores do nível de transporte dos sedimentos e condições de energia no ambiente deposicional. Entre estes fatores, dois grupos principais são normalmente divididos: os fitoclastos não opacos e os fitoclastos opacos.

Os fitoclastos não opacos são geralmente classificados de acordo com a preservação de suas bioestruturas. Quando presentes, estas características são reconhecidas de acordo com a sua disposição geral, geralmente bandadas, listradas, estriadas ou perfuradas. Em contrapartida, os fitoclastos opacos são registrados normalmente associados a ambientes oxidantes de alta energia e sedimentos de granulometria grossa (Tyson, 1995), indicando uma maior resistência à degradação. Essas partículas também são encontradas em depósitos com ocorrência de níveis carbonosos.

5.1.4 Matéria orgânica amorfa (MOA)

A matéria orgânica amorfa é representada pelo material desagregado, sem forma definida e com substâncias orgânicas não identificáveis que ocorrem nas lâminas palinológicas. É denominada como um termo genérico para o fitoplâncton que habitava o corpo aquoso, bem como para o resultado da degradação microbiológica de compostos orgânicos. A sua sedimentação e preservação estão associados aos ambientes de característica redutora e de baixa energia, normalmente em posições mais distais às fontes ativas de matéria orgânica terrestre (Antunes & Melo, 2001). A sua preservação também é determinante para o potencial de hidrocarbonetos em alguns casos, podendo ser avaliada através da luz fluorescente azul (Mendonça Filho & Menezes, 2001).

5.2 Bioestratigrafia

A bioestratigrafia tem por objetivo determinar as idades relativas dos estratos com conteúdo fóssilífero no período de deposição sedimentar, bem como comparar estes estratos com outros com os mesmos táxons a fim de estabelecer correlações estratigráficas. Todo este processo é apoiado no nível de certeza da identificação dos fósseis e sua precisa localização na coluna estratigráfica (Dino, 1992).

Para a proposta de um zoneamento bioestratigráfico que baliza a datação relativa da amostragem, analisa-se o(s) intervalo(s) de primeiro e último aparecimento de um ou mais táxons e/ou a abundância relativa de determinado táxon em um intervalo de tempo. Uma vez posicionados no tempo geológico, são identificadas ou caracterizadas biozonas, unidade fundamental da bioestratigrafia (NACSN, 2005). A biozona é definida pelo conteúdo fóssilífero presente em um pacote de rocha e o objetivo do seu estabelecimento é detalhar e individualizar as camadas sedimentares. O conteúdo de uma biozona deve ser característico a ponto de permitir que uma zona seja diferenciada daquelas que lhe são imediatamente sobre e subjacentes (Antunes & Melo, 2001). Segundo NACSN (2005), as biozonas são divididas em cinco tipos assim denominadas: biozona de amplitude, biozona de intervalo, biozona de linhagem, biozona de associação e biozona de abundância. A sucessão de biozonas definidas em um ou mais pacotes rochosos de uma bacia sedimentar constitui um arabouço bioestratigráfico. As biozonas recebem atribuições

cronoestratigráficas que permitem a datação relativa dos depósitos sedimentares e também a correlação bioestratigráfica regional (NACSN, 2005).

A palinologia tem sido muito aplicada em estudos bioestratigráficos, fornecendo importantes contribuições na datação relativa e correlação de depósitos sedimentares, pois os palinóforos são encontrados nos mais distintos ambientes estando presentes em grande parte da coluna de tempo geológico (Figuras 7 e 8).

Para o Cretáceo no Brasil, existem alguns arcabouços palinoestratigráficos elaborados para seções marinhas e continentais. Neste âmbito, Regali *et al.* (1974a, 1974b) e Regali (1989) possuem aplicação geral nas bacias marginais brasileiras, com exceção à Bacia de Pelotas. Para a bacia de estudo, Botelho Neto (1996) propôs um arcabouço palinoestratigráfico para seções cretáceas.

5.3 Palinofácies

O termo palinofácies foi definido por Combaz (1964) e posteriormente vem sofrendo modificações por outros autores como Traverse (1994) e Tyson (1995). Pode ser entendido como o estudo da matéria orgânica palinológica (palinóforos, fitoclastos, cutículas, membranas, matéria orgânica amorfa, etc.) encontrada em uma rocha ou sedimento particular após a remoção da matriz mineral pela adição de ácidos. A presença do material orgânico contido nos sedimentos ou rochas é condicionado por alguns fatores como os controles ambientais na produção de matéria orgânica na biosfera, processos sedimentológicos que controlam a deposição deste material, grau de oxidação e degradação a que estes elementos são submetidos e processos geoquímicos/físicos que determinam a modificação da matéria durante sua incorporação na geosfera (rocha) (Mendonça Filho & Menezes, 2001). As partículas de origem orgânica incorporadas nos sítios deposicionais se comportam como detritos, assim como grãos de origem mineral.

Baseado nestes fatores existe uma relação estreita entre a litologia do material de estudo e a assembleia de palinofácies sendo que o tamanho dos grãos do sedimento influencia na distribuição e conservação das partículas de matéria orgânica (e.g., arenitos são litologias que apresentam elevada porcentagem de fitoclastos devido ao processo de preservação seletiva). Tyson (1995) refere-se à fração silte-argila como o material onde a matéria orgânica palinológica possui uma preservação homogênea.

A análise por palinofácies envolve o estudo integrado de todos os aspectos das assembléias de matéria orgânica, tais como: identificação dos componentes orgânicos particulados, determinação de suas proporções relativas e absolutas, seus tamanhos e estados de preservação (Tyson, 1995). Tais componentes identificados e quantificados na assembleia palinológica resultam em uma complexa interpretação entre a origem, transporte e deposição das partículas orgânicas (Traverse, 1994).

Os diversos tipos de materiais orgânicos se comportam distintamente nos ambientes sedimentares (Tyson, 1995). Os fitoclastos (elementos continentais) são fragmentos mais resistentes ao transporte e constituem bons indicadores de proximidade ou distanciamento com a área fonte. Fitoclastos opacos possuem porcentagens mais altas em fácies mais distais devido ao seu alto grau de preservação, enquanto que fitoclastos translúcidos são indicadores deposicionais mais proximais. Em sequências marinhas a comparação entre fitoclastos (alóctone) e a matéria orgânica amorfa (autóctone) é importante na interpretação do influxo continental de terrígenos na bacia (Tyson, 1995). A matéria orgânica amorfa está estreitamente relacionada ao nível de oxigenação do ambiente sedimentar, com maiores frequências em ambientes redutores.

Em relação aos esporos (representantes da vegetação continental), assembleias ricas em esporos são indicativas de ambientes deposicionais com mais proximais, já que os esporos são produzidos em menor quantidade do que os grãos de pólen e tendem a ser transportados com menor eficiência (Tyson, 1993). Os grãos de pólen normalmente são produzidos em maior quantidade e podem se dispersar mais facilmente, alguns grupos inclusive estão adaptados à dispersão apresentando sacos em sua morfologia que auxiliam no transporte. Em ambientes continentais muito proximais, são comuns tétrades ou políades de esporos com um único gênero dominante.

A frequente presença do microplâncton marinho (dinoflagelados, palinoforaminíferos, acritarcos, etc.) é inversamente relacionada àquela dos esporos (Mendonça Filho & Menezes, 2001) e sua diversidade depende da disponibilidade de nutrientes nas águas (e.g., a frequência de dinoflagelados é alta em fácies marinhas de plataforma, sendo a baixa diversidade destes elementos associada a ambientes estressantes quanto aos recursos tróficos e a alta diversidade relacionada a fácies distais de baixa energia (Tyson, 1993)).

A caracterização paleoambiental através do método palinofaciológico consiste na visualização de distintas fácies dentro de uma sequência deposicional, comparando a frequência dos elementos da matéria orgânica palinológica e os relacionando às variações do nível do mar e influência continental/marinha, sendo que esta análise representa uma interpretação geológica do material orgânico sedimentar (Trigüis & Araujo, 2001).

II. RESULTADOS

Inicialmente serão apresentadas as tabelas e estampas palinológicas cuja distribuição estratigráfica dos táxons, análise e conseqüentes interpretações bioestratigráficas e paleoambientais compõem o anexo II que trata do artigo científico submetido desta dissertação de mestrado. Os resultados referentes à análise do gênero *Classopollis* são apresentados em seguida, e não foram adicionados no artigo citado.

1. Registro palinológico

Das 24 amostras palinológicas analisadas, 18 revelaram conjuntos palinológicos diversificados e seis (três do poço BES-01 e outras três do poço BES-02) foram consideradas estéreis em palinomorfos. Um total de 55 palinomorfos distintos foram identificados nas amostras, incluindo táxons de esporos (23), grãos de pólen (28), algas (4), além de táxons não determinados de outros esporos e grãos de pólen, palinoforaminíferos, fungos, escolecodontes e acritarcos.

A tabela 1 apresenta os palinomorfos registrados no material divididos por grupos, bem como a localização de suas ilustrações que são apresentadas nas figuras 9 a 13. As respectivas distribuições estratigráficas dos táxons em cada um dos poços fazem parte do artigo submetido. As tabelas 2 e 3 apresentam os dados percentuais da quantificação da matéria orgânica particulada nos poços analisados, no qual é possível identificar a distribuição de fitoclastos opacos e translúcidos, matéria orgânica amorfa, além dos palinomorfos continentais e marinhos. Interpretações referentes a estes dados sobre os ambientes deposicionais e paleoclima são discutidas no artigo em anexo.

Tabela 1. Lista dos táxons registrados com identificação das fotomicrografias das espécies ilustradas.

Esporos	Figuras
<i>Biretisporites potoniaei</i> Decourt 1955	9.a
<i>Biretisporites</i> sp.	9.b
<i>Dictyophyllidites</i> sp.	9.c
<i>Concavisporites</i> sp.	9.d
<i>Deltoidospora halii</i> Miner 1945	9.e
<i>Deltoidospora tenuis</i> Lima 1978	9.f
<i>Deltoidospora</i> sp.	9.g
<i>Cyathidites australis</i> Couper 1953	9.h
<i>Ciclogranisporites</i> aff. <i>rugosectatus</i> Pautsch 1971	9.i
<i>Cicatricosisporites venustus</i> Deak 1963	9.j
<i>Cicatricosisporites brevilaesuratus</i> (Couper 1958) Kemp 1970	9.k
<i>Cicatricosisporites avnimelechi</i> Horowitz 1970	9.l
<i>Cicatricosisporites</i> aff. <i>hallei</i> Decourt & Sprumont 1955	9.m
<i>Cicatricosisporites</i> aff. <i>annulatus</i> Archangelsky & Gamberro 1966	9.n
<i>Cicatricosisporites</i> sp.	9.o, p
<i>Schweizerisporites</i> ? sp.	10.a
<i>Interulobites triangulares</i> (Brenner 1963) Phillips & Felix 1971	10.b
<i>Klukisporites foveolatus</i> Pocock 1965	10.c
<i>Klukisporites</i> aff. <i>pseudoreticulatus</i> Couper 1958	10.d
<i>Densoisporites velatus</i> Dettmann 1963	10.e
<i>Densoisporites</i> sp.	10.f
<i>Matonisporites silvai</i> Lima 1978	10.g
<i>Matonisporites</i> sp.	10.h
Esporos não determinados	10.i, j, k, l
Grãos de pólen	
<i>Spheripollenites scabratus</i> (Couper 1958) Burger 1966	10.m
<i>Spheripollenites</i> sp.	10.n
<i>Inaperturopollenites simplex</i> Regali, Uesugui & Santos 1974	10.o
<i>Inaperturopollenites turbatus</i> sensu Regali Uesugui & Santos 1974	10.p
<i>Inaperturopollenites orbicularis</i> Nilson 1958	11.a
<i>Inaperturopollenites giganteus</i> Goczan 1964	11.b
<i>Inaperturopollenites</i> sp.	11.c
<i>Callialasporites microvelatus</i> Schulz 1966	11.d
<i>Araucariacites australis</i> Cookson 1947	11.e
<i>Araucariacites</i> sp.	11.f
<i>Classopollis triangulus</i> (Zhang 1978) Lei 1981	11.g
<i>Classopollis noeli</i> Reyre 1970	11.h
<i>Classopollis</i> cf. <i>torosus</i> (Couper 1958) Burger 1965	11.i
<i>Classopollis</i> cf. <i>classoides</i> Pflug 1953	11.j
<i>Classopollis</i> cf. <i>alexi</i> Burger 1965	11.k
<i>Classopollis</i> sp. 1	11.l
<i>Classopollis</i> sp.	11.m
<i>Equisetosporites</i> cf. <i>ovatus</i> (Pierce) Singh 1964	11.o
<i>Equisetosporites</i> sp.	11.p
<i>Equisetosporites</i> sp.	12.a, b
<i>Gnetaceapollenites retangularis</i> Lima 1978	12.c

Grãos de pólen	
<i>Gnetaceapollenites oreadis</i> Srivastava 1968	12.d
<i>Gnetaceapollenites jansonii</i> (Pocock) Lima 1978	12.e
<i>Gnetaceapollenites</i> sp.	12.f
<i>Exesipollenites laevigatus</i> Pocock 1970	12.g
<i>Exesipollenites tumulus</i> Balme 1957	12.h
<i>Exesipollenites scabratus</i> (Couper) Pocock 1970	12.i
<i>Exesipollenites</i> sp.	12.j
Grãos de pólen não determinados	12.k, l
Incertae sedis	
<i>Chomotriletes almegrensis</i> Pocock 1962	12.m
Dinocistos	
<i>Subtilisphaera scabrata</i> Jain & Millepied 1971	12.n, o
<i>Subtilisphaera</i> sp.	
<i>Spiniferites</i> sp.	12.p
Outros	
Palinoforaminíferos	13.a, b
Escolecodonte	13.c
Fungo	13.d
Acritarco	13.e
Alga clorofíceia	
<i>Botryococcus</i> spp.	13.f

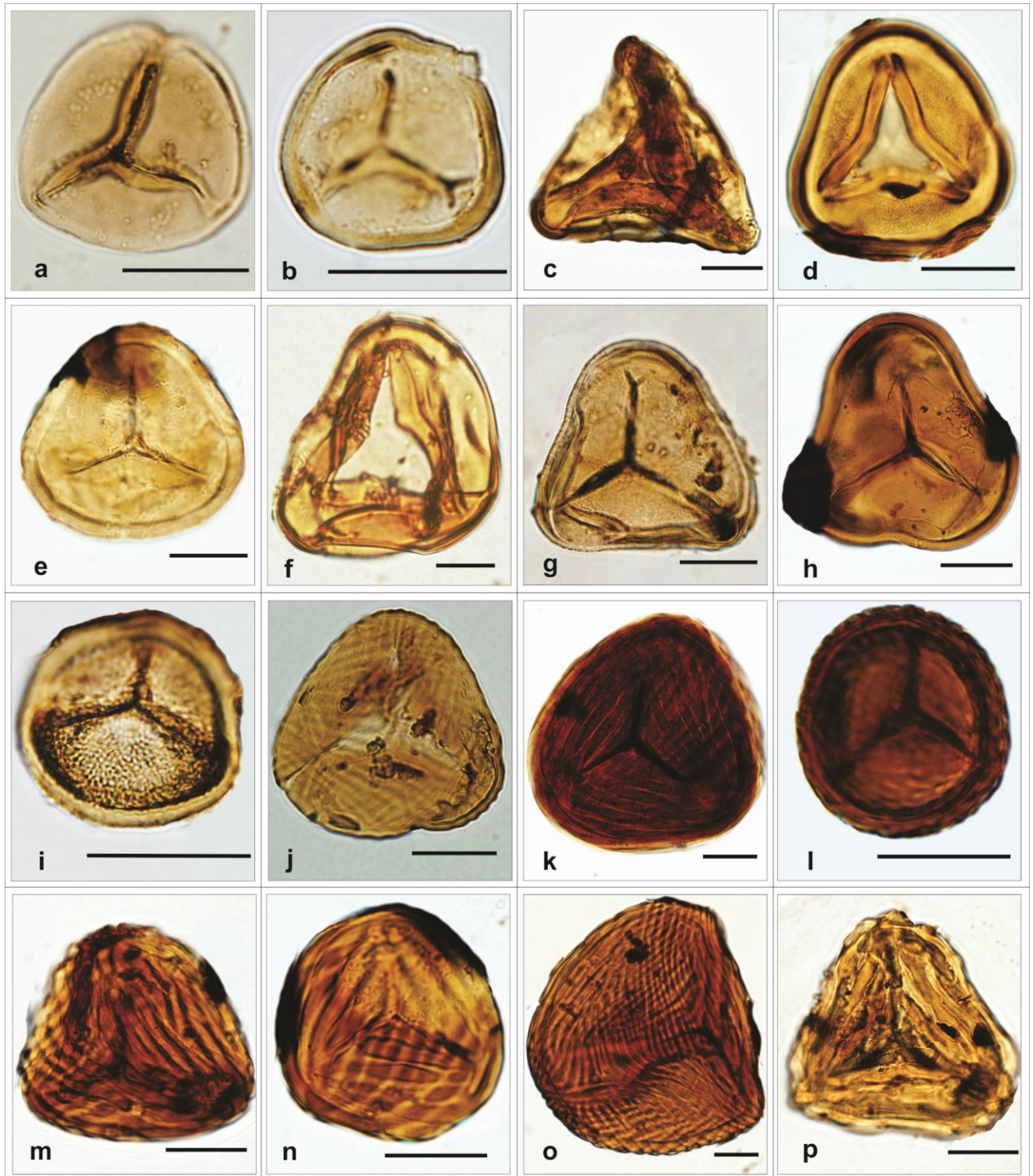


Figura 9. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. *Biretisporites potoniaei* (Poço BES-02; lâmina MP-P 13057; coordenada England finder K33-2); b. *Biretisporites* sp. (BES-02; MP-P 13058; P52-3); c. *Dictyophyllidites* sp. (BES-02; MP-P 13057; M33-1); d. *Concavisporites* sp. (BES-02; MP-P 13056; G57-2); e. *Deltoidospora hallei* (BES-02; MP-P 13049; R44-1); f. *Deltoidospora tenuis* (BES-02; MP-P 13057; S33-3); g. *Deltoidospora* sp. (BES-02; MP-P 6011; D48-2); h. *Cyathidites australis* (BES-02; MP-P 6011; G35-1); i. *Ciclogranisporites* aff. *rugosectatus* (BES-02; MP-P 13058; X54-1); j. *Cicatricosisporites venustus* (BES-02; MP-P 13051; Y58-3); k. *Cicatricosisporites brevilaesuratus* (BES-02; MP-P 6010; L34-1); l. *Cicatricosisporites avnimelechi* (BES-02; MP-P 6010; S37-4); m. *Cicatricosisporites* aff. *hallei* (BES-02; MP-P 6010; R60-4); n. *Cicatricosisporites* aff. *annulatus* (BES-02; MP-P 6010; O52-2); o. *Cicatricosisporites* sp. (BES-02; MP-P 13050; L47-1); p. *Cicatricosisporites* sp. (BES-02; MP-P 6016; U63-1). Escala gráfica = 20 μ m.

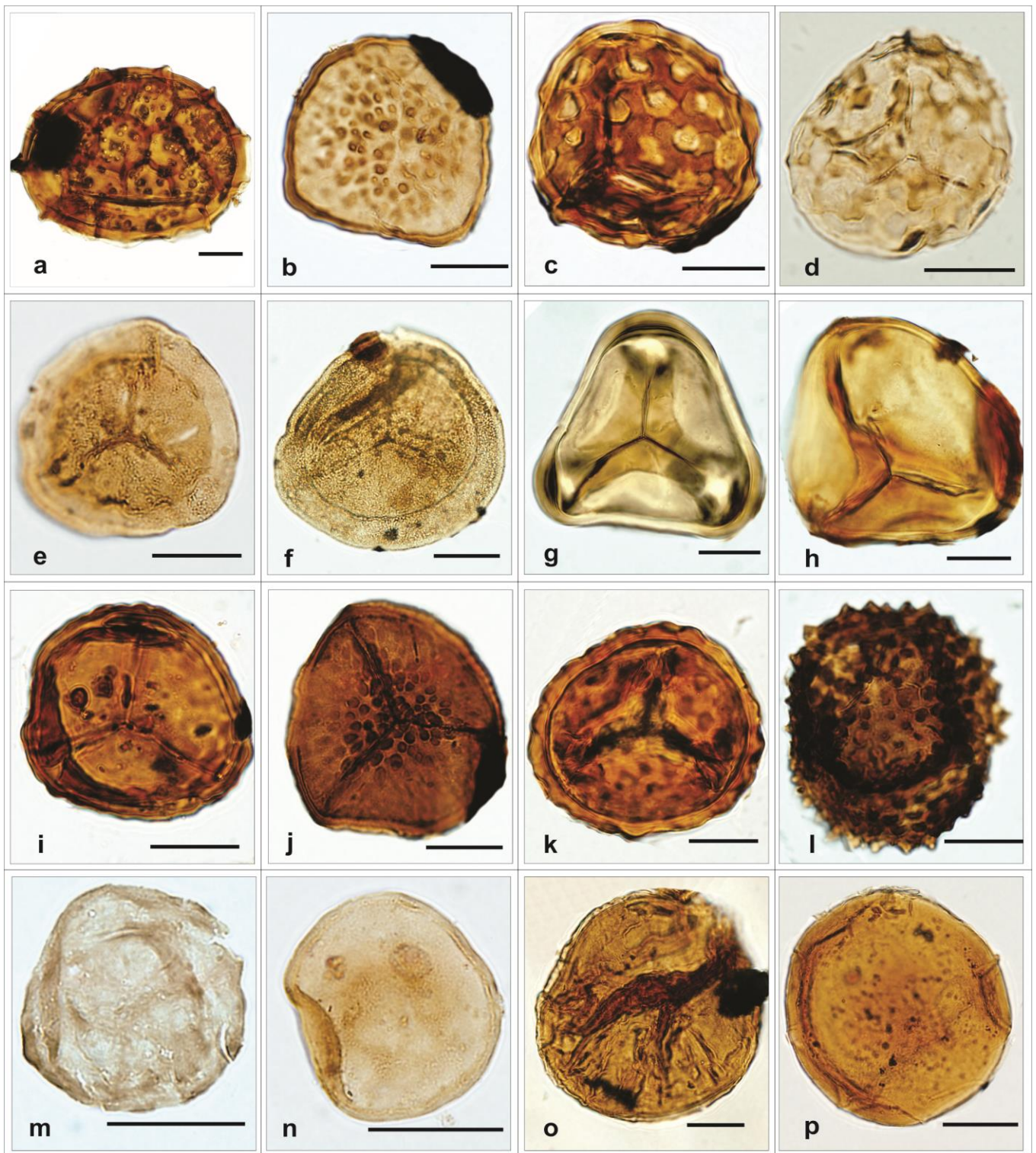


Figura 10. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. *Schweizerisporites* ? sp. (Poço BES-01; lâmina MP-P 5990; coordenada *England finder* D37-3); b. *Interulobites triangulares* (BES-02; MP-P 13060; J49-3); c. *Klukisporites foveolatus* (BES-02; MP-P 13059; K48-3); d. *Klukisporites* aff. *pseudoreticulatus* (BES-01; MP-P 5990; B43-2); e. *Densoisporites velatus* (BES-02; MP-P 13060; P36-4); f. *Densoisporites* sp. (BES-02; MP-P 6016; R39-3); g. *Matonisporites silvai* (BES-02; MP-P 6015; H53-2); h. *Matonisporites* sp. (BES-02; MP-P 13057; E47-4); i. Esporo não determinado (BES-02; MP-P 6011; P27-2); j. Esporo não determinado (BES-02; MP-P 13060; H50-1); k. Esporo não determinado (BES-02; MP-P 6016; G40-4); l. Esporo não determinado (BES-02; MP-P 6016; L29); m. *Spheripollenites scabratus* (BES-02; MP-P 13058; C54-2); n. *Spheripollenites* sp. (BES-02; MP-P 13061; X33-1); o. *Inaperturopollenites simplex* (BES-02; MP-P 13052; Q35-2); p. *Inaperturopollenites turbatus* sensu Regali et al., (1974) (BES-02; MP-P 13052; F34-1). Escala gráfica = 20 μ m.

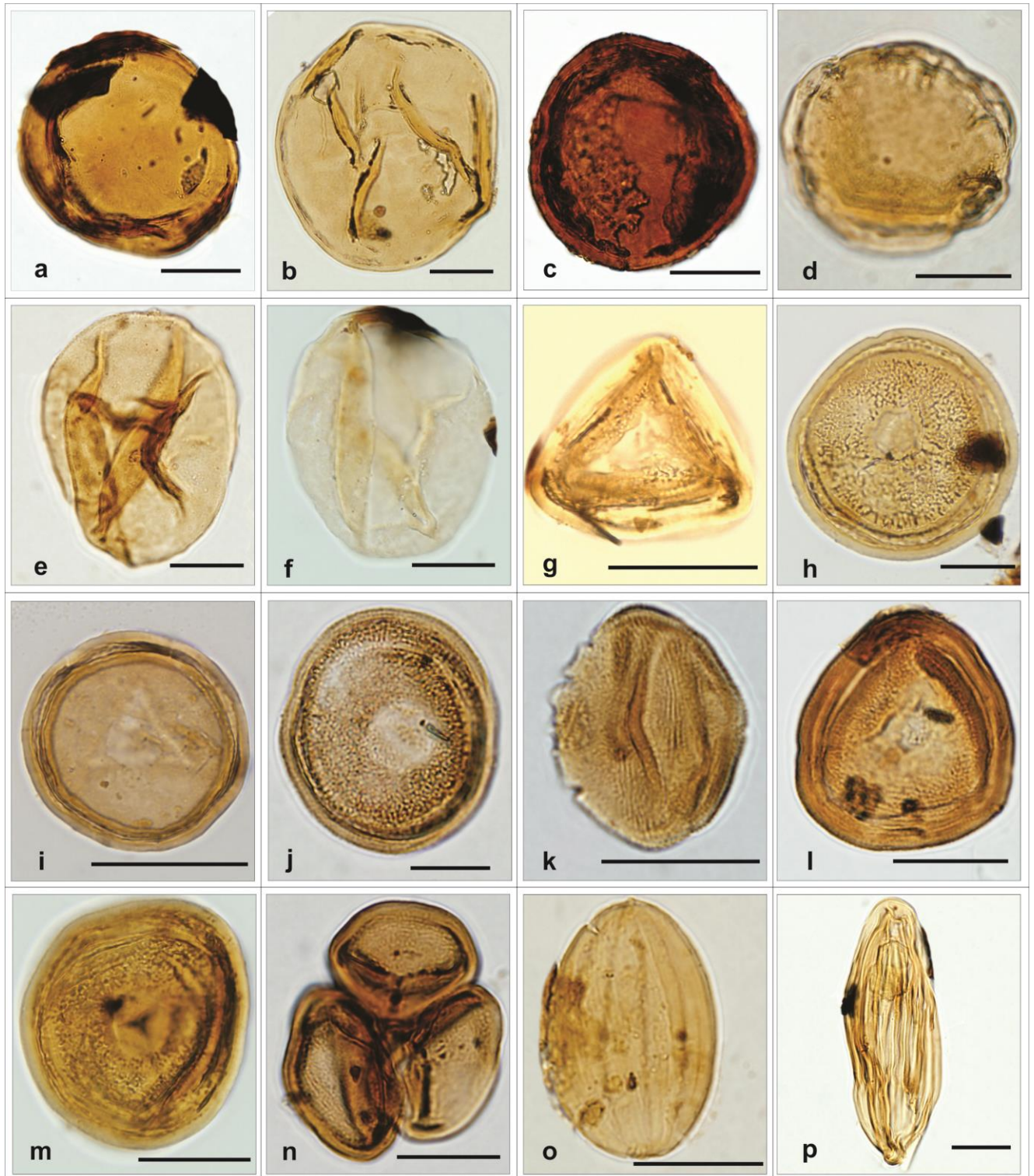


Figura 11. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. *Inaperturopollenites orbicularis* (Poço BES-02; lâmina MP-P 13056; coordenada *England finder* H56-3); b. *Inaperturopollenites giganteus* (BES-01; MP-P 13072; K41-3); c. *Inaperturopollenites* sp. (BES-02; MP-P 13052; Q35-4); d. *Callialasporites microvelatus* (BES-02; MP-P 13052; N34-1); e. *Araucariacites australis* (BES-02; MP-P 6014; U31-1); f. *Araucariacites* sp. (BES-02; MP-P 13044; G52-1); g. *Classopollis triangulus* (BES-02; MP-P 13048; M23); h. *Classopollis noeli* (BES-02; MP-P 13048; H17-3); i. *Classopollis* cf. *torosus* (BES-02; MP-P 13048; F36-4); j. *Classopollis* cf. *classoides* (BES-02; MP-P 13061; K37-3); k. *Classopollis* cf. *alexi* (BES-02; MP-P 13058; J36-4); l. *Classopollis* sp. 1 (BES-02; MP-P 13061; T40); m. *Classopollis* sp. (BES-02; MP-P 13050; N47-2); n. Tétrade de *Classopollis* spp. (BES-02; MP-P 13061; S57-4); o. *Equisetosporites* cf. *ovatus* (BES-02; MP-P 13061; Q45-3); p. *Equisetosporites* sp. (BES-02; MP-P 6014; S48-2). Escala gráfica = 20 μ m.

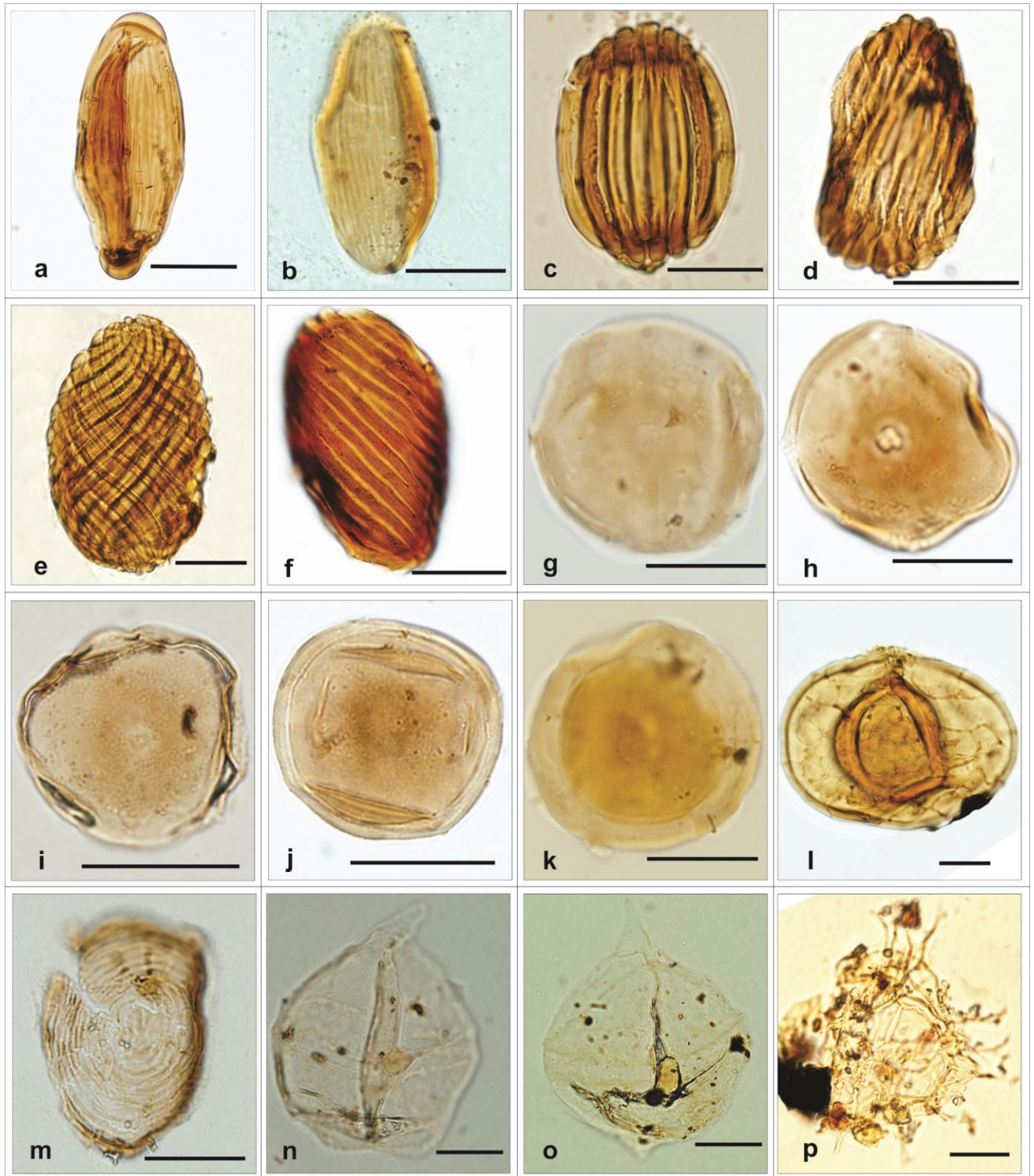


Figura 12. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. *Equisetosporites* sp. (Poço BES-02; lâmina MP-P 13061; coordenada *England finder* Q45-3); b. *Equisetosporites* sp. (BES-02; MP-P 13048; J36-3); c. *Gnetaceapollenites retangulares* (BES-02; MP-P 6014; Q33-2); d. *Gnetaceapollenites oreadis* (BES-02; MP-P 13052; X42-2); e. *Gnetaceapollenites jansonii* (BES-02; MP-P 13052; N53-4); f. *Gnetaceapollenites* sp. (BES-02; MP-P 13061; J49-2); g. *Exesipollenites laevigatus* (BES-02; MP-P 13046; O41); h. *Exesipollenites tumulus* (BES-02; MP-P 13061; P47); i. *Exesipollenites scabratus* (BES-02; MP-P 13056; O34-3); j. *Exesipollenites* sp. (BES-02; MP-P 13058; R47); k. Grão de pólen não determinado (BES-02; MP-P 13044; E33-1); l. Grão de pólen não determinado (BES-02; MP-P 13051; E58-2); m. *Chomotriletes almegrensis* (BES-02; MP-P 13049; O61-4); n. *Subtilisphaera scabrata* (BES-01; MP-P 13072; H39-3); o. *Subtilisphaera scabrata* (BES-01; MP-P 13072; N37-4); p. *Spiniferites* sp. (BES-01; MP-P 13078; G56-1). Escala gráfica = 20 μ m.

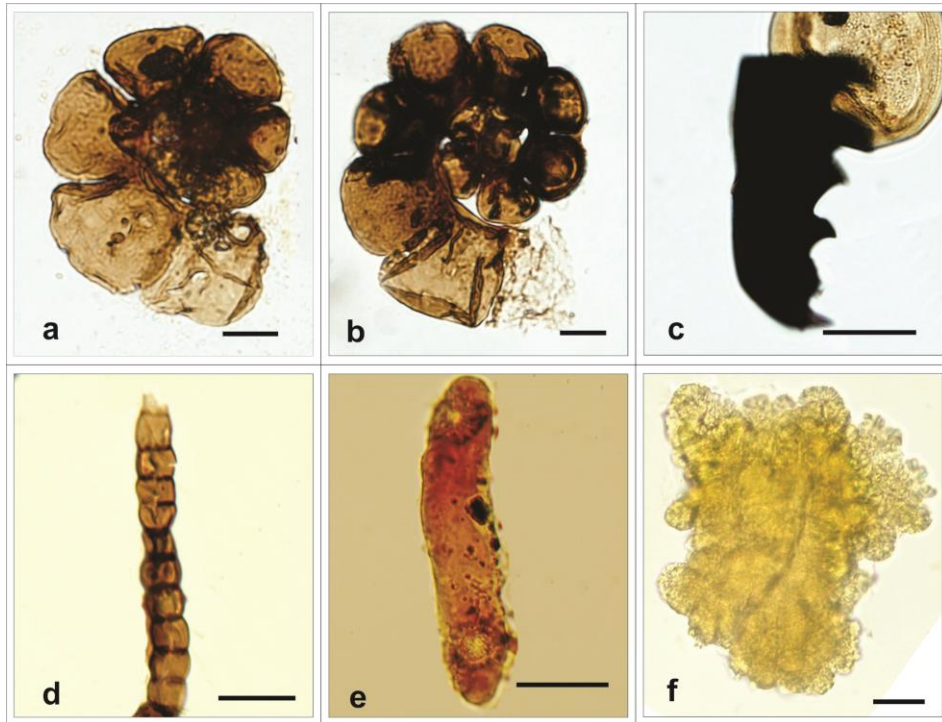


Figura 13. Fotomicrografias dos palinomorfos registrados em amostras da Bacia do Espírito Santo. a. Palinoforaminífero não determinado (Poço BES-01; lâmina MP-P 5989; coordenada *England finder* B46-4); b. Palinoforaminífero não determinado (BES-01; MP-P 13072; H44-3); c. Escolecodonte não determinado (BES-02; MP-P 13049; N51-2); d. Fungo não determinado (BES-01; MP-P 5987; G23-3); e. Acritarco não determinado (BES-01; MP-P 5991; R41-2); f. *Botryococcus* spp. (BES-01; MP-P 13073; F47-1). Escala gráfica = 20 μm .

Tabela 2. Quantificação da matéria orgânica particulada do poço BES-01.

Grupos e subgrupos da matéria orgânica particulada (%)	Amostras (m)											
	827,3	849,7	867,5	885,55	886,6	888,15	896,6	908,8	971,3	972,6	980,9	985,3
Fitoclastos opacos	93,54	92,73	80,20	92,92	62,92	88,00	39,81	14,24	30,22	23,91	30,19	45,00
Equidimensionais	11,69	21,21	28,20	29,61	13,58	31,00	8,77	5,85	6,26	3,88	4,14	14,50
Alongados	4,00	3,23	5,60	3,65	6,79	8,86	12,15	3,00	12,04	9,16	12,84	13,88
Corroídos	77,85	68,28	46,40	59,66	42,56	48,14	18,89	5,40	11,92	10,87	13,21	16,63
Fitoclastos translúcidos	5,23	5,45	11,20	3,65	35,25	5,86	25,10	9,90	32,59	30,28	27,58	35,88
Bioestruturados estriados	0,00	0,00	0,60	0,00	0,52	0,14	0,40	0,45	0,83	2,80	1,81	1,88
Bioestruturados listrados	0,00	0,00	1,00	0,00	6,53	0,43	3,64	1,80	6,73	4,19	4,14	4,75
Bioestruturados bandados	0,00	0,00	1,40	0,00	10,44	0,71	8,23	2,25	10,04	9,78	5,73	6,00
Bioestruturados perfurados	0,00	0,00	0,80	1,07	1,04	0,14	3,37	1,20	4,72	2,64	2,32	2,25
Cutículas	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,94	0,30	3,54	0,78	1,09	1,25
Não bioestruturados não degradados	0,00	0,00	0,80	0,00	1,83	0,71	2,43	0,60	2,60	2,33	2,47	3,63
Não bioestruturados corroídos	5,23	5,45	6,60	2,58	14,88	3,57	6,07	3,30	4,13	7,76	10,01	16,13
Matéria orgânica amorfa	1,23	1,41	6,00	1,72	1,83	2,14	8,10	45,88	13,58	14,75	27,72	10,25
Grãos de pólen	0,00	0,40	1,00	0,00	0,00	0,43	20,24	2,40	14,99	18,48	9,80	7,50
Inaperturados	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,67	0,45	0,83	2,33	0,15	1,25
Rimulados	0,00	0,40	1,00	0,00	0,00	0,43	19,57	1,95	13,81	15,84	9,22	5,38
Poliplicados	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,31	0,00	0,13
Monoporados	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,24	0,00	0,44	0,75
Esporos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	1,62	1,65	2,24	3,42	0,00	0,50
Ornamentados	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,14	0,27	1,05	1,18	1,71	0,00	0,25
Lisos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,35	0,60	1,06	1,71	0,00	0,25
Fungos	0,00	0,00	1,60	0,00	0,00	1,57	2,29	0,30	1,18	2,17	1,02	0,88
Dinoflagelados	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,94	23,69	4,13	5,75	3,12	0,00
Palinoforaminíferos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,89	1,65	0,83	1,09	0,29	0,00
Acritarcos	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,12	0,16	0,00	0,00
Algas	0,00	0,00	0,00	1,72	0,00	1,86	0,00	0,30	0,12	0,00	0,29	0,00
Elementos totais (números brutos)	500	500	500	500	500	700	741	667	847	644	1378	800

Tabela 3. Quantificação da matéria orgânica particulada do poço BES-02.

Grupos e subgrupos da matéria orgânica particulada (%)	Amostras (m)											
	666,55	673,5	677,5	686,2	703,3	708,7	727,8	729	759,2	768,3	769,3	770,5
Fitoclastos opacos	96,39	94,18	93,40	36,94	32,46	26,87	11,80	7,07	23,92	22,79	18,43	22,35
Equidimensionais	29,38	23,28	33,00	8,03	8,18	6,63	0,40	0,27	5,30	6,91	5,19	4,37
Alongados	1,55	6,86	1,80	13,92	10,96	8,29	0,00	1,09	11,71	6,16	7,69	9,41
Corroídos	65,46	64,03	58,60	14,99	13,32	11,94	11,40	5,71	6,91	9,72	5,56	8,57
Fitoclastos translúcidos	3,09	5,41	6,40	32,01	40,13	30,85	17,00	32,61	43,16	48,60	48,98	50,25
Bioestruturados estriados	0,00	0,00	0,00	2,14	3,37	1,66	0,00	0,54	0,86	4,54	3,70	4,45
Bioestruturados listrados	0,77	1,25	0,00	6,42	7,59	3,81	0,00	7,34	5,80	9,72	8,06	10,00
Bioestruturados bandados	0,52	0,83	0,00	8,46	8,01	6,63	0,00	7,34	9,00	8,64	10,19	10,25
Bioestruturados perfurados	0,00	0,42	0,00	3,75	5,23	3,65	0,00	1,90	9,12	5,62	2,78	6,97
Cutículas	0,00	0,00	0,00	0,54	2,61	1,82	0,00	0,00	0,99	1,51	2,96	0,50
Não bioestruturados não degradados	0,00	0,00	0,00	2,68	4,05	2,49	0,00	2,72	2,22	4,54	3,24	4,45
Não bioestruturados corroídos	1,80	2,91	6,40	8,03	9,27	10,78	17,00	12,77	15,17	14,04	18,06	13,61
Matéria orgânica amorfa	0,00	0,42	0,00	9,64	10,54	9,12	69,60	5,98	8,26	7,02	14,07	10,59
Grãos de pólen	0,52	0,00	0,20	17,77	14,17	28,52	1,60	53,26	22,93	18,90	15,46	15,97
Inaperturados	0,26	0,00	0,20	2,03	1,26	1,33	0,20	3,26	1,97	2,70	1,20	1,18
Rimulados	0,26	0,00	0,00	14,67	12,39	26,04	1,40	46,74	18,99	15,01	13,70	13,53
Poliplicados	0,00	0,00	0,00	0,43	0,00	0,17	0,00	1,90	0,00	0,32	0,00	0,17
Monoporados	0,00	0,00	0,00	0,64	0,51	1,00	0,00	1,36	1,97	0,86	0,56	1,09
Esporos	0,00	0,00	0,00	2,36	2,11	4,31	0,00	1,09	1,48	1,62	2,13	0,67
Ornamentados	0,00	0,00	0,00	0,96	1,18	0,50	0,00	0,27	0,74	0,86	0,83	0,25
Lisos	0,00	0,00	0,00	1,39	0,93	3,81	0,00	0,82	0,74	0,76	1,30	0,42
Fungos	0,00	0,00	0,00	1,28	0,59	0,33	0,00	0,00	0,25	1,08	0,93	0,17
Algas	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Elementos totais (números brutos)	500	500	500	934	1186	603	500	368	811	926	1080	1190

2. O gênero *Classopollis*

O gênero *Classopollis* possui altas porcentagens (acima de 50% nos níveis onde se alcançou a saturação de 200 palinomorfos) dentre os palinomorfos totais analisados quantitativamente neste estudo. Devido à complexidade morfológica destes grãos de pólen, técnicas de microscopia complementares à microscopia óptica foram utilizadas para analisar alguns espécimes encontrados e uma tabela comparativa entre estas técnicas foi produzida (Tabela 4).

O gênero foi inicialmente descrito por Pflug (1953), e posteriormente teve sua diagnose modificada por Couper (1958), o qual realizou uma emenda. Pocock & Jansonius (1961) executaram nova emenda adequando sua diagnose e conservando *Classopollis classoides* (Pflug, 1953) Pocock & Jansonius, 1961 como espécie-tipo.

Os grãos de pólen *Classopollis* pertencem ao subgrupo dos rimulados, assim chamados por possuírem uma rímula em sua morfologia. Esta feição é uma espécie de sulco presente na superfície do grão, semelhante a um colpo, localizada no polo distal circundando o grão em sua região sub-equatorial (Seoane, 2014). As espécies possuem, em sua maioria, formas esféricas a sub-esféricas, ocorrendo também espécies de formato triangular (*Classopollis triangulus*). No polo proximal, apresentam uma marca triangular correspondente a uma cicatriz de contato da tétrade, podendo ou não possuir uma marca trilete em seu interior. Na área central do polo distal, existe um afinamento da exina de contorno circular lembrando um poro (Figura 14). Também é perceptível em muitas espécies um engrossamento na região equatorial, na parte externa à rímula, onde estão presentes algumas endoestrias visualizadas apenas em microscopia óptica.

Os representantes fósseis deste gênero são encontrados mundialmente em sedimentos do Mesozoico ocorrendo em quantidades relevantes nos períodos Jurássico e Cretáceo. Segundo Srivastava (1976), esta abrangência do gênero no espaço e tempo pode estar associada à proximidade dos continentes e uniformidade climática durante o Mesozoico.

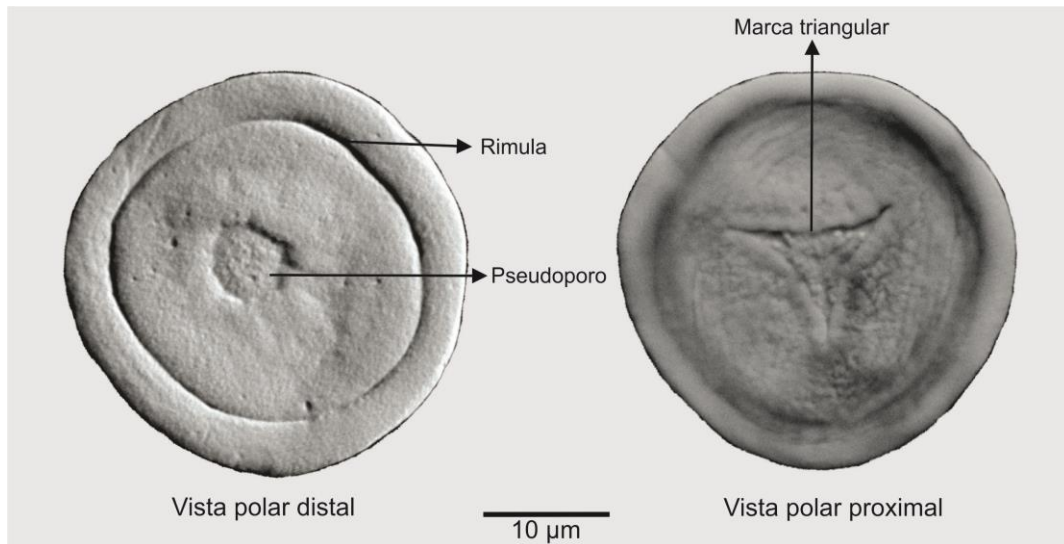


Figura 14. Principais feições morfológicas de um grão de pólen da espécie *Classopollis noeli*. Imagem produzida em microscopia confocal por varredura a laser de espécime registrado no material de estudo deste trabalho.

A afinidade botânica deste grupo está associada à Família extinta de coníferas das Cheirolepidaceae. Estudos de ocorrência espacial dos *Classopollis* mostram grande representatividade em zonas de baixas latitudes, tornando-se menos frequentes em áreas mais próximas aos polos (Vakhrameyev, 1970), o que leva a crer que as Cheirolepidiaceae habitavam zonas predominantemente quentes. Alvin (1982) afirma que as Cheirolepidiaceae eram vegetações termófilas e ocupavam nichos variados. Enquanto algumas espécies formaram grandes florestas em regiões costeiras de zonas tropicais a subtropicais no Jurássico e Cretáceo, outras se adaptaram à ambientes de água doce, próximo a rios e lagos onde eram elementos em floras mais diversas. Segundo Srivastava (1976), estas plantas preferiam solos bem drenados inclinados e zonas baixas próximas à costa.

No Brasil, a ocorrência de *Classopollis* tem uma grande extensão espacial durante o Cretáceo nas bacias marginais brasileiras (e.g., Regali *et al.*, 1974a, 1974b; Botelho Neto, 1996; Carvalho, 2001; Rios-Netto *et al.*, 2012; Nascimento *et al.*, 2013). A alta porcentagem do gênero em conjuntos palinológicos é indicativa de deposição em ambientes costeiros de clima quente e seco, tendendo à aridez (Lima, 1983).

Levando em consideração as técnicas para análise deste gênero em microscopia, o MEV destaca características importantes da ornamentação do grão que são diagnósticas para determinação de espécies (Reyre, 1970). Por outro lado, a MCVL é uma ferramenta rápida e não destrutiva que produz como resultado uma caracterização em três dimensões do grão, permitindo a distinção de estruturas e

padrões morfológicos que não podem ser diferenciados no microscópio óptico de luz transmitida (Peyrot *et al.*, 2007) (Tabela 4). A análise em MCVL é realizada nos mesmos espécimes encontrados na lâmina palinológica em microscopia óptica, enquanto que as amostras analisadas no MEV devem ser previamente preparadas e metalizadas em *stubs*.

Tabela 4. Tabela de comparação entre as técnicas de microscopia utilizadas para a análise morfológica do gênero *Classopollis* no material estudado (- : sem imagens).

	Microscopia óptica			Microscopia confocal de varredura a laser			Microscopia eletrônica de varredura		
	<i>C. noeli</i>	<i>C. triangulus</i>	<i>C. sp.1</i>	<i>C. noeli</i>	<i>C. triangulus</i>	<i>C. sp.1</i>	<i>C. noeli</i>	<i>C. triangulus</i>	<i>C. sp.1</i>
Forma	Visível	Visível	Visível	Visível	Visível	-	Visível	-	Visível
Rimula	Visível	Não visível	Não visível	-	Visível	-	Visível	-	Visível
Marca triangular	Visível	Visível	Não visível	Visível	Visível	-	Visível	-	
Poros	Visível	Visível	Visível	Visível	Visível	-	Visível	-	Visível
Ornamentação	Não visível	Não visível	Não visível	Não visível	Não visível	Não visível	Visível	-	Visível
Infraestrutura	Visível	Visível	-	Visível	Visível	-	-	-	-

Com base na análise das técnicas de microscopia complementares, três espécies de *Classopollis* são descritas e ilustradas a seguir, duas delas mencionadas pela primeira vez no Brasil.

POLLENITES

Turma POROSSES Naumova emend. Potonié, 1960

Subturma MONOPORITES (Naumova, 1939) Potonié, 1960

Classopollis (Pflug, 1953) Pocock & Jansonius, 1961

Classopollis noeli Reyre, 1970

(Figura 15 a - e)

1970 *Classopollis noeli* Reyre, p. 317, pl. 59, figs. 1-3.

2014 *Classopollis noeli* Seoane p. 98, pl. 3. Figs. C-D

Descrição: grão de pólen rimulado com contorno subcircular em vista polar. Possui um pseudoporo de 6-7 μm de diâmetro em seu polo distal; rímula é bem marcada na região subequatorial do polo distal com 0,5 μm de espessura; marca triangular em seu polo distal com diâmetro entre 9-12 μm e projeções de exina em

seu interior de até 2 μm ; largura da área equatorial do grão, da borda até a rímula possui de 3 a 5 μm ; banda de estrias fracamente visível em microscopia óptica; exina dividida em duas camadas com ornamentação densamente granulada a verrugada e infraestrutura granulada.

Dimensões (7 exemplares): diâmetro equatorial de 29 a 31 μm .

Comentários: Reyre (1970) descreveu a espécie para o Jurássico Superior e Cretáceo Inferior do Sahara, Africa. Seoane (2014) a descreve para o Cretáceo da Argentina. Esta é a primeira vez que a espécie é descrita para o Brasil.

Classopollis triangulus (Zhang) Lei, 1981

(Figura 15 f - h)

1981 *Classopollis triangulus* (Zhang) Lei, p. 236, pl. 2, figs. 13-14.

Descrição: grão de pólen rimulado com contorno triangular a subtriangular em vista polar; marca triangular rodeada por projeções de exina com 10 μm de diâmetro no polo proximal do grão e um pseudoporo de 6 μm de diâmetro em seu polo distal; rímula na porção subequatorial, interrompida em cada um dos três vértices por “pontes” de exina; grão com relevo positivo na parte central à rímula em seu polo distal; são distinguíveis 6 endoestrias descontínuas muito bem marcadas; exina lisa e fina, infraestrutura verrugada a granulada.

Dimensões (5 exemplares): diâmetro equatorial de 28 μm a 34 μm .

Comparações: A espécie *Classopollis triangulus* se diferencia de todas outras espécies de *Classopollis* descritas para o Brasil justamente por sua forma triangular a subtriangular e pela presença de pontes de exina em cada um dos três vértices da forma triangular do grão.

Comentários: A espécie *Classopollis triangulus* foi descrita por Lei (1981) para o Triássico e Jurássico da China. Seoane (2014) a descreveu para o Cretáceo da Argentina e esta é a primeira vez que a espécie é descrita para o Brasil.

Classopollis sp. 1

(Figura 15 i - k)

Descrição: grão de pólen rimulado com contorno subcircular em vista polar; em alguns exemplares é visível um pseudoporo incipiente de 6 µm de diâmetro em seu polo distal; rímula bem marcada na porção subequatorial, interrompida em três vértices por uma “ponte” de exina em formato de “v” em que cada haste se encontra com a porção equatorial do grão; o grão apresenta relevo positivo na área do “v” em seu polo distal; distinguíveis 4 endoestrias descontínuas; ornamentação rugosa e baixa (menor que 1 µm); infraestrutura vermiculada, observada em microscopia óptica.

Dimensões (4 exemplares): Diâmetro equatorial de 25 µm a 33 µm

Comparações: Se compara com *Classopollis jardinei* Reyre, Kieser & Puyol 1970 por também possuir pequenas hastes próximas à região da rímula, porém *Classopollis jardinei* não apresenta conexão das hastes com a porção equatorial do grão. Diferencia-se de *Classopollis triangulus* por possuir apenas duas hastes em forma de “v”, não possuindo o formato triangular como na espécie citada. A espécie se diferencia de outras espécies de *Classopollis* por possuir hastes em relevo positivo no polo distal do grão.

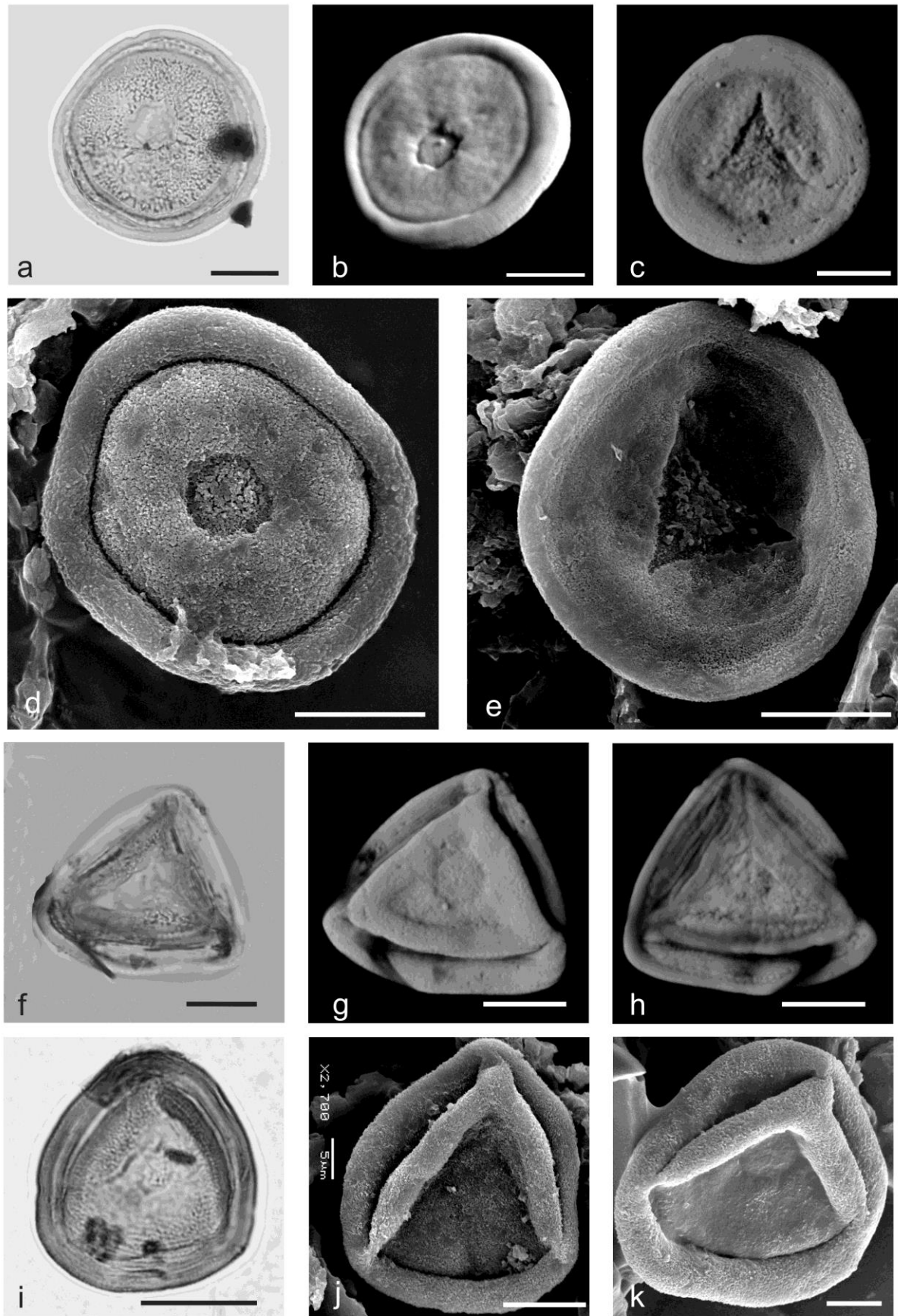


Figura 15. Espécies do gênero *Classopollis* ilustradas. *Classopollis noeli* (a – e); *Classopollis triangulus* (f – h); *Classopollis* sp. 1 (i – k). Fotos em microscopia óptica (a, f, i), MCVL (b, c, g, h) e MEV (d, e, j, k)

III. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A amostragem palinológica de dois poços perfurados em terras emersas na porção norte da Bacia do Espírito Santo levaram ao reconhecimento de assembleias palinológicas bem preservadas, utilizadas como ferramenta para determinar idades relativas e correlações estratigráficas. Ademais, a distribuição total da matéria orgânica palinológica foi considerada em termos de frequência para inferências paleoambientais. As conclusões pertinentes obtidas pelo estudo estão resumidas a seguir.

Dentre os palinomorfos, os grãos de pólen de gimnospermas são dominantes em ambos os poços, representados principalmente por uma abundante (81,25% a 96,68% entre os grãos de pólen em amostras férteis) e diversa (6 espécies) ocorrência de *Classopollis*; outros grãos de pólen de gimnospermas (*Inaperturopollenites*, *Exesipollenites*, *Gnetaceapollenites*, por exemplo) e esporos de pteridófitas ocorrem subordinados; grãos de pólen de angiospermas não foram registrados. Os dinocistos (principalmente *Subtilisphaera*) e palinoforaminíferos são restritos a certos níveis do poço BES-01, sendo que uma distinta assembleia monoespecífica de *Subtilisphaera* em algumas amostras deste poço reflete o primeiro registro da Ecozona *Subtilisphaera* na Bacia do Espírito Santo.

As assembléias palinológicas indicam idade Albiano inferior para as amostras do poço BES-01, baseado no intervalo bioestratigráfico de *Subtilisphaera scabrata* e nas primeiras e últimas ocorrências de *Matonisporites silvai*, *Gnetaceapollenites retangularis* e *Cicatricosisporites venustus*. Por outro lado, as amostras do poço BES-02 indicam idades relacionadas ao intervalo entre o Aptiano superior e o Albiano inferior, sem distinção, com base nas primeiras e últimas ocorrências de *Interulobites triangularis*, *Gnetaceapollenites jansonii*, *Gnetaceapollenites retangularis*, *Exesipollenites tumulus*, *Matonisporites silvai*, *Inaperturopollenites simplex* e *Cicatricosisporites venustus*. Embora tenham sido considerados vários dados bioestratigráficos de outras bacias marginais brasileiras e bacias sul-americanas, essas atribuições de idade são derivadas principalmente do biozoneamento informal de Botelho Neto (1996), feito para o intervalo Cretáceo Inferior-Oligoceno da Bacia do Espírito Santo. Uma correlação estratigráfica entre as duas seções não é descartada uma vez que a maior parte da assembléia palinológica é comum em ambas. *Exesipollenites tumulus* foi usado como táxon-guia

para atribuir a idade Aptiano superior no poço BES-02, porém este táxon é identificado em seções do Cretáceo Superior em algumas bacias brasileiras próximas à Bacia do Espírito Santo (bacias de Campos e Santos, por exemplo) evidenciando assim seu registro em depósitos mais recentes.

Comparando a frequência da matéria orgânica particulada em ambos os poços, o paleoambiente deposicional é interpretado como uma região costeira, episodicamente influenciada por transgressões marinhas com características epicontinentais (condições rasas e restritas). As assembleias marinhas onde ocorre o dinocisto *Subtilisphaera* também possuem importante aporte de palinórfos continentais e fitoclastos. A sequência carbonática de *grainstones* e *mudstones* confirma incursões marinhas na porção basal do poço BES-01. Por outro lado, pacotes siliciclásticos de arenitos continentais intercalados com rochas de granulometria fina predominam no topo do poço BES-01 e no poço BES-02.

A ocorrência constante e pouco frequente de esporos no material analisado é indicativa de corpos d'água dispersos (rios e/ou lagos) ao longo deste ambiente costeiro, onde as plantas pteridófitas cresciam próximas à água. Assim como zonas úmidas, áreas de altitude mais elevada próximas ao sítio deposicional também ocorriam devido à presença do gênero *Araucariacites*, representado em baixa frequência (<4% entre os grãos de pólen) em algumas assembleias.

O paleoclima dominante no sítio deposicional era quente e seco principalmente devido à abundância do gênero *Classopollis* no registro e ocorrência importante de grãos de pólen da família Gnetales (*Gnetaceapollenites* e *Equisetosporites*); a baixa frequência de outros esporos de briófitas e pteridófitas é restrita a certos nichos úmidos. O registro de níveis de evaporitos na parte basal dos perfis estratigráficos em ambos os poços corrobora essas condições. As assembleias são consideradas como representativas da fase final da Província *Dicheiropollis etruscus/Afropollis*, que está bem documentada em várias bacias marginais do Brasil e África, principalmente definidas por uma paleoflora de gimnospermas, fortemente adaptada às condições climáticas quentes e secas.

A região do presente estudo possui importantes descobertas de campos de hidrocarbonetos associados aos depósitos de sal, onde poucos trabalhos relacionados à micropaleontologia estão disponíveis até o presente momento. Sendo assim, este trabalho colabora com a melhoria da identificação palinológica geral para as seções do Cretáceo Inferior nas bacias marginais brasileiras, bem como auxilia

com um detalhamento taxonômico do gênero *Classopollis*, devido a sua abundância e papel ecológico em associações da bacia.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alvarenga, R.S., 2010. *Arquitetura estratigráfica e arcabouço estrutural dos depósitos fluviais albianos da base da Formação São Mateus no Norte da Bacia do Espírito Santo*. Porto Alegre, 113 p. Dissertação de Mestrado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Alvin, K.L., 1982. Cheirolepidiaceae: biology, structure and paleoecology. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 37(1/2): 71-98.
- Antonioli, L., 2001. *Estudo palino-cronoestratigráfico da Formação Codó–Cretáceo inferior do nordeste brasileiro*. Rio de Janeiro-RJ, 265 p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio de Janeiro-UFRJ.
- Antunes, R.L., 1987. Bioestratigrafia dos nanofósseis calcários Meso e Neocretáceo da porção emersa da Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 1(1): 2-11.
- Antunes, R.L., & Melo, J.H.G., 2001. Micropaleontologia e estratigrafia de seqüências. In: H.J.P. Severiano Ribeiro (Eds.). *Estratigrafia de Seqüências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Editora Unisinos. p.137-218.
- Arai, M. & Botelho Neto, J., 1996. Biostratigraphy of the marine Cretaceous of the southern and southeastern Brazilian marginal basins, based on dinoflagellates. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39. *Anais...* Salvador, SBG, v. 7, p. 408-410.
- 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 o ponto de vista paleoceanográfico e paleobiogeográfico*. Porto Alegre, 241 p. Tese de doutorado. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Archangelsky, S., Baldoni, A., Gamarro, J.C., Seiler, J., 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina austral. III. Distribución de las especies y conclusiones. *Ameghiniana*, 21, 15-33.
- Archangelsky, S., Bellosi, E. S., Jalfin, G.A. & Perrot, C., 1994. Palynology and alluvial facies from the mid-Cretaceous of Patagonia, subsurface of San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 15(2): 127-142.
- Armstrong, H. & Brasier, M., 2005. *Microfossils*. Malden, Oxford, Carlton, Second Edition, Blackwell Publishing, 296 p.
- Asmus, H.E., Gomes, J.B. & Pereira, A.C.B., 1971. Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo. *Relatório Interno*, Petrobras (não publicado).

- Batten, D.J. & Grenfell, H.R., 1996. Botryococcus. *In*: Jansonius, J., McGregor, D.C., (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 205-214.
- Bostik, 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.
- Botelho Neto, J., 1996. *Porção Norte da plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo: caracterização palinoestratigráfica e evolução paleoambiental*. Rio de Janeiro, 163 p. Dissertação de mestrado, Rio de Janeiro, Universidade Federal do Rio de Janeiro-UFRJ.
- Burger, D., 1965. Some new species of Classopollis from the Jurassic of the Netherlands. *Leidse geologische mededelingen*, 33(1): 63-69.
- Cardoso, T.R.M., 2005. Acritarcos do Siluriano da Bacia do Amazonas: Bioestratigrafia e Geocronologia. *Arquivos do Museu Nacional*, 63(4): 727-759.
- Carvalho, M.A., 2001. *Paleoenvironmental reconstruction based on palinological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern, Brazil*. Heidelberg, Alemanha, 150 p. Tese de Doutorado, Universität Heidelberg.
- Chang, H.K., Kowsmann, R.O., Figueiredo, A.M.F. & Bender, A., 1992. Tectonics and stratigraphy of the East Brazil Rift system: an overview. *Tectonophysics*, 213(1): 97-138.
- Colbath, G.K. & Grenfell, H.R., 1995. Review of biological affinities of Paleozoic acid-resistant, organic-walled eukaryotic algal microfossils (including "acritarchs"). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 86(3-4): 287-314.
- Combaz, A., 1964. Les palynofacies. *Revue de micropaléontologie*: 7, 205-208.
- Conceição, J.C.J., Mizusaki, A.M.P., Alves, D.B. & Szatmari, P., 1994. Controle tectônico do magmatismo meso-cenozóico no sul e sudeste do Brasil e seu papel na evolução das bacias sedimentares. Rio de Janeiro, Petrobras, Relatório Interno (não publicado).
- Couper, R.A., 1958. British Mesozoic microspores and pollen grains. A systematic and stratigraphic study. *Palaeontographica Abteilung B*, 103: 75-179.
- Davey, R.J., 1978. Marine Cretaceous palynology of site 361, DSDP Leg 40, of southwestern Africa. *In*: Bolli, H.M., Ryan, W.B.F. (Eds). *Initial Reports DSDP*. Washington, U.S. Government Printing Office, v. 40, p. 883-913.
- Dedadiv, B.A., Gomes, C.I. & Machado, G., 2007. *Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras*. Centro de microscopia eletrônica e de varredura (CEMM). EDIPUCRS, 60p.

- Dino, R., 1992. *Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia da Formação Alagamar - Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil*. São Paulo, 300 p. Tese de doutorado, Universidade de São Paulo.
- Dino, R., Lima M.R. & Saad, A.R., 1994. Caracterização da província microflorística cretácea afro-sul-americana no Brasil. *Boletim do 3º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, UNESP, São Paulo, 1: 201-203.
- Dueñas Jimenez, H.D., 1989. Presencia del genero Afropollis en Colombia. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, 7: 155-161.
- Félix, C.M., 2012. *Nova abordagem para o tratamento taxonômico de determinadas espécies de palinóforos do Paleozóico Superior do Gondwana, com ênfase na Bacia do Paraná, Brasil*. Porto Alegre, 206p. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS).
- Ferreira, E.P., 2004. Palinoestratigrafia e caracterização de paleoambientes da seção paleocênica-eocênica da Bacia de Sergipe. Rio de Janeiro, 253p. Tese de doutorado em Geociências. Universidade Federal do Rio de Janeiro.
- França, R.L. & Tschiedel, F.E. 2006. Os evaporitos das Bacias do Espírito Santo e Mucuri: sedimentação e tectônica. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 43, Aracaju. *Anais...* p. 93.
- França, R.L., Del Rey, A.C., Tagliari, C.V., Brandão, J.R. & Fontanelli, P.D.R., 2007. Bacia do Espírito Santo. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15: 501-509.
- Herngreen, G.F.W., 1973. Palynology of Albian-Cenomanian strata of Borehold I-QS-I-MA, state of Maranhao, Brazil. *Pollen et Spores*, 15(3/4): 515-555.
- Herngreen, G.F.W., 1975. Palynology of Middle and Upper Cretaceous strata in Brazil. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, 26(3): 39-91.
- Herngreen, G.F.W. & Chlonova, A.F., 1981. Cretaceous microfloral provinces. *Pollen et spores*, 23: 441-555.
- Herngreen, G.F.W. & Dueñas Jimenez, H., 1990. Dating of the Cretaceous Une Formation, Colombia and the relationship with the Albian-Cenomanian African-South American microfloral province. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 66(3/4): 345-359.
- Herngreen, G.F.W., Kedves, M., Rovnina, L.V. & Smirnova, S.B., 1996. Cretaceous palynofloral provinces: a review. *In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 3, p. 1157-1188.
- Hyde, H.A. & Williams, D.A., 1944. The right Word. *Pollen Science Circular*, 8: p. 6.
- Lana, C.C. & Roesner, E.H., 2002. Biocronoestratigrafia de dinoflagelados da seção cretácea marinha das bacias do Ceará e Potiguar, margem equatorial brasileira. *Boletim do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, 6: 239-245.

- Lana, C.C. & Beurlen, G., 2007. Microbioestratigrafia do Mesozóico-Cenozóico brasileiro: um passeio pelo tempo. *Anuário do Instituto de Geociências*, 30(1): 207-209.
- Lei, Z., 1981. The spore-pollen assemblage of the red beds of Nandian in Lancang of Yunnan. *Acta Botânica Sínica*, 23: 235-244.
- Lima, M.R., 1978. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). Introdução geológica e descrição sistemática dos esporos da subturma Azonotriletes. *Ameghiniana*, 15(3/4): 333-365.
- Lima, M.R., 1979. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). II. descrição sistemática dos esporos da subturma Zonotriletes e turma Monoletes, e dos Polens das turmas Saccites e Aletes. *Ameghiniana*, 16(1/2): 27-63.
- Lima, M.R., 1980. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). III descrição sistemática dos Polens da turma Plicates (Subturma Costates). *Ameghiniana*. 17(1): 15-47.
- Lima, M.R., 1983. Paleoclimatic reconstruction of the Brazilian Cretaceous based on palynological data. *Revista Brasileira de Geociências*, 13(4): 223-228.
- Martin, F., 1993. Acritarchs: A review. *Biological Reviews*, 68: 475-538.
- Mendonça Filho, J.G. & Menezes, T.R., 2001. *Curso de palinofácies e fácies orgânicas*. IGEO, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 114p.
- Milani, E.J. & Thomaz Filho, A., 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. Edição Especial do 31st International Geological Congress, p. 389-449.
- Muller, J., 1959. Palynology of recent Orinoco delta and shelf sediments: Reports of the Orinoco Shelf Expedition. *Micropaleontology*, 5(1): 1-32.
- Müller, H., 1966. Palynological investigations of Cretaceous sediments in northeastern Brazil. In: *West African Micropaleontological Colloquium*. Ibadan, Proceedings, Leiden, Holanda, v. 2, p. 123-136.
- Nascimento, L.R., Tomé, M.E., Barreto, A.M., Oliveira, D. H. & Neumann, V.H., 2017. Biostratigraphic analysis based on palynomorphs and ostracods from core 2-JNS-01PE, Lower Cretaceous, Jatobá Basin, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 76: 115-136.
- NACSN, North American Commission on Stratigraphic Nomenclature., 2005. North American stratigraphic code. *AAPG Bulletin*, 89(11): 1547-1591.
- Noguti, I. & Santos, J.D., 1972. Zoneamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na plataforma continental do Brasil. *Boletim Técnico da Petrobras*, 15(3): 265-283.

- Pantic, N. & Bajaktarevic, Z., 1988. "Nannoforaminifera" in palynological preparations and semar-slides from Mesozoic and Tertiary deposits in Central and Southeast Europe. *Revue de Paléobiologie, Benthos'86*, Special Volume 2: 953-959.
- Peyrot, D., Barrón, E., Comas-Rengifo, M.J., Thouand, E. & Tafforeau, P., 2007. A confocal laser scanning and conventional wide field light microscopy study of Classopollis from the Toarcian-Aalenian of the Fuentelsaz section (Spain). *Grana*, 46(4), 217-226.
- Pflug, H.D., 1953. Zur Entstehung und Entwicklung des angiospermiden Pollens in der Erdgeschichte. *Palaeontographica Abteilung B*, 95: 60-171.
- Piovesan, E.K., Nicolaidis, D.D., Fauth, G. & Viviers, M.C., 2013. Ostracodes from the Aptian–Santonian of the Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 48: 240-254.
- Playford, G. & Dettmann, M.E., 1996. Spores. In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 227-260.
- Pocock, S.J. & Jansonius, J., 1961. The pollen genus Classopollis Pflug, 1953. *Micropaleontology*, 7(4): 439-449.
- Rangel, H.D., Martins, F.A.L., Esteves, F.R. & Feijó, F.J., 1994. Bacia de campos. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 203-217.
- Regali, M.S.P., Uesuguei, N. & Santos, A.S., 1974a. Palinologia dos Sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (I). *Boletim Técnico da Petrobras*, 17(3): 177-190.
- Regali, M.S.P., Uesuguei, N. & Santos, A.S., 1974b. Palinologia dos Sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (II). *Boletim Técnico da Petrobras*, 17(4): 263-301.
- Regali, M.S.P., 1989. Complicatisaccus cearensis: uma palinozona do Eocretáceo do Brasil. In: *Congresso Brasileiro de Paleontologia*, 11, Curitiba, *Anais...* Curitiba, Brasil, v. 11, p. 235-274.
- Regali, M.S.P., 2007. Evolução da paleoflora do Cretáceo brasileiro: palinologia. *Paleontologia: Cenários da vida*, 2: 575-587.
- Reyre, Y., 1970. Stereoscan observations on the pollen genus *Classopollis* Pflug 1953. *Palaeontology*, 13(2): 303-322.
- Rios-Netto, A.M., Regali, M.S.P., Carvalho, I.S. & Freitas, F.I., 2012. Palinoestratigrafia do intervalo Alagoas da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, 42(2): 331-342.
- Seoane, L.V., 2014. Estudio morfológico del género Classopollis (Pflug) Pocock & Jansonius (Cretácico, Argentina). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 17(1): 91-104.

- Schopf, J.W. & Kudryavtsev, A.B., 2011. Confocal laser scanning microscopy and Raman (and fluorescence) spectroscopic imagery of permineralized Cambrian and Neoproterozoic fossils. *In: Quantifying the Evolution of Early Life*, Springer Netherlands, p. 241-270.
- Srivastava, S.K., 1976. The fossil pollen genus *Classopollis*. *Lethaia*, 9(4): 437-457.
- 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.
- Stancliffe, R.P.W., 1996. Chapter 12D, Microforaminiferal linings. *In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 293-305.
- Strother, P.K., 1996. Acritarchs. *In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 81-106.
- Szaniawski, H., 1996. Scolecodonts. *In: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1: p. 337-354.
- Tagliari, C.V., 2013. *Ambientes de sedimentação mista (siliciclástica e carbonática), cicloestratigrafia e halocinese durante o Albiano, Plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo*. São Leopoldo, 207 p. Tese de Doutorado, Universidade do Vale do Rio dos Sinos.
- Taugoudeau-Lantz, J. & Poignant, A., 1964. La membrane chitinoide de quelques Foraminifères. *Revue de Micropaléontologie*, 8: 68-71.
- Taylor, F.J.R., 1987. *The Biology of the Dinoflagellates*. Botanical Monographs, Oxford, Blackwell Scientific Publications, 785p.
- Traverse, A., 1988. *Paleopalynology*. USA: Unwin Hyman, 600p.
- Traverse, A., 1994. Sedimentation of palynomorphs and palynodebris: an introduction. *In: Traverse, A. (Ed.). Sedimentation of organic particles*. Cambridge University Press. 1-8.
- Triguís, J.A. & Araujo, L.M., 2001. Aplicação da petrografia orgânica na caracterização dos tratos de sistemas. *In: Severiano Ribeiro, H.J.P. (Ed.) Estratigrafia de sequências: fundamentos e aplicações*. São Leopoldo, Ed. Unisinos. p. 261-302.
- Troelsen, J.C. & Quadros, L.P., 1971. Distribuição bioestratigráfica dos nanofósseis em sedimentos marinhos (Aptiano-Mioceno) do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 43 (Suplemento): 577-609.
- Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. *In: Jenkins, J.M., (Ed.), Applied micropalaeontology*. Springer Science & Business Media. Netherlands, p. 153-191.

- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic matter: organic facies and palynofacies*. London: Chapman & Hall, 615p.
- Vakhrameev, V.A., 1970. Range and paleoecology of Mesozoic conifers, the Cheirolepidiaceae. *Paleontological Journal*, 4(1): 12-24.
- Vieira, R.A.B., Mendes, M.P., Vieira, P.E., Costa, L.A.R., Tagliari, C.V., Bacelar, L.A.P. & Feijó, F.J., 1994. Bacias do Espírito Santo e Mucuri. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 8(1): 191-202.
- Wall, D.; Dale, B.; Lohmann, G.P. & Smith, W.K., 1977. The environmental 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.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M. & Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques—processing and microscopy. *In*: Jansonius, J., McGregor, D.C. (Eds.), *Palynology: principles and applications*. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation, v. 1, p. 29-50.

ANEXO I.

Confirmação de submissão

Carta de recebimento do artigo pela revista *Marine and Petroleum Geology*.



Fernando Michels <fernandohmichels@gmail.com>

Submission Confirmation

1 mensagem

Marine and Petroleum Geology <eesserver@eesmail.elsevier.com>
 Responder a: Marine and Petroleum Geology <jmpg@elsevier.com>
 Para: fernandohmichels@gmail.com, fernandohm9011@hotmail.com

27 de outubro de 2017 17:16

Article Type: Full Length Article.

Dear Mr. Fernando H Michels,

We have received your article "Aptian-Albian palynologic assemblages interbedded within salt deposits in the Espírito Santo Basin, eastern Brazil: Biostratigraphical and paleoenvironmental analysis" for consideration for publication in *Marine and Petroleum Geology*.

Your manuscript will be given a reference number once an editor has been assigned.

To track the status of your paper, please do the following:

1. Go to this URL: <https://ees.elsevier.com/jmpg/>
2. Enter these login details:
 Your username is: fernandohmichels@gmail.com
 Your password is: *****
3. Click [Author Login]
 This takes you to the Author Main Menu.
4. Click [Submissions Being Processed]

Thank you for submitting your work to this journal.

Kind regards,

Elsevier Editorial System
 Marine and Petroleum Geology

Please note that the editorial process varies considerably from journal to journal. To view a sample editorial process, please click here:
http://ees.elsevier.com/eeshelp/sample_editorial_process.pdf

For further assistance, please visit our customer support site at <http://help.elsevier.com/app/answers/list/p/7923>. Here you can search for solutions on a range of topics, find answers to frequently asked questions and learn more about EES via interactive tutorials. You will also find our 24/7 support contact details should you need any further assistance from one of our customer support representatives.

ANEXO II

Manuscrito do Artigo

APTIAN-ALBIAN PALYNOLOGIC ASSEMBLAGES INTERBEDDED WITHIN SALT DEPOSITS IN THE ESPÍRITO SANTO BASIN, EASTERN BRAZIL: BIOSTRATIGRAPHICAL AND PALEOENVIRONMENTAL ANALYSIS

Authors: Fernando Heck Michels¹, Paulo Alves de Souza², Eduardo Premaor²

¹Programa de Pós-Graduação em Geociências, Laboratório de Palinologia Marleni Marques-Toigo, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, 91540-000 Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: fernandohmichels@gmail.com.

²Laboratório de Palinologia Marleni Marques-Toigo, Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Avenida Bento Gonçalves, 9500, 91540-000 Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: paulo.alves.souza@ufrgs.br; eduardopremaor@gmail.com.

Abstract

The Espírito Santo Basin is a Cretaceous to Quaternary basin located on the eastern continental margin of Brazil and contains important oil and gas fields, most of which are actively being explored. However, few micropaleontological contributions are available, and most of the available information is contained in internal reports of oil and gas companies. This paper presents a biostratigraphical and paleoenvironmental analysis based on the palynology of an Aptian-Albian succession of the Mariricu (Itaúnas Member), São Mateus and Regência formations of Espírito Santo Basin. Samples were derived from two wells (BES-01 and BES-02) that were drilled in the onshore portion of the basin. Among the 24 samples, 18 revealed abundant and diverse assemblages of palynomorphs that included 51 taxa related to continental plants (23 taxa of fern spores and 28 of gymnosperm pollen grains), 4 algae (3 taxa of dinocysts and 1 chlorophyceae), and not determined taxa of foraminifera linings, fungi, scolecodonts and acritarchs. Gymnosperm pollen grains are dominant in both wells and are mainly represented by abundance and diversity of *Classopollis*; other gymnosperm pollen grains and pteridophytic spores are subordinate. Biostratigraphic assignments were based on the ranges of certain guide species mainly in comparison with biozonations established for the Espírito Santo Basin, as well as to other marginal basins of Brazil. The samples of BES-01 were defined as early Albian age, whereas an age from late Aptian to early Albian (without distinction) is assigned for the samples in well BES-02. The dinocysts (mainly *Subtilisphaera*) and foraminiferal linings are restricted to certain depths in well BES-01. A distinctive monospecific assemblage of *Subtilisphaera* in some samples represents the first identification of the *Subtilisphaera* Ecozone in the Espírito Santo Basin, which probably represent its southernmost occurrence in the Brazilian marginal basins. After comparing the palynologic contents of both wells (palynomorphs, phytoclasts and amorphous organic matter), the depositional environment was interpreted as a coastal area that was episodically affected by epicontinental transgressions under shallow and restricted conditions. The palynofloral content of the assemblages is assumed to represent the final presence of the *Dicheiropollis etruscus/Afropollis* Province, which is well documented in several marginal basins of Brazil and Africa and is mainly defined by a gymnosperm paleoflora that was strongly adapted to warm and dry local climate conditions.

Keywords: Mariricu Formation, São Mateus Formation, Regência Formation, biostratigraphy, palynology, Lower Cretaceous.

1 Introduction

The Espírito Santo Basin is a passive marginal basin located on the east coast of Brazil and containing important active oil and gas fields in the onshore and offshore portions. During the previous ten years, studies of the stratigraphy of Brazil's marginal basins have been driven mainly by discoveries of large pre-salt hydrocarbons fields within Cretaceous deposits. The Aptian–Albian succession is represented by a mixed carbonate-siliciclastic platform system (Mariricu, São Mateus and Regência formations) with thick interbedded evaporite layers (Itaúnas Member). This succession corresponds to a transitional phase between the rift (separation of South America and Africa) and the beginning of the open marine phase (França *et al.*, 2007). The deposition of these lithostratigraphic units was caused by the breakup of the Gondwana Supercontinent and the subsequent opening of the South Atlantic Ocean, which led to marine transgressions in the marginal areas of Brazil and imposed sea-level oscillations and environments variations on the region.

The paleontological understanding of the Espírito Santo Basin is largely due to the exploration for local mineral resources (Lana & Beurlen, 2007). Most of the micropaleontological information regarding this basin is contained in internal reports of oil and gas companies, and only a few studies of the local paleontology, e.g., studies of foraminifers (Noguti & Santos, 1972), ostracods (Piovesan *et al.*, 2013) and calcareous nanofossils (Antunes, 1987) have been published. On the other hand, information regarding organic-walled microfossils has been made part of general biostratigraphic schemes developed for the continental margin of Brazil related to spore-pollen and dinocysts associations (Arai & Botelho Neto, 1996; Regali *et al.*, 1974a, 1974b; Regali, 1989a) or are available as unpublished data (Arai, 2007; Botelho Neto, 1996).

This paper presents palynological results developed after analyzing twenty four samples from two wells (BES-01 and BES-02) that were drilled on the onshore portion of the northern of Espírito Santo Basin. The main goals of this study were to determine the relative ages of siliciclastic and carbonatic deposits of the Mariricu, São Mateus and Regência formations, some of which contain interbedded evaporites, and to develop paleoecological interpretations mainly based on the paleovegetation including the dominant Lower Cretaceous palynofloral province in the Espírito Santo Basin.

2 Geological setting

2.1 Stratigraphy

The Espírito Santo Basin is one of several passive-margin basins in Brazil and is situated between the Mucuri and Campos basins (Figure 1A and B), parallel to the coastline in the state of Espírito Santo (Figure 1B). This basin contains a thick sedimentary sequence (approximately 11,000 m thick in the depocenter) that underlies an area measuring approximately 50.000 km², only 3.000 km² of which is the onshore portion. The geologic history of this basin started with the breakup of the Gondwana Supercontinent, which first generated pieces of Jurassic crustal stretches on the basement. According to França *et al.* (2007), three sedimentary supersequences ranging from Early Cretaceous to Quaternary, are present in the basin: a Rift Supersequence, deposited due to tectonic subsidence; a Post-Rift Supersequence and Drift Supersequence, deposited due to thermal subsidence.

The Rift Supersequence (Early Cretaceous: Valanginian - Aptian) consists of continental sedimentary rocks of the Cricaré Formation and volcanic rocks of the Cabiúnas Formation. It represents the beginning of basin filling and directly overlies the Precambrian basement. The Post-Rift Supersequence (Early Cretaceous: Aptian - Early Albian) consist of the Mariricu Formation, comprising sandstones and conglomerates with shale beds of alluvial, fluvial and deltaic systems of the Mucuri Member and evaporites of the Itaúnas Member, which mark marine incursions into the basin. The proximal facies are interpreted as alluvial fan and fluvial channel systems, and the distal facies are interpreted as shallow marine deposits.

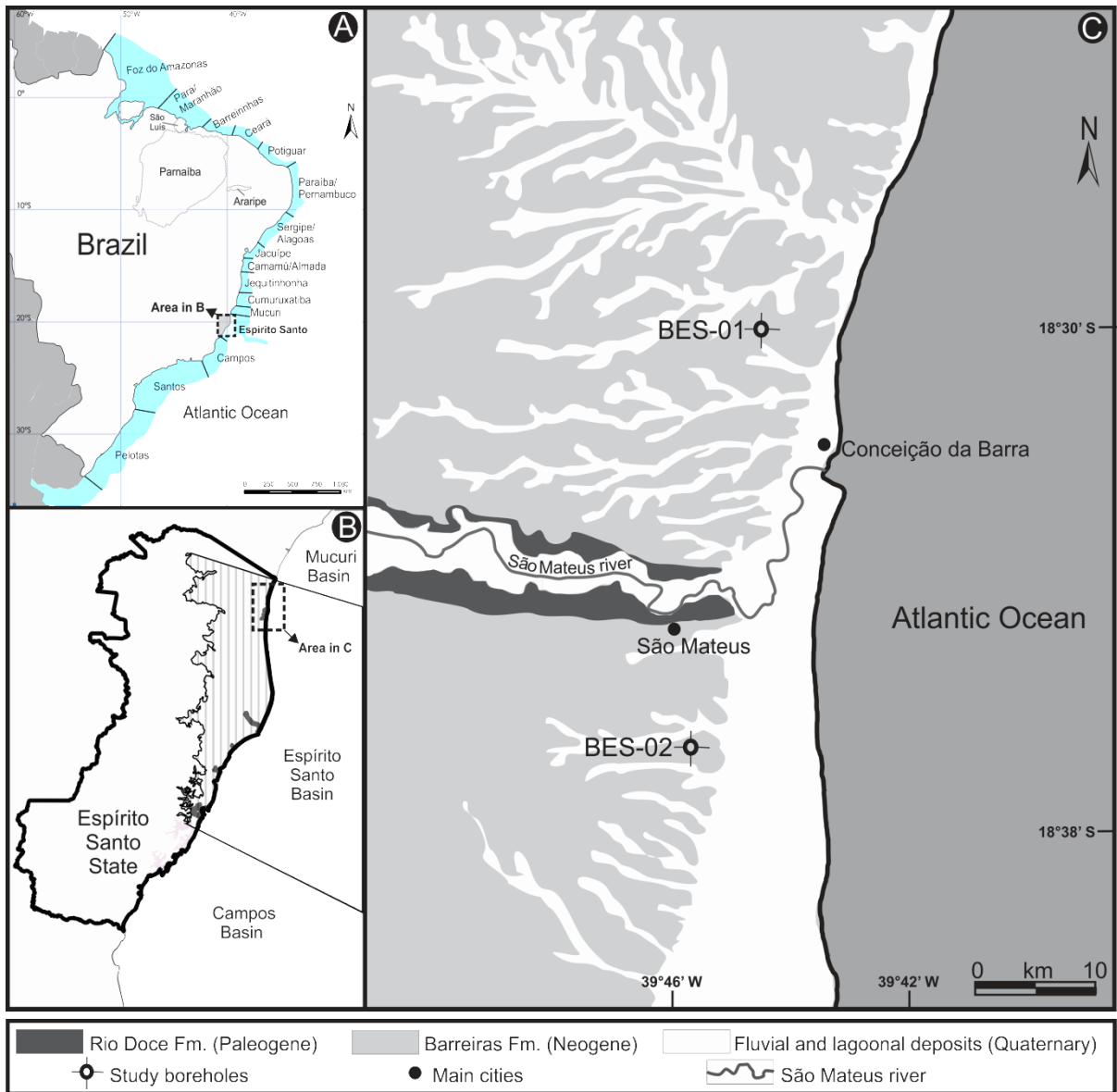


Figure 1. Location of the Espírito Santo Basin in Brazil. A) Brazilian marginal basins (including interior basins cited in the text). B) Onshore distribution of the Espírito Santo Basin (offshore distribution is partially shown). C) Geological map showing locations of wells cited in this paper.

The Drift Supersequence (Early Cretaceous - Quaternary) was deposited in an epicontinental sea transitioning to open marine conditions. The bottom of this supersequence consists of the Barra Nova Group, composed of the São Mateus and Regência formations. This group is characterized by thick siliciclastic and carbonate packages deposited during the Albian. The São Mateus Formation is composed of continental deposits formed in alluvial and coastal fan environments, whereas the Regência Formation consists predominantly of marine carbonates. The Figure 2 shows the lithostratigraphic and chronostratigraphic evolution of the Espírito Santo Basin during the Early Cretaceous. Thereafter, the basin transitioned to a low slope

ramp morphology in the Late Cretaceous. The sedimentary sequences are predominantly retrogradational and are composed of marine shales with interbedded turbiditic sandstones (Urucutuca Formation).

The Paleogene sequences are marked by volcanic rocks of the Abrolhos Formation. The corresponding volcanic event occurred when approximately two thirds of the basin was submerged. Currently, fluvial and shallow marine sandstones comprise the onshore sedimentary cover of the Espírito Santo Basin. These rocks represent the Neogene and Quaternary deposits of the Rio Doce and Barreiras formations.

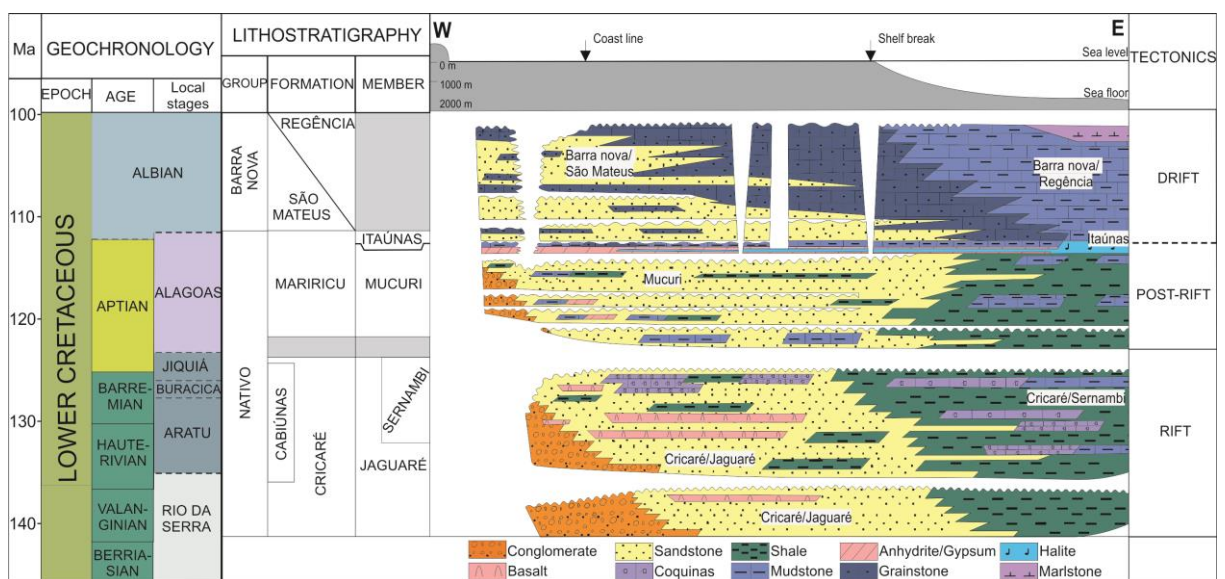


Figure 2. Stratigraphic column of the Lower Cretaceous in the Espírito Santo Basin (adapted from França *et al.*, 2007).

2.2 Paleontology

The paleontological information regarding the Espírito Santo Basin is largely due to advances in oil exploration during the previous 50 years in Brazil (Lana & Beurlen, 2007). Due to its economic value, most of the local paleontological information concerns microfossils, particularly their taxonomy, biostratigraphy and paleoecology.

Important studies of the microfossils of Brazil's marginal basins, including the Espírito Santo Basin, have been published, including studies of calcareous nanofossils (Antunes, 1987; Guerra & Tokutake, 2011; Troelsen & Quadros, 1971), foraminifera (Noguti & Santos, 1972) and ostracods (Piovesan *et al.*, 2013).

The first palynological study of the basin was performed by Müller (1966), who summarized the palynology of several passive-margin basins in Brazil. Later, Regali *et al.* (1974 a, 1974b) distinguished 24 Cretaceous palynozones in these marginal basins, including the Espírito Santo Basin.

Botelho Neto (1996) analyzed samples from the northern Espírito Santo Basin and recognized 12 biozones in the Early Cretaceous to Late Paleogene deposits based on palynomorphs and on calibrations with calcareous nanofossils. Arai & Botelho Neto (1996) proposed a biostratigraphic model for the Cretaceous of Espírito Santo and other adjacent basins based exclusively on dinocysts. Arai (2007) published new data on dinocysts, highlighting the ranges of certain Cretaceous species in the Espírito Santo Basin.

3 Material and methods

The Core samples were extracted from two wells drilled in the northern Espírito Santo Basin. Twelve samples from each well were collected between depths of 827.3 and 985.3 m in well BES-01 and 666.55 and 770.5 m in well BES-02 (Figure 3). The sampled rock types are mostly sedimentary packages of pelites with high percentages of organic material. The stratigraphic profile of well BES-01 consists of an evaporite layer belonging to the Itaúnas Member of the Mariricu Formation, overlain primarily by marine mudstones and grainstones of the Regência Formation and then by siliciclastic packages consisting primarily of sandstones of the São Mateus Formation. The stratigraphic profile of well BES-02 consists of pelite and evaporite layers of the Itaúnas Member of the Mariricu Formation, overlain by siliciclastic packages of the São Mateus Formation.

The samples were processed, following the standard procedure for palynology described by Wood *et al.* (1996), in the Laboratório de Palinologia Marleni Marques Toigo (LPMMT) of the Instituto de Geociências of the Universidade Federal do Rio Grande do Sul (UFRGS). This procedure consisted of physical disaggregation by maceration, dissolution of carbonates and silicates using hydrochloric acid and then hydrofluoric acid and concentration of the final organic residue measuring between 20 and 250 μm by sieving. As a result, 72 palynological glass slides were mounted (three of each sample); all are stored at the LPMMT under “MP-P” codes (Figure 3).

The palynological analysis was performed using an Olympus BX61 binocular optical microscope with magnifications of 100 to 1000. Representative specimens were photomicrographed using an Olympus DP71 camera. The quantitative analysis was performed by examining each slide along cross sections. In each section, all the particles consisting of palynomorphs, amorphous organic matter or phytoclasts were counted until 200 palynomorphs (saturation plot). In certain samples, the palynomorphs were not well preserved and/or didn't reach this count, in which case 500 particles of particulate organic matter (POM) were counted.

The phytoclasts were subdivided based on their opacity (opaque versus translucent). The pollen grains were more abundant than the spores in all the samples and they were subdivided based on their morphology into genera of inaperturates (*Inaperturopollenites*, *Araucariacites*, *Spheripollenites* and *Callialasporites*), rimulates (*Classopollis*), poliplicates (*Equisetosporites* and *Gnetaceapollenites*) and monoporates (*Exesipollenites*). The spores were subdivided based on their surface morphology (smooth versus ornate walls) (Tables 1 and 2).

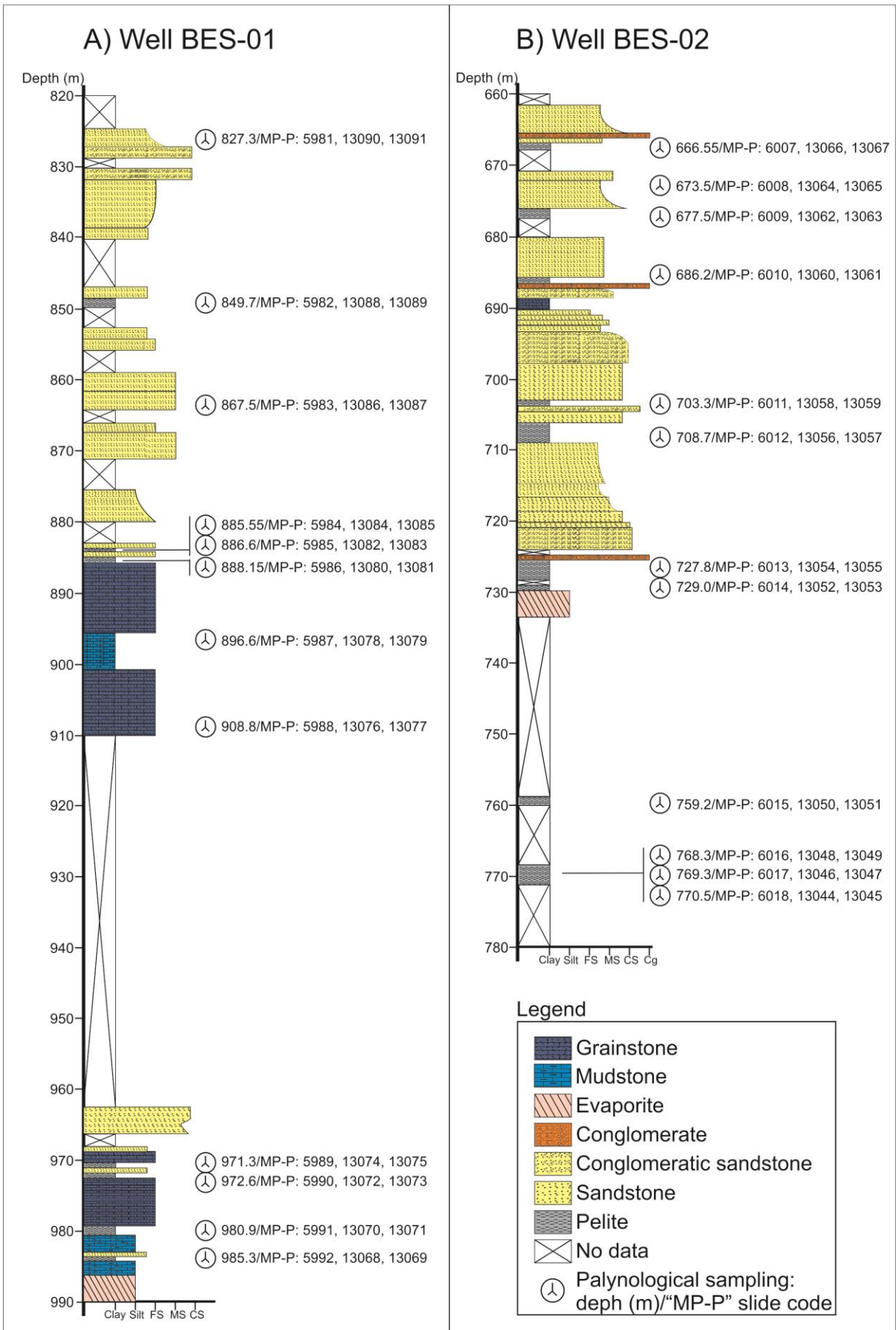


Figure 3. Lithological profiles of wells BES-01 (A) and BES-02 (B) and corresponding palynological sampling.

4 Results

Twenty-four samples from wells BES-01 and BES-02 were analyzed. Among them, eighteen contained palynomorphs consisting mostly of abundant and diverse assemblages. The preservation of the palynomorphs was typically good, with little fragmentation or mechanical damage, except for the dinocysts, many of which were fragmented and unidentifiable due to their hyaline appearance. In this case, the aid of fluorescent light and DIC (differential interference contrast) during the microscopic analysis became important.

The phytoclasts were typically dominant, and the amorphous organic matter was typically subordinate. Six samples from both wells were considered sterile. Tables 1 and 2 show the relative percentages of each component in both wells based on their main groups and subgroups.

4.1 Palynologic content and stratigraphic distribution

The assemblages in both wells contain 55 taxa including 23 spores (13 genera), 28 pollen grains (8 genera), 3 dinocysts (2 genera), 1 chlorophicean algae and not determinate taxa of foraminifera linings, fungi, scolecodonts and acritarchs. The taxonomic list and the stratigraphic distribution of the palynomorphs are presented in figures 4 and 5. Selected palynomorph taxa are illustrated in figures 6 and 7.

Table 1. Percentage quantification of the particulate organic matter in well BES-01.

Particulate organic matter groups (%)	Sample depth											
	827.3 m	849.7 m	867.5 m	885.55 m	886.6 m	888.15 m	896.6 m	908.8 m	971.3 m	972.6 m	980.9 m	985.3 m
Opaque phytoclasts	93.54	92.73	80.20	92.92	62.92	88.00	39.81	14.24	30.22	23.91	30.19	45.00
Translucent phytoclasts	5.23	5.45	11.20	3.65	35.25	5.86	25.10	9.90	32.59	30.28	27.58	35.88
Amorphous organic matter	1.23	1.41	6.00	1.72	1.83	2.14	8.10	45.88	13.58	14.75	27.72	10.25
Pollen grains	0.00	0.40	1.00	0.00	0.00	0.43	20.24	2.40	14.99	18.48	9.80	7.50
Inaperturate	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.67	0.45	0.83	2.33	0.15	1.25
Rimulate	0.00	0.40	1.00	0.00	0.00	0.43	19.57	1.95	13.81	15.84	9.22	5.38
Poliplicate	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.31	0.00	0.13
Monoporate	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.44	0.75
Spores	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	1.62	1.65	2.24	3.42	0.00	0.50
Ornate	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.14	0.27	1.05	1.18	1.71	0.00	0.25
Smooth	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.35	0.60	1.06	1.71	0.00	0.25
Fungi spores	0.00	0.00	1.60	0.00	0.00	1.57	2.29	0.30	1.18	2.17	1.02	0.88
Dinocysts	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.94	23.69	4.13	5.75	3.12	0.00
Foraminiferal linings	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	1.89	1.65	0.83	1.09	0.29	0.00
Acritarchs	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.12	0.16	0.00	0.00
Algae	0.00	0.00	0.00	1.72	0.00	1.86	0.00	0.30	0.12	0.00	0.29	0.00
Total elements (Raw)	500	500	500	500	500	700	741	667	847	644	1378	800

Table 2. Percentage quantification of the particulate organic matter in well BES-02.

Particulate organic matter groups (%)	Sample depth											
	666.55 m	673.5 m	677.5 m	686.2 m	703.3 m	708.7 m	727.8 m	729 m	759.2 m	768.3 m	769.3 m	770.5 m
Opaque phytoclasts	96.39	94.18	93.40	36.94	32.46	26.87	11.80	7.07	23.92	22.79	18.43	22.35
Translucent phytoclasts	3.09	5.41	6.40	32.01	40.13	30.85	17.00	32.61	43.16	48.60	48.98	50.25
Amorphous organic matter	0.00	0.42	0.00	9.64	10.54	9.12	69.60	5.98	8.26	7.02	14.07	10.59
Pollen grains	0.52	0.00	0.20	17.77	14.17	28.52	1.60	53.26	22.93	18.90	15.46	15.97
Inaperturate	0.26	0.00	0.20	2.03	1.26	1.33	0.20	3.26	1.97	2.70	1.20	1.18
Rimulate	0.26	0.00	0.00	14.67	12.39	26.04	1.40	46.74	18.99	15.01	13.70	13.53
Poliplicate	0.00	0.00	0.00	0.43	0.00	0.17	0.00	1.90	0.00	0.32	0.00	0.17
Monoporate	0.00	0.00	0.00	0.64	0.51	1.00	0.00	1.36	1.97	0.86	0.56	1.09
Spores	0.00	0.00	0.00	2.36	2.11	4.31	0.00	1.09	1.48	1.62	2.13	0.67
Ornate	0.00	0.00	0.00	0.96	1.18	0.50	0.00	0.27	0.74	0.86	0.83	0.25
Smooth	0.00	0.00	0.00	1.39	0.93	3.81	0.00	0.82	0.74	0.76	1.30	0.42
Fungi spores	0.00	0.00	0.00	1.28	0.59	0.33	0.00	0.00	0.25	1.08	0.93	0.17
Algae	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Total elements (Raw)	500	500	500	934	1186	603	500	368	811	926	1080	1190

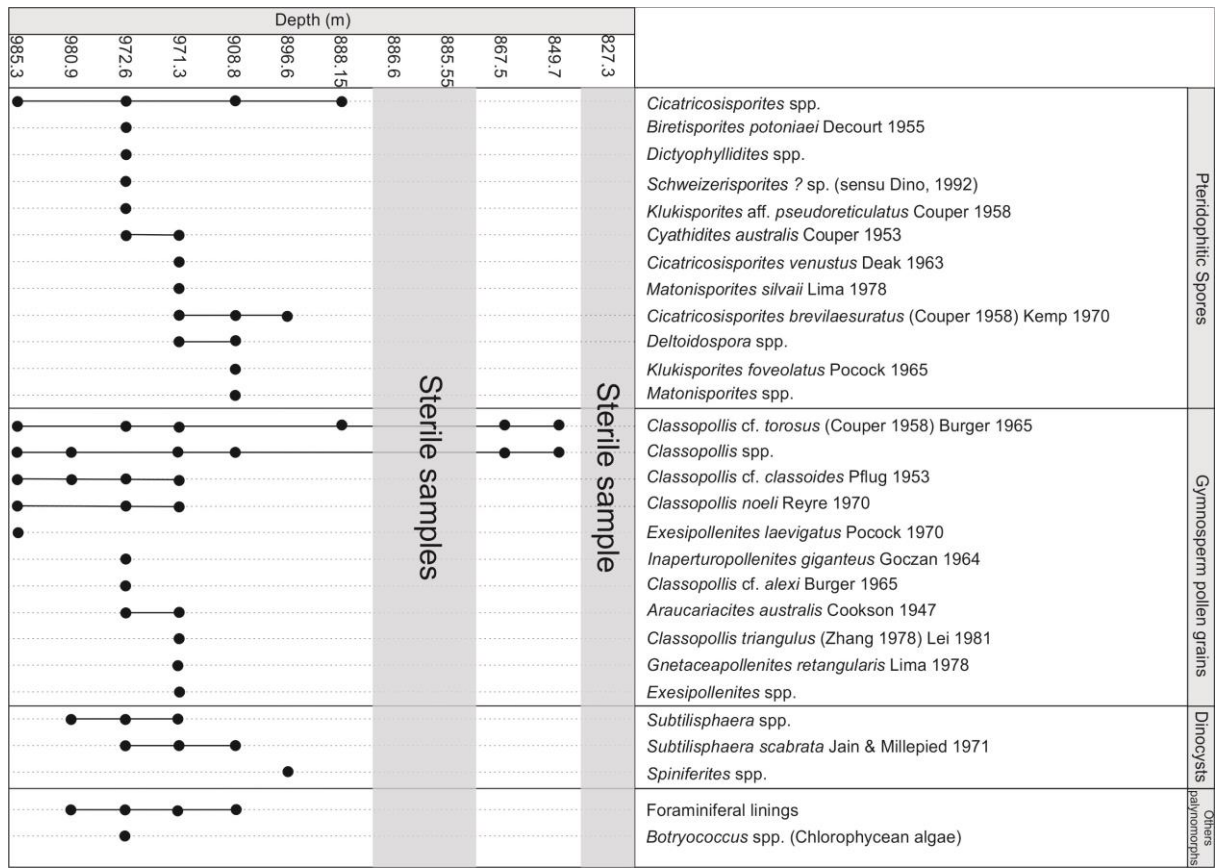


Figure 4. Stratigraphic distribution of palynologic contents in well BES-01, Espírito Santo Basin.

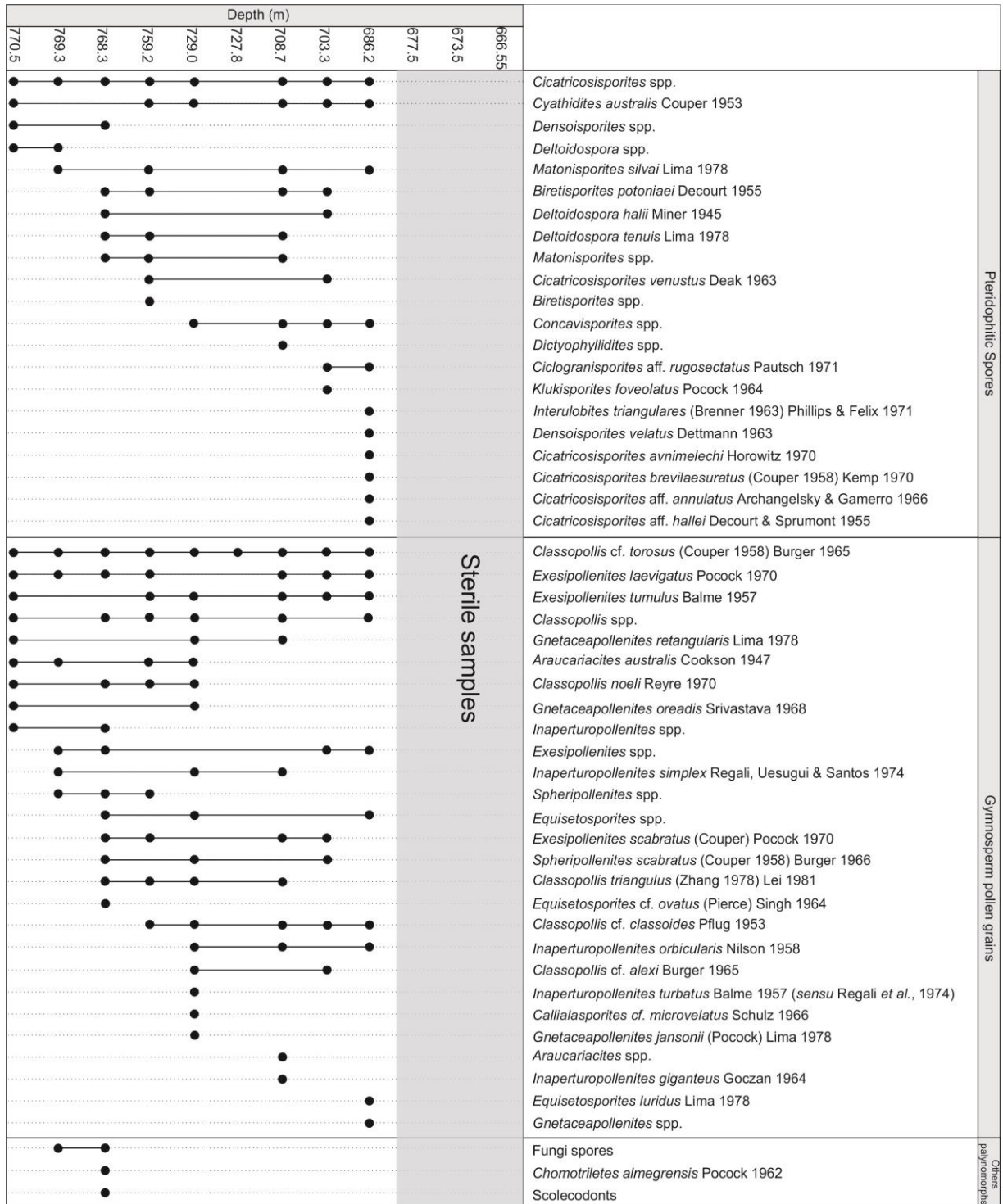


Figure 5. Stratigraphic distribution of palynologic contents in well BES-02, Espírito Santo Basin.

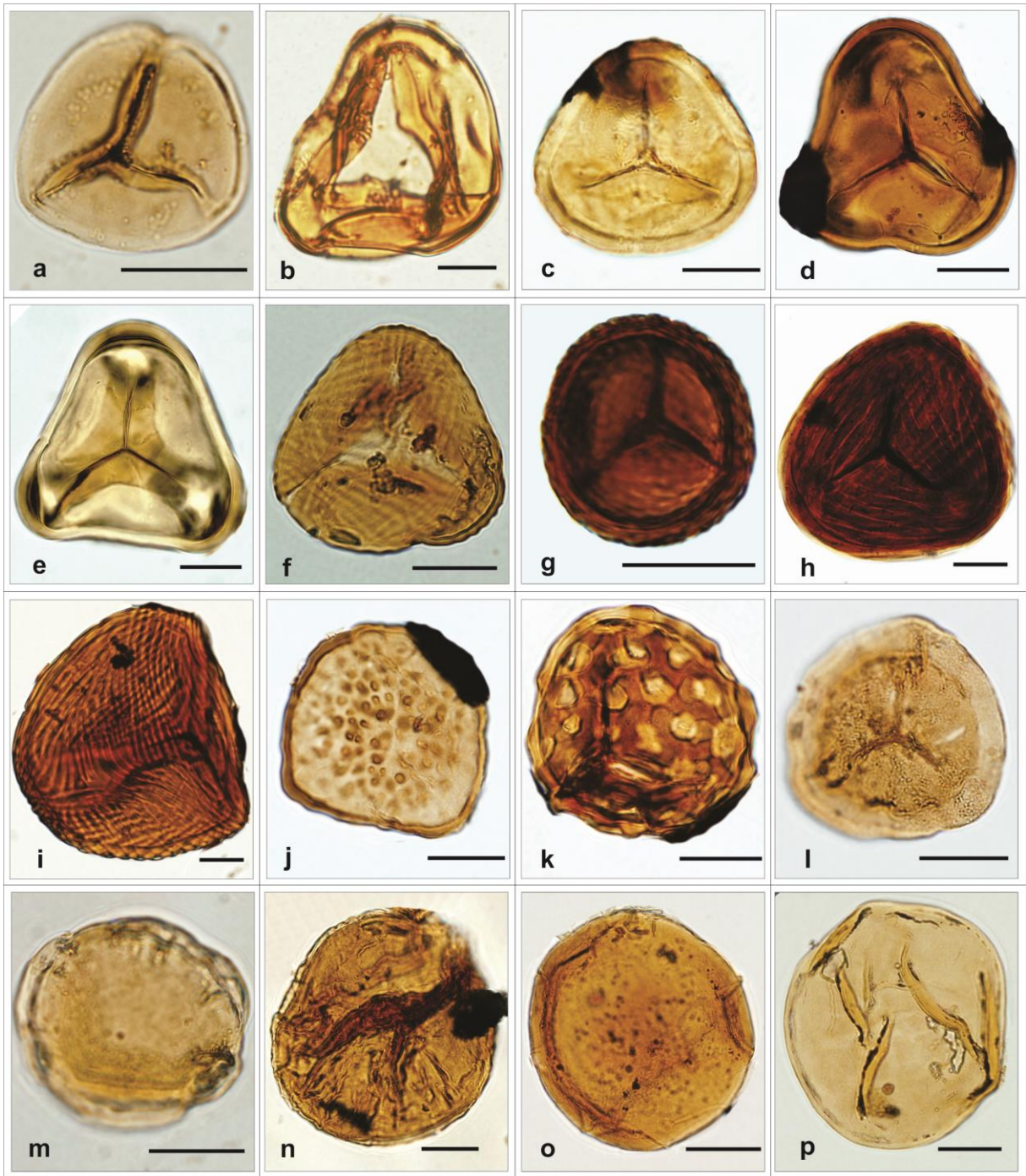


Figure 6. Selected palynomorphs recorded in the Barra Nova Group of the Espírito Santo Basin. (a) *Biretisporites potoniaei* (Slide MP-P 13057; England Finder coordinate: K33-2); (b) *Deltoidospora tenuis* (MP-P 13057; S33-3); (c) *Deltoidospora halii* (MP-P 13049; R44-1); (d) *Cyathidites australis* (MP-P 6011; G35-1); (e) *Matonisporites silvai* (MP-P 6015; H53-2); (f) *Cicatricosisporites venustus* (MP-P 13051; Y58-3); (g) *Cicatricosisporites avnimelechi* (MP-P 6010; S37-4); (h) *Cicatricosisporites brevilaesuratus* (MP-P 6010; L34-1); (i) *Cicatricosisporites* sp. (MP-P 13050; L47-1); (j) *Interulobites triangulares* (MP-P 13060; J49-3); (k) *Klukisporites foveolatus* (MP-P 13059; K48-3); (l) *Densoisporites velatus* (MP-P 13060; P36-4); (m) *Callialasporites microvelatus* (MP-P 13052; N34-1); (n) *Inaperturopollenites simplex* (MP-P 13052; Q35-2); (o) *Inaperturopollenites turbatus* (MP-P 13052; F34-1); (p) *Inaperturopollenites giganteus* (MP-P 13072; K41-3). Scale bar is 20 μ m long.

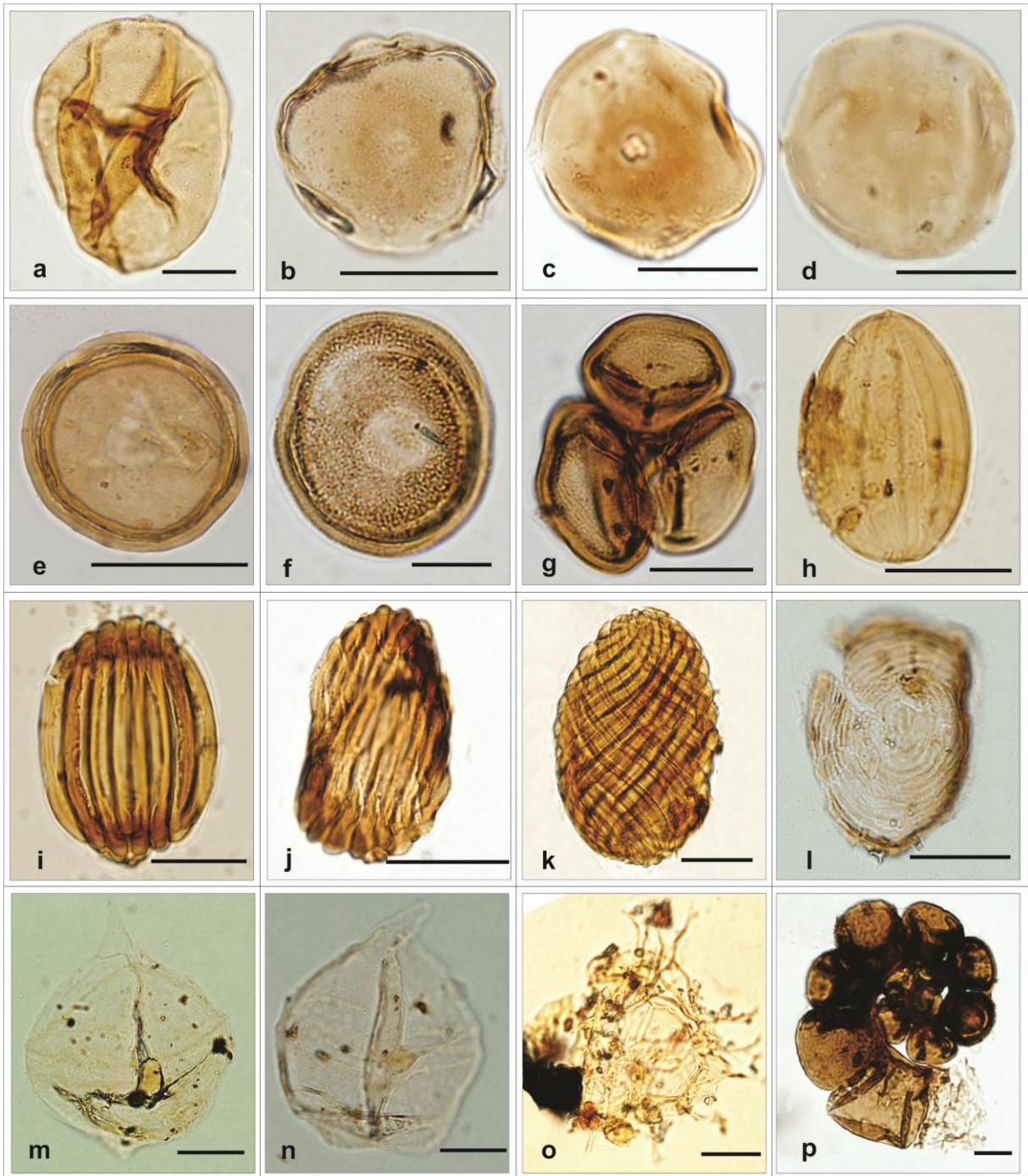


Figure 7. Selected palynomorphs recorded in the Barra Nova Group of the Espírito Santo Basin. (a) *Araucariacites australis* (Slide MP-P 6014; England Finder coordinate: U31-1); (b) *Exesipollenites scabratus* (MP-P 13056; O34-3); (c) *Exesipollenites tumulus* (MP-P 13061; P47); (d) *Exesipollenites laevigatus* (MP-P 13046; O41); (e) *Classopollis* cf. *torosus* (MP-P 13048; F36-4); (f) *Classopollis* cf. *classoides* (MP-P 13061; K37-3); (g) Tetrad of *Classopollis* spp. (MP-P 13061; S57-4); (h) *Equisetosporites* cf. *ovatus* (MP-P 13061; Q45-3); (i) *Gnetaceapollenites retangularis* (MP-P 6014; Q33-2); (j) *Gnetaceapollenites oreadis* (MP-P 13052; X42-2); (k) *Gnetaceapollenites jansonii* (MP-P 13052; N53-4); (l) *Chomotriletes almegrensis* (MP-P 13049; O61-4); (m) *Subtilisphaera scabrata* (MP-P 13072; N37-4); (n) *Subtilisphaera scabrata* (MP-P 13072; H39-3); (o) *Spiniferites* sp. (MP-P 13078; G56-1); (p) Foraminiferal lining (MP-P 13072; H44-3). Scale bar is 20 μ m long.

5. Discussion

5.1 Biostratigraphy

The relative ages assigned to the sections were based mainly on the stratigraphic ranges of palynomorphs compiled from the palynostratigraphy scheme of the Espírito Santo Basin proposed by Botelho Neto (1996). Other zonal models of the basins of Brazil (Antonioli, 2001; Arai, 2007; Dino, 1992; Lana & Roesner, 2002; Lima, 1978; Lima, 1979; Lima, 1980; Regali *et al.*, 1974 a, 1974b; Regali, 1989a) and South America (Archangelsky *et al.*, 1984; Archangelsky *et al.*, 1994; Dueñas Jimenez, 1989; Hengreen & Dueñas Jimenez, 1990) were used to calibrate the ages of certain taxa (Figure 8).

The samples were assigned to palynozones A and B of Botelho Neto (1996) and were assigned ages of late Aptian (Late Alagoas Stage) to early Albian. The late Aptian was the time of final deposition of the evaporites (Itaúnas Member) in the Espírito Santo Basin (França *et al.*, 2007). This timing supports the stratigraphic association between the evaporite layers and the collected samples shown in the lithological profiles in figure 3.

5.1.1 Well BES-01

Six samples between depths of 985.3 m and 896.6 m in well BES-01 contained species of biostratigraphic value. Important taxa such as *Cicatricosisporites venustus*, *Matonisporites silvai*, *Gnetaceapollenites retangularis* and *Subtilisphaera scabrata* were noted in these samples. The first two appear together in palynozones A and B of Botelho Neto (1996), whereas the first occurrence of *Gnetaceapollenites retangularis* is in Palynozone B. The first and last occurrence of *Subtilisphaera scabrata* is restricted to Palynozone B (Botelho Neto, 1996). This finding confirms the findings of Arai (2007), who assigned this dinocyst species to the early Albian of the Espírito Santo Basin. According to others studies, these taxa occur in age-equivalent strata elsewhere in Brazil (Dino, 1992; Lana & Roesner, 2002; Lima, 1978; Regali, 1989a), except that Regali *et al.* (1974 a, 1974b) assigned *Cicatricosisporites venustus* to the Turonian.

The first and last occurrence of *Subtilisphaera scabrata* indicates an early Albian age of the samples from this well. According to Botelho Neto (1996),

palynozone B correlates with the middle part of the *Complicatisaccus cearensis* palynozone developed by Regali (1989a) for the marginal basins of Brazil.

Other taxa identified in the samples but not included in Botelho Neto's (1996) scheme (*Cicatricosisporites brevilaesuratus*, *Exesipollenites laevigatus*) also support this age assignment (Figure 8).

No guide-species were found in the interval between depths of 888.15 m and 827.3 m (six samples) in this well.

5.1.2 Well BES-02

Nine samples from depths of 770.5 m and 686.2 m in well BES-02 contain taxa of biostratigraphic value. *Exesipollenites tumulus* is the unique guide-taxon that occurs only in palynozone A. However, Uesugui & Dino (1989) noted the possibility that the range of *Exesipollenites tumulus* extended to the Late Cretaceous in these marginal basins, and, consistent with these records, other zonal schemes for Brazil extend this species range to later ages (Antonioli, 2001; Dino, 1992; Lima, 1978; Regali, 1989a).

Others index species (*Interulobites triangularis*, *Gnetaceapollenites jansonii* and *Gnetaceapollenites retangularis*) were identified in palynozone B or from palynozone B to higher ages, whereas *Cicatricosisporites venustus*, *Matonisporites silvai*, *Inaperturopollenites simplex* occur in both palynozones (A and B).

Thus, the samples from well BES-02 could be placed in palynozones A and B of Botelho Neto (1996) but yield no age distinction between Late Aptian and Early Albian.

Others taxa identified in the samples but not included in Botelho Neto's (1996) scheme (*Cicatricosisporites brevilaesuratus*, *Cicatricosisporites avnimelechi*, *Klukisporites foveolatus*, *Densoisporites velatus*, *Inaperturopollenites turbatus*, *Exesipollenites laevigatus*, *Exesipollenites scabratus*, *Gnetaceapollenites oreadis*) are consistent with these ages assignments (Figure 8).

No guide-species were found in the interval between depths of 677.5 m and 666.55 m (three samples).

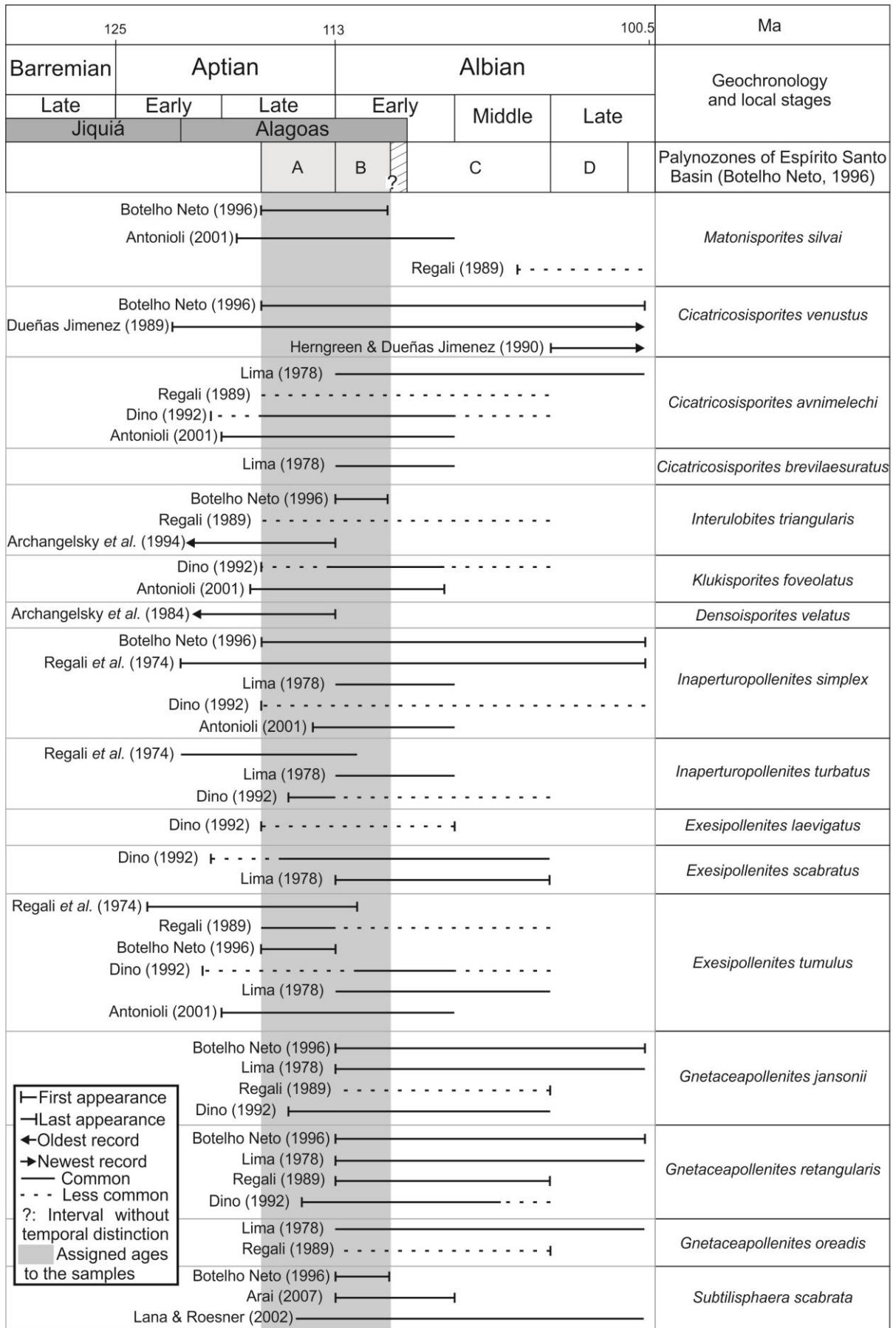


Figure 8. Ranges of certain species of biostratigraphic value identified in wells BES-01 and BES-02 based on records from basins in Brazil and South America.

5.2 Quantitative analysis and paleoenvironments

5.2.1 Well BES-01

Based on the vertical POM distribution, three palynological divisions were defined in well BES-01 (Figure 9). These divisions are presented in ascending order as follows.

The sample from 985.3 m is dominated only by terrestrial elements. Palynomorphs make up less than 10% of the total POM. Pollen grains are the most abundant group and comprise up to 7.5% of the POM (Table 1), and *Classopollis* is the dominant genus (5.38%). Spores make up a very small fraction (0.5%). Phytoclasts are very well represented by opaque (45%) and translucent (35.88%) groups. Amorphous organic matter occurs in aggregates and represents 10.25% of this sample.

The five samples between depths of 980.9 m and 896.6 m are similar and contain marine palynomorphs, foraminifera linings and dinocysts. Among the terrestrial palynomorphs, pollen grains are the most abundant and are dominated by *Classopollis* (up to 19.57% at 896.6 m). Species of *Inaperturopollenites* and *Araucariacites* are subordinate. Spores do not exceed 4% and are represented mainly by *Cicatricosisporites*. Dinocysts are represented exclusively by the genera *Spiniferites* (one specimen) and *Subtilisphaera*, which is present in percentages close to 5%, except at 908.8 m, where it reaches a peak of 23.69% (Table 1). Most of the dinocysts at this depth are damaged. The foraminifera linings occur in low percentages not exceeding 2% at these depths. Opaque and translucent phytoclasts are present in similar percentages (up to 32.59%), except at 896.6 m, where the opaque specimens are more abundant (Figure 9). Amorphous organic matter does not exceed 15% of the total POM, except at two depths (908.8 m and 980.9 m), where it is present in larger amounts, being dominant at 908.8 m (45.88%).

Palynomorphs are extremely scarce between depths of 888.15 m to 827.3 m (6 samples) and are represented by a few specimens records of *Classopollis*. Due to the low number of palynomorphs in this division, no count reached the saturation of 200 palynomorphs. Thus, 500 elements of the POM were counted. In contrast, opaque phytoclasts, mostly corroded and equidimensional, dominate these assemblages. Translucent phytoclasts occur in subordinate numbers. Amorphous

organic matter is present at low percentages not exceeding 6%. Cubic opaque minerals (pyrite) are abundant throughout these samples.

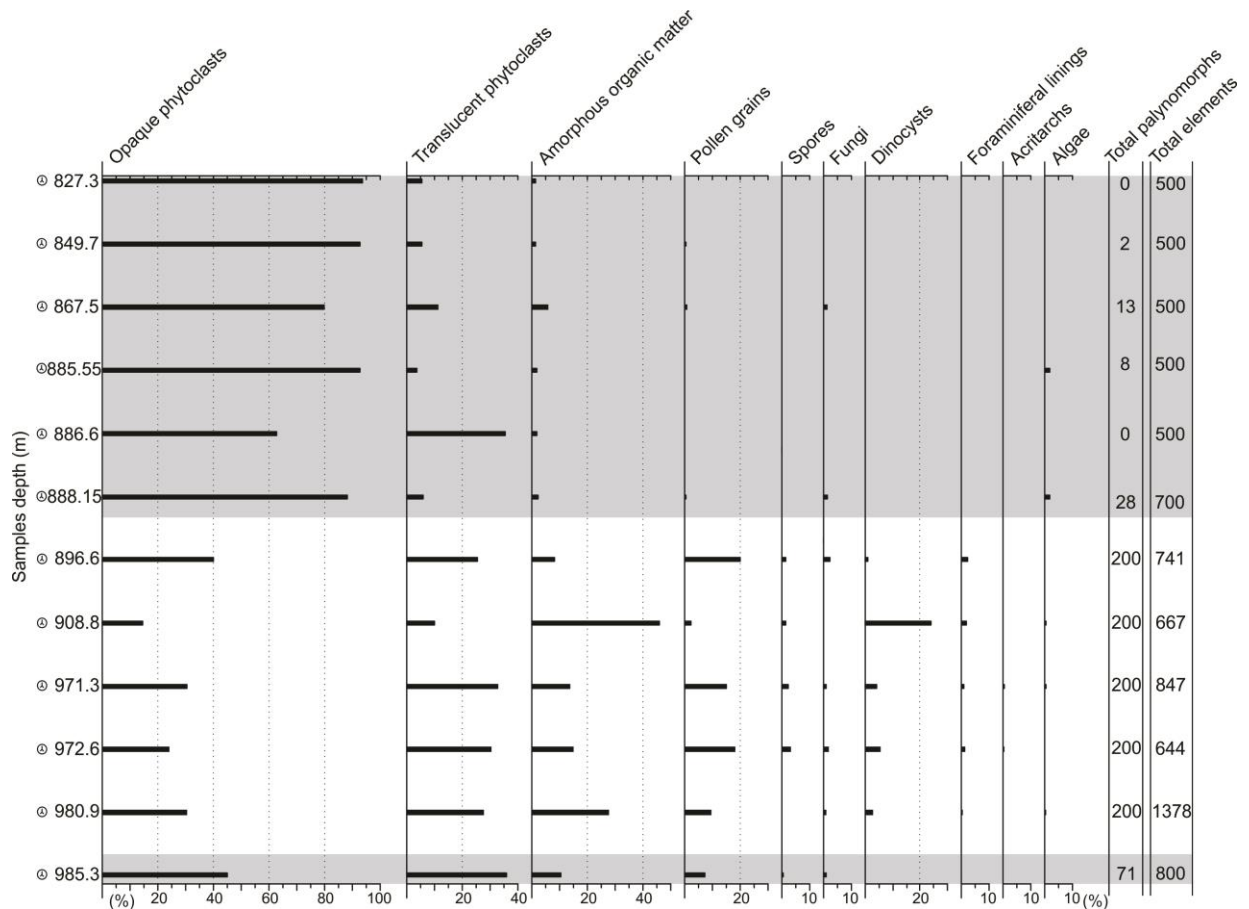


Figure 9. Vertical distribution of type of particulate organic matter in well BES-01. Not to scale.

The lowest division (985.3 m depth) is interpreted as representing a lacustrine/floodplain environment near the coast based on a dominance of pollen grains of coastal plants, a substantial phytoclast influx and an absence of marine components (Figure 10A).

During a relative highstand, the continental environment was influenced by the sea, basen on the presence of marine palynomorphs (dinocysts and foraminiferal linings) in the intermediate division (between depths of 980.9 m and 896.6 m). Nevertheless, the influx of terrestrial phytoclasts and pollen grains was large in this interval, indicating an environment near the coast (Tyson, 1993) (Figure 10B). In this transgressive system, dinocysts of the genus *Subtilisphaera* are abundant. According to Arai *et al.* (1994a) and Pedrão & Lana (2000), *Subtilisphaera* is regarded as an indicator of the first Mesozoic marine ingressions in the marginal basins of Brazil.

Palynological samples with monospecific *Subtilisphaera* assemblages reflect deposition in a shallow epicontinental sea influenced by terrigenous influx. According to Jain & Millepied (1975), the predominance of dinocysts with thin small walls, such as *Subtilisphaera*, indicate a low-salinity marginal marine environment such as an estuary or lagoon.

In the sample from a depth of 908.8 m, terrestrial palynomorphs are less abundant and *Subtilisphaera* predominates together with amorphous organic matter. However, most of the specimens of this genus are fragmented, impeding a more-precise taxonomic assignment. The abundance of *Subtilisphaera* and the absence of other dinocysts in this sample are consistent with the description of the *Subtilisphaera* spp. Ecozone. This finding may represent the first record of this ecozone in the Espírito Santo Basin and thus its southernmost occurrence along the Brazilian Atlantic margin. Previously, this ecozone was noted only in basins farther north, such as the São Luís, Ceará, Potiguar, Parnaíba, Araripe and Almada basins (Antonioli, 2001; Antonioli & Arai, 2002; Arai *et al.*, 1994a; Arai, 2007; Pedrão & Lana, 2000; Regali, 1989b). According to Arai *et al.* (1994a), an Albian section in the Espírito Santo Basin yielded samples rich in *Subtilisphaera*, but they were not correlated to the *Subtilisphaera* Ecozone due to the presence of approximately ten other genera of dinocysts in the same assemblages.

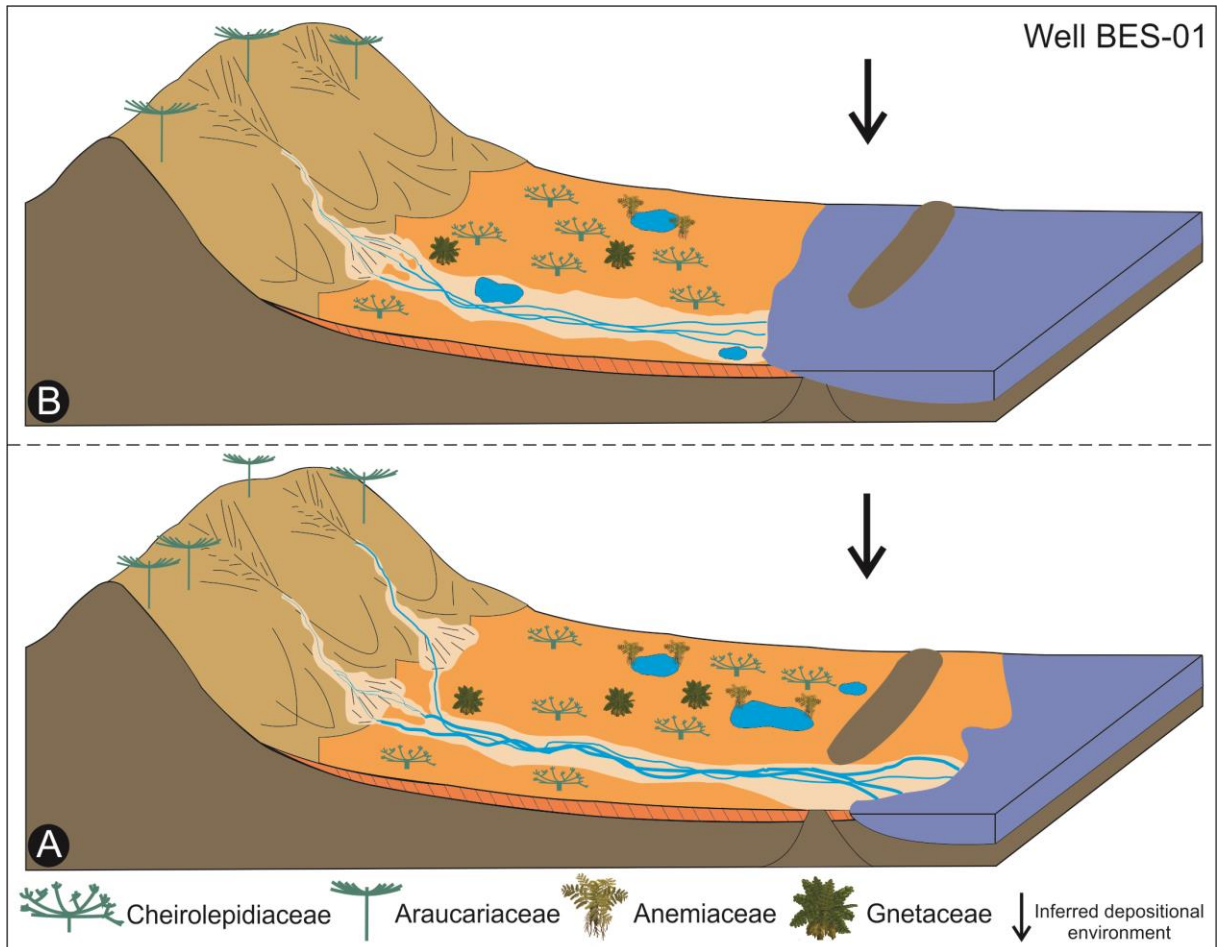


Figure 10. Paleoenvironmental conditions during the deposition of samples from well BES-01 from the Barra Nova Group (Espírito Santo Basin). A: Base sample deposited in a coastal environment. B: Intermediate division deposited in a restricted marine environment.

The increase in the percentage of terrestrial components (phytoclads and palynomorphs) and the abrupt decrease in marine palynomorphs in the assemblage in the sample from a depth of 896.6 m indicate a waning marine influence and deposition in shallow marine conditions as a result of a relative sea-level fall.

The upper division in well BES-01 (888.15 m to 827.3 m) is characterized by an abundance of opaque corroded and equidimensional phytoclads with transport features. Few *Classopollis* pollen grains (at maximum of three specimens per level) and no marine components were noted in the samples. The lithology of this division consists mainly of interbedded nonmarine sandstone and pelite. According to Tyson (1993), phytoclads are the most abundant element of POM in oxidizing situations, where the highly resistant nature of lignin causes woody debris to be the only organic

material to survive. Opaque minerals (mainly pyrite) are very abundant in these samples, and this presence is commonly used as an indicator of anoxic conditions (Hofmann *et al.*, 2000; Raiswell and Berner, 1985; Wignall *et al.*, 2005).

Botelho Neto (1996) noted certain levels containing few or no palynomorphs in Albian samples from the Espírito Santo Basin as result of degradation of organic-walled microfossils due to percolation of meteoric waters through the sandy layers of the São Mateus Formation. This interpretation can be applied to the uppermost samples from this well, in which more-resistant components (phytoclasts and opaque minerals) were preserved.

A warm, relatively dry local paleoclimate likely dominated during the deposition of this section of well BES-01, based on the abundance of *Classopollis*, which is linked to the extinct family of Cheirolepidiaceae. This family inhabited warm low-latitude areas and coastal environments ranging from dense tropical forests to marginal regions of lakes and rivers (Alvin, 1982; Vakhrameyev, 1970). The high percentage of this genus in the palynological assemblages in the Aptian-Albian Brazilian basin deposits was regarded as indicating deposition in warm climate, tending toward aridity (Carvalho *et al.*, 2017; Lima, 1983). *Classopollis* is commonly associated with shallow marine to lagoonal depositional environments and often with evaporites (Doyle *et al.*, 1982; Lima, 1976; Vakhrameev, 1970).

The antagonistic relationship between *Classopollis* and spores, which are present at low abundances, could represent restricted humid ecologic niches located near the depositional environment (Carvalho, 2001). The spore-producing plants might have inhabited areas bordering water bodies (rivers or lakes). The genus *Cicatricosisporites* related to the Anemiaceae family is the most common genus in this group. According to Duarte *et al.* (2012), Anemiaceae is an indicator of moderately humid environments associated with other smooth and ornate triletes.

5.2.2 Well BES-02

The palynologic assemblages in well BES-02 are dominated by terrestrial components. Eight levels contain highly diverse of pollen grains and spores, one contains abundant amorphous organic matter and few pollen grains, and three are

sterile (Figure 11). Based on their quantitative distribution, four palynological divisions were defined as follows.

The assemblages between depths of 770.5 m and 729 m (5 samples) are similar in that they contain diverse species of terrestrial elements. Pollen grains dominate the palynomorphs and represent fractions ranging from 15.46% to 53.26% (Table 2). *Classopollis* is the dominant genus and peaks in abundance in the sample from 729 m (46.74%); it sometimes occurs in tetrads. Species of *Inaperturopollenites*, *Araucariacites*, *Equisetosporites* and *Exesipollenites* are subordinate, and spores do not exceed 3% (Table 2). Phytoclasts are very well represented by translucent (ranging from 32% to 50%) and opaque specimens (< 24%); amorphous organic matter (< 15%) is also present.

The sample from 727.8 m contains high amount of amorphous organic matter (69.6% of 500 elements counted) and few palynomorphs (only 8 specimens); translucent and opaque phytoclasts are subordinate (< 17%).

The three samples from depths between 708.7 m and 686.2 m are similar. This division is characterized by diversified assemblages of continental palynomorphs very similar to those in the samples between 770.5 m and 729 m (basal division). The pollen grains are more abundant than the spores. *Classopollis* is abundant (up to 26.04%). The spores are particularly scarce (2% to 4%) but are more common here than in other samples (Table 2). Fungi spores are also scarce (< 2%). The phytoclasts are very well represented, ranging from 57% to 72%. Translucent and opaque phytoclasts are present in nearly equal percentages. Amorphous organic matter does not exceed 11% of the POM.

Palynomorphs are extremely scarce between depths of 677.5 m and 666.55 m (3 samples). The main characteristics of this division are an abundance of opaque phytoclasts (up to 90% of the POM), most of which are largely corroded, and the presence of cubic opaque minerals (pyrite). Amorphous organic matter is scarce (less than 1%) or absent.

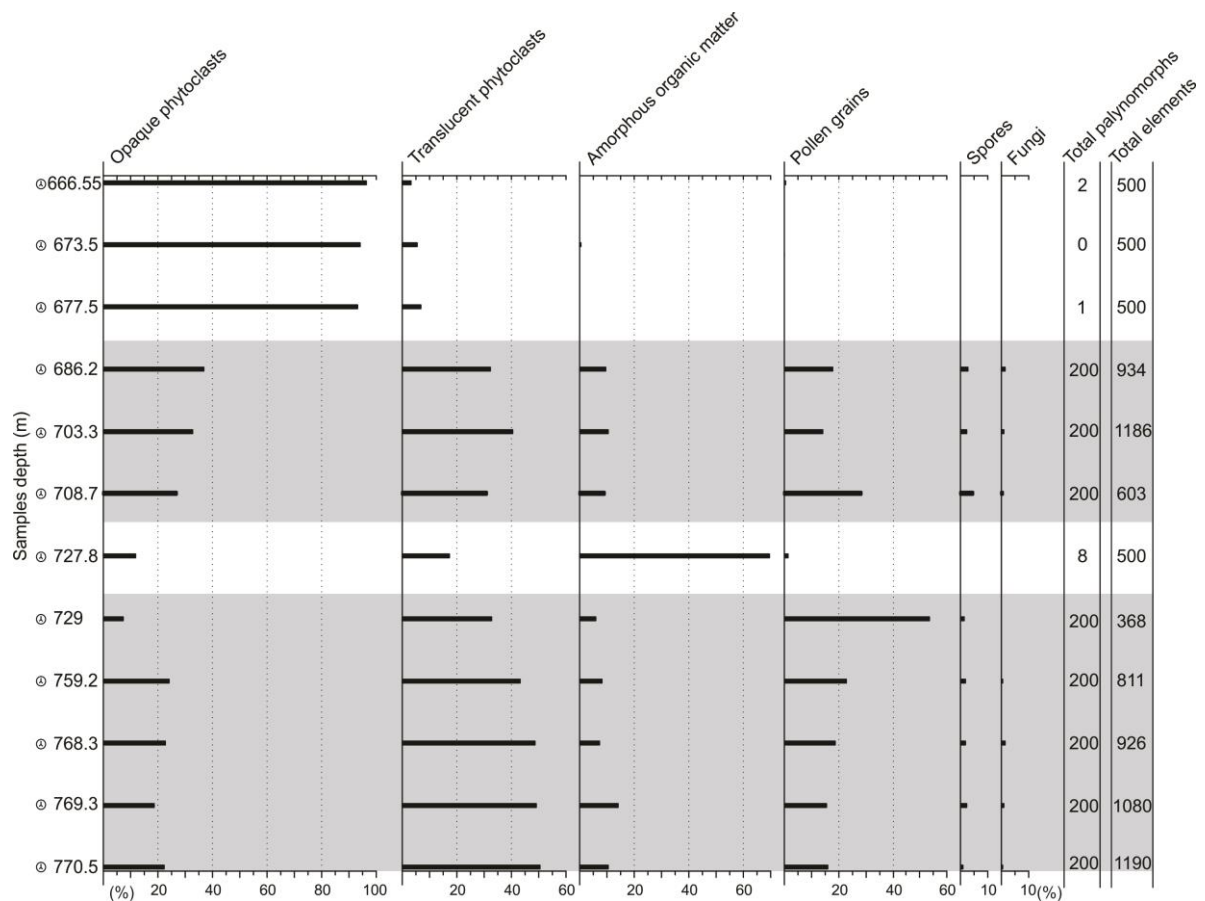


Figure 11. Vertical distribution of types of particulate organic matter in well BES-02. Not to scale.

The basal division and the division between 708.7 m and 686.2 m yielded similar results: large percentages of rimulate pollen grains (including tetrads) and a greater abundance of translucent phytoclasts than opaque ones, indicating a proximal-continental depositional environment (Tyson, 1993) (Figure 12).

Classopollis is the most common genus of terrestrial plant, suggesting deposition near the Cheirolepidiaceae-producing-plants. The Cheirolepidiaceae and the *Exesipollenites*-producing-plants were adapted to an arid climate and hypersaline soils (Doyle *et al.*, 1982). Less abundant are ephedroid-type pollen grains (*Gnetacepollenites* and *Equisetosporites*), related to the extant gymnosperms *Ephedra* and *Welwitschia*, which are more common in arid to semi-arid climates (Carvalho, 2001). This pollen content indicates a predominantly warm climate tending toward aridity, as was noted in the discussion of samples from well BES-01.

Araucariacites (related to the Araucariaceae family of conifers) is a rare genus in these samples. According to Dutra & Stranz (2009) and Carvalho *et al.* (2017), the Araucariaceae are characteristic of humid climates mainly in higher areas during the

Cretaceous. Due to the predominantly dry climate in the coastal environment during this period, their pollen grains were probably transported from higher elevations, resulting in their scarcity in the samples. Plants producing the inaperturate pollen grains and fern spores are related to humid conditions, present in low amounts, represented mainly by the genera *Cicatricosisporites*, *Cyathidites*, *Deltoidospora* and *Matonisporites*.

The palynologic content of the sample from 727.8 m is distinctive and is interpreted as representing a subaqueous low-energy depositional environment (dysoxic conditions) (Tyson, 1993).

The upper division is composed of sterile samples as was noted in the upper portion of well BES-01. The lithology is characterized mainly by interbedded sandstones, conglomerates and pelites deposited in a continental environment. The absence of palynomorphs is also a result of taphonomic processes (strong oxidation).

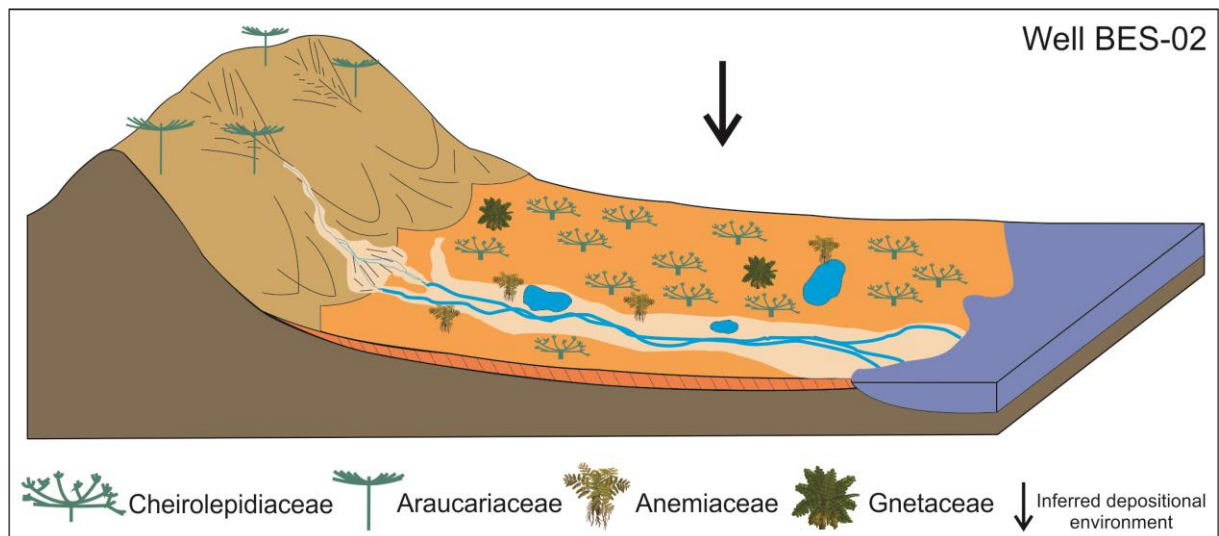


Figure 12. Paleoenvironmental conditions during deposition in a continental environment represented by samples from well BES-02 from the Barra Nova Group (Espírito Santo Basin).

5.3 Palynofloral Province

The breakup of the Gondwana Supercontinent intensified global paleogeographic changes during the Cretaceous and resulted in plate movements, volcanism and rising mountain ranges (Smith *et al.*, 1990). These transformations affected the dispersal of organisms, marked the paleogeographic distribution of

spores and pollen grains in both hemispheres (Herngreen *et al.*, 1996) and restricted several groups to certain climatic belts or caused their geographic isolation (Stewart, 1993; Vakhrameev, 1991).

The marginal basins of Brazil were directly affected by these changes as result of the Atlantic Ocean's opening and their deposits recorded the signatures of climate variations that controlled the paleofloral patterns (Figure 13). Several palynofloral provinces were recorded in the local Cretaceous deposits, based on their quantitative and qualitative contents of spores and pollen grains.

The *Dicheiropollis etruscus*/*Afropollis* Province was named by Herngreen *et al.* (1996) after a redefinition of the old West African-South American (WASA) Province of Herngreen & Chlonova (1981) identified in Lower Cretaceous deposits in several basins of northeastern Brazil (Dino *et al.*, 1994; Lima & Boltenhagen, 1981, Regali & Viana, 1989; Regali, 2007); in Senegal, Congo and Gabon in West Africa (Doyle, 1982; Herngreen & Chlonova, 1981); and in China (Li & Batten (2011)). This province is characterized by a predominance of the coniferous Cheirolepidiaceae *Classopollis* genus (up to 80%) along with the other gymnosperm pollen grains such as *Callialasporites*, *Exesipollenites*, *Araucariacites*, *Inaperturopollenites* and *Gnetaceaepollenites*. Bisaccate pollen grains are less common, and monosulcate and spores are subordinate (Dino *et al.*, 1994; Herngreen *et al.*, 1996). The samples analyzed in our study present all these quantitative features, but monosulcate pollen grains were not recorded, and spores are scarce.

Diagnostic species of the *Dicheiropollis etruscus*/*Afropollis* Province, such as *Dicheiropollis etruscus*, *Tucanopollis crisopolensis*, *Afropollis* spp., *Complicatisaccus cearensis* and *Sergipea* spp., were not identified in our samples. Most of these taxa are present in variable quantities among the marginal basins of Brazil and vary in terms of their stratigraphic ranges in the Lower Cretaceous (e.g., Regali, 1987a, 1987b) (Figure 13). These patterns reflect gradual changes in the paleoflora, as discussed by Herngreen *et al.* (1996). The samples from the Espírito Santo Basin that we studied likely recorded the final presence of the *Dicheiropollis etruscus*/*Afropollis* Province. The predominance of pollen grains groups produced by xerophytic vegetation, such as the Cheirolepidiaceae and Gnetales families, attest to the predominantly warm climate in this province (Dino *et al.*, 1994). A correlation with

the Elaterates Province is refuted mainly by the absence of elater-bearing taxa and angiosperm pollen grains.

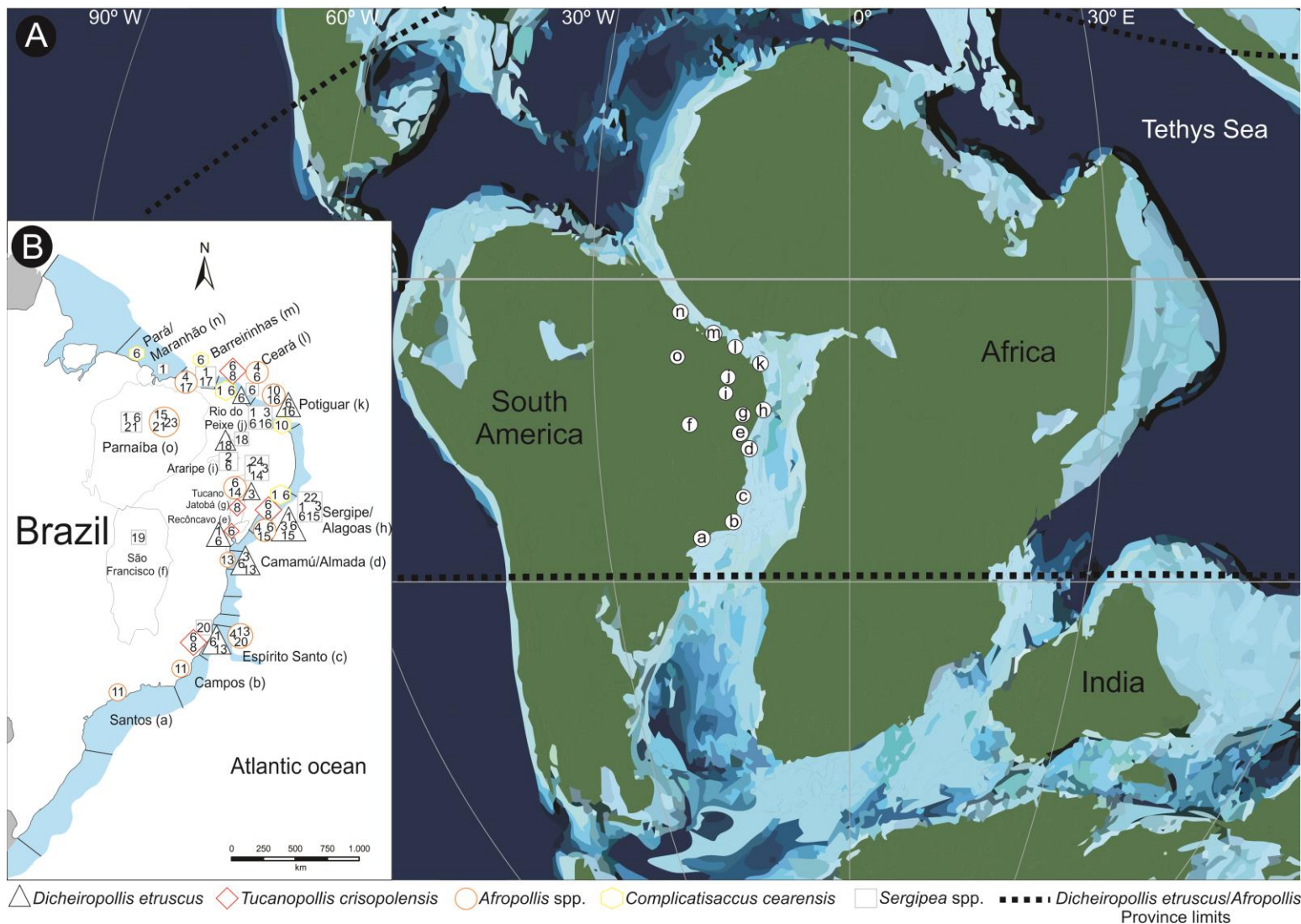


Figure 13. A) Paleogeographic reconstitution of the Lower Cretaceous (modified from Scotese, 2014). The letters from a to n represent the basins mentioned in the figure: (a) Santos Basin; (b) Campos Basin; (c) Espírito Santo Basin; (d) Camamú/Almada Basin; (e) Reconcavo Basin; (f) São Francisco Basin; (g) Tucano/Jatoba Basin; (h) Sergipe/Alagoas Basin; (i) Araripe Basin; (j) Rio do Peixe Basin; (k) Potiguar Basin; (l) Ceará Basin; (m) Barreirinhas Basin; (n) Pará/Maranhão Basin. B) Occurrences of the diagnostic taxa of the *Dicheiropollis etruscus* / *Afropollis* Province in the Brazilian basins according to literature: 1. Regali *et al.* (1974 a, 1974b); 2. Lima (1978); 3. Lima & Boltengathen (1981); 4. Doyle *et al.* (1982); 5. Lima & Coelho (1987); 6. Regali & Viana (1989); 7. Arai *et al.* (1989); 8. Regali (1989a); 9. Regali (1989c); 10. Dino (1992); 11. Arai *et al.* (1994b); 12. Dino *et al.* (1994); 13. Richter *et al.* (1994); 14. Moura *et al.* (1994); 15. Cassab *et al.* (1994); 16. Santos *et al.* (1994); 17. Uesugui & Dino (1994); 18. Hessel *et al.* (1994); 19. Carvalho *et al.* (1994); 20. Botelho Neto (1996); 21. Antonioli (2001); 22. Carvalho (2001); 23. Ferreira *et al.* (2016); 24. Nascimento *et al.* (2017).

6. Conclusions

Samples from two wells (BES-01 and BES-02) drilled in the onshore portion of the northern part of the Espírito Santo Basin yielded well-preserved assemblages of palynomorphs, which were used to determine relative ages and correlations. Furthermore, the total particulate organic matter content was analyzed in terms of frequency to develop paleoenvironmental interpretations.

Among the palynomorphs, gymnosperm pollen grains are dominant in both wells and are represented mainly by an abundance (81.25% to 96.68% of pollen grains in fertile samples) and diversity of *Classopollis* (6 species); other gymnosperm pollen grains (e.g., *Inaperturopollenites*, *Exesipollenites*, *Gnetaceapollenites*) and pteridophytic spores are subordinate; angiosperm pollen grains were not recorded. Dinocysts (mainly *Subtilisphaera*) and foraminifera linings are restricted to certain depths in well BES-01. A distinctive monospecific assemblage of the *Subtilisphaera* in some samples represents the first known record of the *Subtilisphaera* Ecozone in the Espírito Santo Basin.

The palynologic assemblages indicate an early Albian age of the samples from well BES-01 based on the range of *Subtilisphaera scabrata* and the first and/or last occurrences of *Matonisporites silvaei*, *Gnetaceapollenites retangularis* and *Cicatricosisporites venustus*. The samples from well BES-02 are assigned a late Aptian to early Albian age, without distinction, based on the first and/or last occurrences of *Interulobites triangularis*, *Gnetaceapollenites jansonii*, *Gnetaceapollenites retangularis*, *Exesipollenites tumulus*, *Matonisporites silvaei*, *Inaperturopollenites simplex* and *Cicatricosisporites venustus*. Although various biostratigraphic data from the Brazilian marginal basins were considered, these age assignments are derived mainly from the informal biozonation of the Lower Cretaceous-Oligocene section of the Espírito Santo Basin developed by Botelho Neto (1996). However, a correlation between both sections was not discarded because most of the palynologic assemblage is common to both. *Exesipollenites tumulus* was used as a guide for the Aptian assignment (BES-02), but the range of this taxon is known to extend up into the Upper Cretaceous sections of certain basins of Brazil not far from the Espírito Santo Basin, such as the Campos and Santos basins.

Based on the comparison of the palynological contents of both wells, the depositional environment of both sections was interpreted as a coastal region that was episodically influenced by epicontinental transgressions under shallow and restricted conditions. Assemblages bearing the dinocyst *Subtilisphaera* along with important inputs of continental palynomorphs and phytoclasts support these paleoenvironmental interpretations. A carbonate sequence of grainstones and mudstones confirms this marine incursion represented by the basal portion of well BES-01. In contrast, continental siliciclastic packages of sandstones interbedded with fine-grained rocks predominate in the upper portion of well BES-01 and in well BES-02.

This coastal paleoenvironment contained scattered water bodies (rivers and/or lakes), where spore-producing plants grew in wetlands along the banks and in nearby higher-elevation areas. The input from the latter areas is related to the genus *Araucariacites*, which is represented at a low frequency (< 4% of the pollen grains) in some of the assemblages.

A warm dry local paleoclimate prevailed based on the abundance of the genus *Classopollis* and the presence of Gnetales pollen grains (*Gnetaceapollenites* and *Equisetosporites*); the low frequency of other sporomorphs related to ferns are attributed to certain restricted soils. The evaporite layers at the bases of both wells supports these paleoenvironmental interpretations. The assemblages are believed to represent the final presence of the *Dicheiropollis etruscus/Afropollis* Province, which is well documented in several marginal basins of Brazil and Africa and is defined by a gymnosperm paleoflora that was strongly adapted to warm, dry climate conditions.

This work contributes to a better understanding of the palynologic succession in the Cretaceous sections of Brazil's marginal basins. Important hydrocarbon fields associated with salt deposits have been discovered in these basins, but few biostratigraphical studies of their deposits have been published.

7. Acknowledgments

The authors thank to Elizabete Pedrão Ferreira (Petrobras S.A.) for significant discussion on the theme, the *Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico* (CNPq proc. 132262/2015-0) and *Shell Brasil Petróleo Ltda.* for scholarships. This work was developed as part of the Master Degree of the first author at the *Programa de Pós-graduação em Geociências*, of the *Universidade Federal do Rio Grande do Sul*.

8. References

- Alvin, K.L., 1982. Cheirolepidiaceae: biology, structure and paleoecology. Review of Palaeobotany and Palynology. 37 (1-2), 71-98.
- Antonioli, L., 2001. Estudo palino-cronoestratigráfico da Formação Codó–Cretáceo inferior do nordeste brasileiro. PhD thesis. Universidade Federal do Rio de Janeiro-UFRJ, Rio de Janeiro-RJ, Brazil. 265p. [Unpublished].
- Antonioli, L., Arai, M., 2002. O registro da Ecozona *Subtilisphaera* na Formação Codó (Cretáceo Inferior da Bacia do Parnaíba, Nordeste do Brasil): seu significado paleogeográfico. Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil. 6, 25-30.
- Antunes, R.L., 1987. Bioestratigrafia dos nanofósseis calcários Meso e Neocretáceo da porção emersa da Bacia do Espírito Santo. Boletim de Geociências da Petrobras. 1 (1), 2-11.
- Arai, M., Hashimoto, A.T., Uesugui, N., 1989. Significado cronoestratigráfico da associação microflorística do Cretáceo Inferior do Brasil. Boletim de Geociências da Petrobras. 3 (1/2), 87-103.
- Arai, M., Lana, C.C., Pedrão, E., 1994a. Ecozona *Subtilisphaera* spp.: Registro eocretáceo de um importante episódio ecológico do Oceano Atlântico primitivo. Acta Geológica Leopoldensia. 17 (39/2), 521-538.
- Arai, M., Azevedo, R.L.M., Dias-Brito, D., Gomide, J., Hashimoto, T., Moura, J.A., Richter, J., Silva-Telles, A.C., Uesugui, N., Viviers, M.C., 1994b. The offshore basins of the Eastern Margin. In: Beurlen, G., Campos, D.A., Viviers, M.C. (Eds.). Stratigraphic Range of cretaceous mega-and microfossils of Brazil, 1 ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil. 25-64.
- Arai, M., Botelho Neto, J., 1996. Biostratigraphy of the marine Cretaceous of the southern and southeastern Brazilian marginal basins, based on dinoflagellates. 39º Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, BA. Anais SBG 7, 408-410.
- 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 o ponto de vista paleoceanográfico e paleobiogeográfico. PhD thesis. Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre-RS, Brazil. 241p. [Unpublished].

- Archangelsky, S., Baldoni, A., Gamarro, J.C., Seiler, J., 1984. Palinología estratigráfica del Cretácico de Argentina austral, III. Distribución de las especies y conclusiones. *Ameghiniana*. 21, 15-33.
- Archangelsky, S., Bellosi, E.S., Jalfin, G.A., Perrot, C., 1994. Palynology and alluvial facies from the mid-Cretaceous of Patagonia, subsurface of San Jorge Basin, Argentina. *Cretaceous Research*. 15(2), 127-142.
- Botelho Neto, J., 1996. Porção Norte da plataforma de Regência, Bacia do Espírito Santo: caracterização palinoestratigráfica e evolução paleoambiental. MSc Thesis. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro-RJ, Brazil. 163p. [Unpublished].
- Carvalho, I.S., Cassab, R.T., Ferreira, C.S., 1994. The Parnaíba Basin. In: Beurlen, G., Campos, D.A., Viviers, M.C. (Eds.). *Stratigraphic Range of cretaceous mega-and microfossils of Brazil*, 1 ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil. 371-391.
- Carvalho, M.A., 2001. Paleoenvironmental reconstruction based on palinological and palynofacies analyses of the Aptian-Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern, Brazil. PhD Thesis. Universität Heidelberg, Heidelberg, Germany. 150p. [Unpublished].
- Carvalho, M.A., Lana, C.C., Bengtson, P., Sá, N.P., 2017. Late Aptian (Cretaceous) climate changes in northeastern Brazil: A reconstruction based on indicator species analysis (IndVal). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*: 485, 543-560.
- Cassab, R.C.T., Santos, M.E.C.M., Fernandes, A.C.S., Brito, I.M., Carvalho, I.S., Coimbra, J.C., Moura, J.A., Duarte, L., Freitas, L.C.S., Hessel, M.H.R., Carvalho, M.S.S., Viviers, M.C., Uesugui, N., 1994. The Sergipe-Alagoas Basin. In: Beurlen, G., Campos, D.A., Viviers, M.C. (Eds.). *Stratigraphic Range of cretaceous mega-and microfossils of Brazil*, 1 ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil. 161-231;
- Dino, R., 1992. Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia da Formação Alagamar, Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. PhD Thesis. Universidade de São Paulo, São Paulo-SP, Brazil. 300p. [Unpublished].
- Dino, R., Lima M.R., Saad, A.R., 1994. Caracterização da província microflorística cretácea afro-sul-americana no Brasil. *Boletim do 3º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*, UNESP, São Paulo. 1, 201-203.

- Dino, R., Silva-Telles, A.C., Shimabukuro, S., Uesugui, N., Viviers, M.C., Wanderley, M.D., 1994. The offshore basins of the Equatorial Margin. In: Beurlen, G., Campos, D.A., Viviers, M.C. (Eds.). Stratigraphic Range of cretaceous mega- and microfossils of Brazil, 1 ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil. 65-101.
- Doyle, J.A., Jardiné, S., Doerenkamp, A., 1982. '*Afropollis*', a new genus of early angiosperm pollen, with notes on the cretaceous palynostratigraphy and paleoenvironments of Northern Gondwana. Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf-Aquitaine. 6, 39-117.
- Duarte, S.G., Arai, M., Wanderley, M.D., 2012. Significado paleoambiental da família Anemiaceae no Cretáceo do Brasil: inferências a partir de dados palinológicos. Revista do Instituto Geológico. 33 (2), 1-12.
- Dueñas Jimenez, H.D., 1989. Presencia del género *Afropollis* en Colombia. Boletim IG-USP, Publicação Especial. 7, 155-161.
- Dutra, T.L., Stranz, A., 2009. Biogeografia, evolução e ecologia da família Araucariaceae: o que mostra a Paleontologia. In: Fonseca, C.R., Souza, A.F., Leal-Zanchet, A.M., Dutra, T.L., Backes, A., Ganade, G. (Eds.), Floresta com Araucária: Ecologia, Conservação e Desenvolvimento Sustentável. Holos Editora. 15-33.
- Ferreira, N.N., Ferreira, E.P., Ramos, R.R., Carvalho, I.S., 2016. Palynological and sedimentary analysis of the Igarapé Ipiranga and Querru 1 outcrops of the Itapecuru Formation (Lower Cretaceous, Parnaíba Basin), Brazil. Journal of South American Earth Sciences. 66, 15-31.
- França, R.L., Del Rey, A.C., Tagliari, C.V., Brandão, J.R., Fontanelli, P.D.R., 2007. Bacia do Espírito Santo. Boletim de Geociências da Petrobras. 15, 501-509.
- Guerra, R.M., Tokutake, L.R., 2011. Evolução do conhecimento biocronoestratigráfico do Cretáceo nas bacias marginais brasileiras baseado em nanofósseis calcários. Terrae Didactica. 7 (1), 41-48.
- Herngreen, G.F.W., Dueñas Jimenez, H., 1990. Dating of the Cretaceous Ure Formation, Colombia and the relationship with the Albian-Cenomanian African-South American microfloral province. Review of Palaeobotany and Palynology. 66 (3-4), 345-359.
- Herngreen, G.F.W., Chlonova, A.F., 1981. Cretaceous microfloral provinces. Pollen et spores. 23, 441-555.

- Herngreen, G.F.W., Kedves, M., Rovnina, L.V., Smirnova, S.B., 1996. Cretaceous palynofloral provinces: a review. *Palynology: principles and applications*. 3, 1157-1188.
- Hessel, M.H.R., Lima, M.R., Carvalho, I.S., Fernandes, A.C.S., 1994. The Rio do Peixe Basin. In: Beurlen, G., Campos, D.A., Viviers, M.C. (Eds.). *Stratigraphic Range of cretaceous mega-and microfossils of Brazil*, 1 ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil. 353-370.
- Hofmann, P., Ricken, W., Schwark, L., Leythaeuser, D., 2000. Carbon–sulfur–iron relationships and $\delta^{13}\text{C}$ of organic matter for late Albian sedimentary rocks from the North Atlantic Ocean: paleoceanographic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 163 (3), 97-113.
- Jain, K.P. Millepied, P., 1975. Cretaceous microplankton from Senegal basin, W. Africa, Pt. II. Systematics and Biostratigraphy. *Geophytology*. 5 (2), 126-171.
- Lana, C.C., Roesner, E.H., 2002. Biocronoestratigrafia de dinoflagelados da seção cretácea marinha das bacias do Ceará e Potiguar, margem equatorial brasileira. *Boletim do 6º Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*. 239-245.
- Lana, C.C., Beurlen, G., 2007. Microbioestratigrafia do Mesozóico-Cenozóico brasileiro: um passeio pelo tempo. *Anuário do Instituto de Geociências*. 30 (1), 207-209.
- Li, J., Batten, D.J., 2011. Early Cretaceous palynofloral provinces in China: western additions. *Island Arc*. 20 (1), 35-42.
- Lima, M.R., 1976. O gênero *Classopollis* e as bacias mesozóicas do Nordeste do Brasil. *Ameghiniana*. 13, 226-234.
- Lima, M.R., 1978. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). Introdução geológica e descrição sistemática dos esporos da subturma Azonotriletes. *Ameghiniana*. 15 (3/4), 333-365.
- Lima, M.R., 1979. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). II descrição sistemática dos esporos da subturma Zonotriletes e turma Monoletes, e dos Polens das turmas Saccites e Aletes. *Ameghiniana*. 16 (1/2), 27-63.
- Lima, M.R., 1980. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). III descrição sistemática dos Polens da turma Plicates (Subturma Costates). *Ameghiniana*. 17 (1), 15-47.

- Lima, M.R., Boltenhagen, E., 1981. Estudo comparativo da evolução das microfioras afro-sul-americanas, Cretáceo Inferior. Anais do 2º Congresso Latino-Americano de Paleontologia, Porto Alegre, Brazil. 331-341.
- Lima, M.R., 1983. Paleoclimatic reconstruction of the Brazilian Cretaceous based on palynological data. *Revista Brasileira de Geociências*, 13 (4), 223-228.
- Lima, M.R., Coelho, M.P.C.A., 1987. Estudo palinológico da sondagem estratigráfica de Lagoa do Forno, bacia do Rio do Peixe, cretáceo do nordeste do Brasil. *Boletim IG-USP. Série Científica*. 18, 67-83.
- Moura, J.A., Arai, M., Brito, I.A.M., Campos, D.A., Carvalho, M.S.S., Cassab, R.C.T., Coimbra, J.C., Duarte, L., Hashimoto, A.T., Lima, M.R., Santos, M.E.M., 1994. The Recôncavo-Tucano-Jatobá Basin. In: Beurlen, G., Campos, D.A., Viviers, M.C. (Eds.). *Stratigraphic Range of cretaceous mega-and microfossils of Brazil*, 1 ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil. 125-160.
- Müller, H., 1966. Palynological investigations of Cretaceous sediments in northeastern Brazil. In: *West African Micropaleontological Colloquium*, 2, Ibadan, Proceedings, Leiden, Holand. 123-136.
- Nascimento, L.R.D.S.L., Tomé, M.E., Barreto, A.M., Oliveira, D.H., Neumann, V.H., 2017. Biostratigraphic analysis based on palynomorphs and ostracods from core 2-JNS-01PE, Lower Cretaceous, Jatobá Basin, northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 76, 115-136.
- Noguti, I., Santos, J.D., 1972. Zoneamento preliminar por foraminíferos planctônicos do Aptiano ao Mioceno na plataforma continental do Brasil. *Boletim Técnico da Petrobras*. 15 (3), 265-283.
- Pedraõ, E., Lana, C.C., 2000. Ecozona *Subtilisphaera* e seu registro nas bacias brasileiras. *Revista Universidade de Guarulhos, Geociências*. V (nº especial), 81-85.
- Piovesan, E.K., Nicolaidis, D.D., Fauth, G., Viviers, M.C., 2013. Ostracodes from the Aptian–Santonian of the Santos, Campos and Espírito Santo basins, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. 48, 240-254.
- Raiswell, R., Berner, R.A., 1985. Pyrite formation in euxinic and semi-euxinic sediments. *American Journal of Science*. 285 (8), 710-724.
- Regali, M.S.P., Uesugui, N., Santos, A.S., 1974a. Palinologia dos Sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (I). *Boletim Técnico da Petrobras*. 17 (3), 177-190.

- Regali, M.S.P., Uesugui, N., Santos, A.S., 1974b. Palinologia dos Sedimentos Mesozoóicos do Brasil (II). Boletim Técnico da Petrobras. 17 (4), 263-301.
- Regali, M.S.P., 1987a. O gênero *Sergipea* e a sua estratigrafia no Eocretáceo do Brasil. In: Anais do X Congresso Brasileiro de Paleontologia, Rio de Janeiro, Brazil. 2, 615-623.
- Regali, M.S.P., 1987b. O gênero *Afropollis*, Doyle, Jardiné et Doerenkamp, 1982 e sua distribuição no Cretáceo do Brasil. In: Anais do X Congresso Brasileiro de paleontologia, Rio do Janeiro, Brazil. 2, 625-635.
- Regali, M.S.P., 1989a. *Complicatisaccus cearensis*: uma palinozona do Eocretáceo do Brasil. In: Anais do 11º Congresso Brasileiro de Paleontologia, Curitiba, Brazil. 1, 235-274.
- Regali, M.S.P., 1989b. Primeiros registros da transgressão neo-aptiana na margem equatorial brasileira. In: Anais do 11º Congresso Brasileiro de Paleontologia. Curitiba, Brazil. 1, 275-293.
- Regali, M.S.P., 1989c. *Tucanopollis*, um gênero novo das angiospermas primitivas. Boletim de Geociências da Petrobras. 3 (4), 395-402.
- Regali, M.S.P., Viana, C.F., 1989. Sedimentos do Neojurássico-Eocretáceo do Brasil: Idade e correlação com a escala internacional. Rio de Janeiro, Petrobras, 95p. [Unpublished].
- Regali, M.S.P., 2007. Evolução da paleoflora do Cretáceo brasileiro: palinologia. Paleontologia: Cenários da Vida. 2, 575-587.
- Richter, A.J., Carvalho, M.S.S., Arai, M., Antunes, R.L., 1994. The Almada and Espírito Santo basins. In: Beurlen, G., Campos, D.A., Viviers, M.C. (Eds.). Stratigraphic Range of cretaceous mega-and microfossils of Brazil, 1 ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil. 101-124.
- Santos, M.E.M., Cassab, R.C.T., Brito, I.M., Carvalho, M.S.S., Carvalho, I.S., Dino, R., Duarte, L., Fernandes, A.C.S., Hshimoto, A.T., Uesugui, N., Viviers, M.C., Wanderley, M.D., 1994. The potiguar Basin. In: Beurlen, G., Campos, D.A., Viviers, M.C. (Eds.). Stratigraphic Range of cretaceous mega-and microfossils of Brazil, 1 ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil. 273-310.
- Scotese, C.R., 2014. Atlas of Early Cretaceous Paleogeographic Maps, Paleomap. Atlas for ArcGIS, volume 2, The Cretaceous, Maps 23-31, Mollweide

- Projection, Paleomap Project, Evanston, IL, United States. Doi: 10.13140/2.1.4099.4560.
- Smith, J., 1990. Meteorite impact, extinctions and the Cretaceous-Tertiary boundary. *Geologie en Mijnbouw*. 69 (2), 187-204.
- Stewart, W.N., Rothwell, G.W., 1993. *Paleobotany and the evolution of plants*. 2 ed. Cambridge University Press, 512p.
- Troelsen, J.C., Quadros, L.P., 1971. Distribuição bioestratigráfica dos nanofósseis em sedimentos marinhos (Aptiano-Mioceno) do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. 43, 577-609.
- Tyson, R.V., 1993. Palynofacies analysis. In: Jenkins, J.M., (Ed.), *Applied micropalaeontology*. Springer Science & Business Media. Netherlands. 153-191.
- Uesugui, N., Dino, R., 1989. Amplitude vertical de *Exesipollenites tumulus* Balme nos sedimentos cretácicos do Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 3 (1/2), 123-124.
- Uesugui, N., Dino, R., 1994. The Barreirinhas Basin. In: Beurlen, G., Campos, D.A., Viviers, M.C. (Eds.). *Stratigraphic Range of cretaceous mega-and microfossils of Brazil*, 1 ed. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Rio de Janeiro, Brazil. 311-323.
- Wignall, P.B., Newton, R., Brookfield, M.E., 2005. Pyrite framboid evidence for oxygen-poor deposition during the Permian–Triassic crisis in Kashmir. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 216 (3), 183-188.
- Wood, G.D., Gabriel, A.M., Lawson, J.C., 1996. Palynological techniques-processing and microscopy. *Palynology: principles and applications*. 1, 29-50.
- Vakhrameev, V.A., 1970. Range and paleoecology of Mesozoic conifers, the Cheirolepidiaceae. *Paleontological Journal*. 4 (1), 12-24.
- Vakhrameev, V.A., 1991. *Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth*. Cambridge University Press, 318p.