



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA

MATEUS FRANCISCO AVELINO CAETANO

RECONSTRUÇÃO PALEOCLIMÁTICA BASEADA NA PALINOLOGIA DE UMA
SEÇÃO SEDIMENTAR APTIANA DA BACIA DO PARNAÍBA (FORMAÇÃO CODÓ,
POÇO 1-UN-32-PI)

Rio de Janeiro

2022

MATEUS FRANCISCO AVELINO CAETANO

RECONSTRUÇÃO PALEOCLIMÁTICA BASEADA NA PALINOLOGIA DE UMA
SEÇÃO SEDIMENTAR APTIANA DA BACIA DO PARNAÍBA (FORMAÇÃO CODÓ,
POÇO 1-UN-32-PI)

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ),
apresentado como requisito para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. Aristóteles de Moraes Rios-Netto

Coorientadora: Dr^a. Natália de Paula Sá

Rio de Janeiro

2022

CIP - Catalogação na Publicação

C128r Caetano, Mateus Francisco Avelino
RECONSTRUÇÃO PALEOCLIMÁTICA BASEADA NA
PALINOLOGIA DE UMA SEÇÃO SEDIMENTAR APTIANA DA
BACIA DO PARNAÍBA (FORMAÇÃO CODÓ, POÇO 1-UN-32-PI) /
Mateus Francisco Avelino Caetano. -- Rio de
Janeiro, 2022.
61 f.

Orientador: Aristóteles de Moraes Rios-Netto.
Coorientadora: Natália de Paula Sá.
Trabalho de conclusão de curso (graduação) -
Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto
de Geociências, Bacharel em Geologia, 2022.

1. Andar Alagoas. 2. Bacia do Parnaíba. 3.
Formação Codó. 4. Paleoclima. 5. Palinologia. I. Rios
Netto, Aristóteles de Moraes, orient. II. Sá,
Natália de Paula, coorient. III. Título.

FOLHA DE APROVAÇÃO

MATEUS FRANCISCO AVELINO CAETANO

RECONSTRUÇÃO PALEOCLIMÁTICA BASEADA NA PALINOLOGIA DE UMA
SEÇÃO SEDIMENTAR APTIANA DA BACIA DO PARNAÍBA (FORMAÇÃO CODÓ,
POÇO 1-UN-32-PI)

Trabalho de Conclusão de Curso de Graduação em
Geologia do Instituto de Geociências,
Universidade Federal do Rio de Janeiro (UFRJ),
apresentado como requisito para obtenção do grau
de Bacharel em Geologia.

Aprovada em:

Prof. Aristóteles Rios Netto, D.Sc (Orientador)
IGEO/UFRJ

Natália de Paula Sá, D.Sc (Coorientadora)
Fundação COPPETEQ/UFRJ

Prof. João Graciano Mendonça Filho, D.Sc
IGEO/UFRJ

Viviane Segundo Faria Trindade, D.Sc
Fundação COPPETEQ/UFRJ

*Em memória de Maria Aparecida Caetano.
Esta vitória é muito mais sua do que minha.
Queria que você estivesse aqui.*

AGRADECIMENTOS

À toda minha família e amigos pelo amor e carinho que sempre me proporcionaram.

Aos meus pais, Rosa Maria Avelino Caetano e Valdenir Caetano, por incentivarem meus estudos e me moldarem como pessoa.

À Universidade Federal do Rio de Janeiro, representada na figura de todos os professores, técnicos e servidores que me auxiliaram nessa jornada, pela oportunidade de receber uma educação de excelência gratuita.

Aos meus orientadores, o Prof. Dr. Aristóteles de Moraes Rios-Netto e Dr^a. Natália de Paula Sá, por todo suporte acadêmico, e, pela amizade, confiança e paciência que demonstraram comigo.

A todos os colegas do Laboratório de Micropaleontologia Aplicada (MicrA) por toda a troca inestimável de conhecimento, pelo ambiente maravilhoso de trabalho e por serem uma segunda família para mim.

Aos amigos do Laboratório de Paleoecologia Vegetal (LPAV) do Museu Nacional/UFRJ por todo companheirismo e acolhimento na realização deste trabalho.

Aos membros da banca pela gentileza de aceitarem o convite de avaliar o trabalho.

Ao projeto de pesquisa e desenvolvimento “Correlação estratigráfica, evolução paleoambiental e paleogeográfica e perspectivas exploratórias do Andar Alagoas”, patrocinado pela Shell Brasil Petróleo Ltda. com recursos destinados às instituições de P&D credenciadas pela Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis - ANP (convênio de cooperação técnica no 20219-2).

“Não é suficiente ter uma boa mente: o principal é usá-la bem”.

René Descartes

RESUMO

CAETANO, Mateus Francisco Avelino. **Reconstrução paleoclimática baseada na palinologia de uma seção sedimentar aptiana da Bacia do Parnaíba (Formação Codó, poço 1-un-32-pi)**. Trabalho de conclusão de curso – Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

É notória a relevância da Formação Codó, Bacia do Parnaíba, para o entendimento da porção ocidental nordeste do Brasil durante a transição Aptiano-Albiano do Cretáceo Inicial. É considerada um antigo análogo das reservas de petróleo nas bacias marginais brasileiras, conhecidas mundialmente como sucessão do Pré-Sal, sendo associada ao rompimento do Gondwana. Neste trabalho foi realizada a reconstrução do paleoclima dos ambientes pretéritos reconhecíveis no testemunho 1-UN-32-PI, perfurado como parte do Projeto Carvão (CPRM -1974) no município de Duque Bacelar – Maranhão. Vinte e oito amostras foram submetidas ao processamento palinológico padrão, sendo estas as lâminas analisadas qualitativa e quantitativamente, com foco na palinoflora e na eventual presença de palinomorfos indicadores de influência marinha. Dinocistos foram encontrados nas amostras 151,0m, 149,0m, 137,5m, 129,5m, 128,5, 111,55m, e 106 a 86,00m, confirmando clara influência marinha na parte superior da Formação Codó, assim como em sua parte inferior, abaixo da camada evaporítica (intervalo 127,50 a 112,00 metros). A seção estudada está inserida na Zona *Sergipea variverrucata* (P270 - Aptiano superior) definida por Regali (1974), com seu fóssil guia identificado nas amostras 155,00m, 153,00m, 151,00m, 143,5m, 131,5m, 129,5m, 128,5m, 99,00m, 93,00m, 89,00m, e 87,00m. A riqueza paleoflorística aponta para cerca de sete famílias de angiospermas (10 gêneros e 10 espécies), oito famílias de gimnospermas (15 gêneros e 20 espécies), seis famílias de pteridófitas (13 gêneros e 14 espécies) e 2 famílias de licófitas (3 gêneros e 4 espécies), além de outros grupos como algas, *Mystheria oleopotrix*, ovoidites e zigósporos. Os gêneros *Classopollis*, *Afropollis* e *Araucariacites*, respectivamente, foram os mais abundantes em toda seção, e o gênero *Deltoidospora* destacou-se como o mais frequente dentre as pteridófitas. Foi realizada a análise de grupos bioclimáticos e discutido o papel de alguns táxons utilizados como parâmetro paleoclimático. A construção de curvas de abundância dos grupos bioclimáticos, curva de precipitação-evaporação (razão F_s/X), índice de diversidade de Shannon (H'), análise de agrupamento, e a aplicação do índice de espécies indicadoras (IndVal), permitiram caracterizar três intervalos paleoclimáticos, que reproduzem a tendência de umidificação na transição Aptiano-Albiano observada por outros autores.

Palavras-chave: Andar Alagoas. Bacia do Parnaíba. Formação Codó. Paleoclima. Palinologia.

ABSTRACT

CAETANO, Mateus Francisco Avelino. **Paleoclimatic reconstruction of the Parnaíba Basin (Codó Formation, Lower Cretaceous) based on palynological analyzes of well 1-UN-32-PI.** Geology Undergraduate Thesis, Institute of Geosciences, Federal University of Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2022.

The relevance of the Codó Formation, Parnaíba Basin, is notorious for understanding the western portion of northeastern Brazil during the Aptian-Albian transition of the Early Cretaceous. It is considered an ancient analogue of the oil reserves in the Brazilian marginal basins, known worldwide as the Pre-Salt succession, being associated with the breakup of Gondwana. In this work, a reconstruction of the paleoclimate of recognizable past environments was conducted in section 1-UN-32-PI, drilled as part of the Carvão Project (CPRM -1974) in the municipality of Duque Bacelar - Maranhão. Twenty-eight samples were subjected to standard palynological processing, these slides being analyzed qualitatively and quantitatively, with a focus on the palynoflora and the possible presence of palynomorphs indicative of marine influence. Dinocysts were found in the samples 151,0m, 149,0m, 137,5m, 129,5m, 128,5, 111,55m, and 106 to 86,00m, confirming clear marine influence in the upper part of the lithostratigraphic, as well as in its lower part, mainly below the evaporite layer (range 127.50 to 112.00 meters). The studied session is assigned to the *Sergipea variverrucata* Biozone (P270 - Upper Aptian) defined by Regali (1974), with its guide fossil identified in the samples 155,00m, 153,00m, 151,00m, 143,5m, 131,5m, 129,5m, 128,5m, 99,00m, 93,00m, 89,00m, e 87,00m. The paleofloristic richness points to about seven families of angiosperms (10 genera and 10 species), eight families of gymnosperms (15 genera and 20 species), six families of pteridophytes (13 genera and 14 species) and 2 families of lycophytes (3 genera and 4 species), in addition to other groups such as algae, *Mystheria oleopatrix*, ovoidites and zygospores. The genera *Classopollis*, *Afropollis* and *Araucariacites*, respectively, were the most abundant found in the entire section, and the genus *Deltoidospora* stood out as the most frequent among the pteridophytes. The analysis of bioclimatic groups was conducted for the classification of palynomorphs, and the role of some taxa used as a paleoclimatic parameter was discussed. The construction of abundance curves of bioclimatic groups, precipitation-evaporation curve (Fs/X ratio), Shannon diversity index (H'), cluster analysis, and application of the indicator species index (IndVal), allowed characterizing three paleoclimate intervals, which reproduce the humidification tendency in the Aptian-Albian transition observed by other authors.

Keywords: Andar Alagoas. Parnaiba Basin. Codó Formation. Paleoclimate. Palynology.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA 1 MAPA DE LOCALIZAÇÃO DA BACIA DO PARNAÍBA, MOSTRANDO FEIÇÕES ESTRUTURAIS LIMITANTES E POSICIONAMENTO DO POÇO ESTUDADO (1-UN-32-PI). (ADAPTADO DE SOLDANI, 2022)	18
FIGURA 2 DIAGRAMA ESTRATIGRÁFICO DA BACIA DO PARNAÍBA. (ADAPTADO DE GÓES E FEIJÓ, 1994).....	20
FIGURA 3 MAPA PALEOGEOGRÁFICO E PALEOCLIMÁTICO PROPOSTO PARA O APTIANO. (ADAPTADO DE HAY & FLOEGEL, 2012).....	26
FIGURA 4 MAPAS PALEOCLIMÁTICOS DO APTIANO. (ADAPTADO DE SCOTSE, 2016).	28
FIGURA 5 PERFIL LITOLÓGICO DO POÇO 1-UN-32-PI, COM O POSICIONAMENTO DAS AMOSTRAS ANALISADAS.	30
FIGURA 6 ETAPAS DA PREPARAÇÃO DE AMOSTRAS: A) MACERAÇÃO; B) ATAQUE ÁCIDO; C) COLAGEM DE LÂMINAS.	31
FIGURA 7 DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS PALINOMORFOS DO POÇO 1-UN-32-PI. SERGIPEA VARIVERRUCATA, ESPÉCIE-ÍNDICE DA BIOZONA P-270 DE REGALI & SANTOS (1974), É DESTACADA EM VERMELHO.	39
FIGURA 8 ALGUNS DOS DIVERSOS ESPÉCIMES DE SERGIPEA VARIVERRUCATA ENCONTRADOS NA SEÇÃO DO 1-UN-32-PI, E QUADRO DE BIOZONAS ESTABELECIDAS PARA AS BACIAS BRASILEIRAS, COM DESTAQUE PARA P-270. ADAPTADA DE REGALI & SANTOS (1974)....	40
FIGURA 9 DISTRIBUIÇÃO DOS GRUPOS DE PLANTAS DA SEÇÃO 1-UN-32-PI.	41
FIGURA 10 PORCENTAGEM DOS GRUPOS BIOCLIMÁTICOS OBSERVADOS EM 1-UN-32-PI.	44
FIGURA 11 DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS GRUPOS BIOCLIMÁTICOS DO POÇO 1-UN – 32-PI. DENDROGRAMA TIPO ESTRATIGRAFICAMENTE RESTRINGIDO.	48
FIGURA 12 DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS GRUPOS BIOCLIMÁTICOS DO POÇO 1-UN – 32-PI, COM ÊNFASE NOS EPISÓDIOS DE UMIDIFICAÇÃO. DENDROGRAMA TIPO ESTRATIGRAFICAMENTE RESTRINGIDO.	49
FIGURA 13 DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DOS GRUPOS BIOCLIMÁTICOS ASSOCIADOS A TODAS AS FASES CLIMÁTICAS. ADAPTADO DE GIANNERINI, 2021.	50
FIGURA 14 DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DAS ESPÉCIES INDICADORAS DA SEÇÃO ANGICO, MOSTRANDO AS FASES ÚMIDA E SECA. ADAPTADO DE CARVALHO, 2017	51
FIGURA 15 DISTRIBUIÇÃO ESTRATIGRÁFICA DAS ESPÉCIES INDICADORAS DA SEÇÃO TAQUARI, MOSTRANDO AS FASES ÚMIDA E SECA. ADAPTADO DE CARVALHO, 2017	52
FIGURA 16 MAPA PALEOCLIMÁTICO DO FINAL DO APTIANO (A) E DO FINAL DO APTIANO-ALBIANO (B). ADAPTADO DE SALGADO-CAMPOS ET. AL.,2022	53

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 CONTAGEM DE ESPOROMORFOS DO POÇO 1-UN-32-PI38

TABELA 2 AFINIDADES BOTÂNICAS E GRUPOS BIOCLIMÁTICOS ENCONTRADOS NO 1-UN-32-PI42

LISTA DE ANEXOS

ANEXO 1 ESTAMPA I.....	63
ANEXO 2 ESTAMPA II.....	64

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO	14
1.1 Objetivos	17
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	18
2.1 Bacia do Parnaíba	18
2.1.1 Estratigrafia	19
2.2 Formação Codó	21
2.3 Paleontologia.....	24
3 PALEOCLIMA NAS BACIAS SEDIMENTARES BRASILEIRAS	26
4 MATERIAL E METODOS	29
4.1 Seleção das amostras.....	29
4.2 Processamento	31
4.3 Análise palinológica.....	32
4.4 Análise bioclimática	34
4.4.1 Análise de agrupamentos bioclimáticos.....	34
4.4.2 Tendência úmido/árido (Fs/X)	35
4.4.3 Índice de Diversidade.....	35
4.4.4 Análise de espécies indicadoras (IndVal)	36
4.4.5 Elementos marinhos	36
5 RESULTADOS E DISCUSSÃO	37
5.1 Paleoflora	37
5.2 Marcador bioestratigráfico	40
5.3 Afinidade botânica	41
5.4 Grupos bioclimáticos.....	44
5.5 Intervalos paleoclimáticos	46
6 DISCUSSÃO	50
7 CONCLUSÕES.....	55
8 REFERÊNCIAS	56

1 INTRODUÇÃO

O Período Cretáceo corresponde ao terceiro e último período da Era Mesozoica, que durou de 145 a 65 milhões de anos (Gale, 2020). É considerado como o período mais quente do Fanerozoico, passando por vários episódios de estufa e temperaturas anuais na média de 31°C (O'Brien *et.al.*, 2017; Hay & Floegel, 2012). É também o Cretáceo um dos períodos geológicos com maior número de informações disponíveis sobre litologia, fauna, flora e isótopos de O e C. Haq (2014) considera o período como um dos possíveis análogos para as estimativas do aquecimento global, principalmente devido ao alto conteúdo de CO₂ atmosférico registrado.

Diversos estudos paleoclimáticos do Cretáceo em território nacional foram motivados pelo alto interesse econômico na exploração de hidrocarbonetos (Lima, 1983). A facilidade de acesso das bacias interiores do nordeste, cronocorrelatas com os intervalos sedimentares Pré-sal e Sal sepultados abaixo de milhares de metros de lâmina d'água nas bacias marginais leste, permitiu suprir a necessidade de desenvolver modelos deposicionais que sustentassem a exploração bem-sucedida sob a espessa camada evaporítica. Para isso foram integradas diversas técnicas avançadas de aquisição e interpretação de dados geológicos (Lima, 1983).

O andar Aptiano, Cretáceo Inferior (121,4 a 113,0 Ma – Gale, 2020), embora represente um período geologicamente curto, foi caracterizado por grandes mudanças globais no clima, fisiografia, nível do mar, circulação oceânica e eventos anóxicos (Hay & Floegel, 2012). Essas mudanças estariam refletidas sobre a vegetação, reforçando a relevância da palinologia para a construção de modelos climáticos de escala global (Rossetti *et.al.*, 2001).

Em estudos precedentes, a palinoflora encontrada nas rochas neoptianas das bacias sedimentares brasileiras apontam características típicas de condições quentes e comumente associadas a um clima árido (e.g.: Regali *et. al.*, 1974a; Portela, 2008; Rios-Netto, 2011; Carvalho *et.al.*, 2017; 2019; 2022). Tais apontamentos são sustentados pela grande representatividade de pólen do gênero *Classopollis*, pertencente às coníferas da família Cheirolepidiaceae. Este gênero é fortemente ligado a clima árido, ocorrendo principalmente em ambientes lagunares e marinhos próximos à costa, frequentemente associados a evaporitos (Hashimoto, 1995; Heimhofer *et.al.*, 2008).

No entanto, as fortes flutuações do gênero *Classopollis* e de outros esporomorfos da flora xerofítica observadas nesses mesmos trabalhos acusam uma tendência de diminuição de aridez no topo do Aptiano superior, associado a um aumento na abundância de esporos de pteridófitas, que necessitam de água para reprodução (Carvalho *et.al.*, 2017; 2019; 2022; Giannerini, 2021).

Outra evidência de um clima mais úmido é a alta diversidade encontrada nas assembleias aptianas ser um comportamento incomum para ambientes secos. Como a ideia de uma região equatorial sem umidade é insustentável, esse aumento da flora relacionada ao clima quente e úmido pode ter relação com os deslocamentos e intensificação de uma faixa úmida atribuída a Zona de Convergência Intertropical (ITCZ), destoando da proposta de que o cinturão úmido só teria se instaurado na América do Sul durante o Albiano (100,5 – 113,0 Ma) (Hay & Floegel, 2012; Scotese, 2016; Carvalho *et. al.*, 2017; 2019; 2022).

Para expandir a compreensão dessa tendência de umidificação ainda controversa na literatura, foi escolhida como foco do estudo a Formação Codó, Bacia do Parnaíba. Sua relevância para o entendimento da porção ocidental nordeste do Brasil durante a transição Aptiano-Albiano do Cretáceo Inicial é amplamente reconhecida, sendo considerada um antigo análogo das reservas de petróleo nas bacias marginais brasileiras da sucessão do Pré-Sal (Antonioli, 2001). A Formação Codó tem sua localização próxima a faixa paleoequatorial, um exuberante conteúdo fossilífero (Mendes, 2007) e está associada com o rompimento do Gondwana e instalação do Atlântico Sul (Richetti *et.al.*, 2018), tornando-a uma ótima candidata para o entendimento desse fenômeno.

O trabalho a seguir está inserido no “Projeto ALAGOAS” (Fundação COPPETEC IGEO/20758), um amplo projeto multidisciplinar desenvolvido por grupos de trabalho do Departamento de Geologia da UFRJ em parceria com a ANP e com financiamento da empresa Shell Brasil Petróleo, com objetivo principal de caracterização da evolução tectonoestratigráfica do Andar Alagoas (unidade cronoestratigráfica local, correspondente a Idade Aptiana, Cretáceo Inferior), utilizando como fonte de estudo os depósitos sedimentares ocorridos nessa faixa de tempo nas bacias do Parnaíba (Formações Codó e Itapecuru) e Araripe (Formações Rio da Batateira e Santana).

1.1 Objetivos

Objetivo principal:

Apresentar uma reconstrução paleoclimática da seção sedimentar aptiana do poço 1-UN-32-PI correspondente a Formação Codó da Bacia do Parnaíba, embasado no agrupamento dos palinomorfos recuperados.

Objetivos específicos:

1. Identificar e quantificar os palinomorfos recuperados.
2. Posicionar o testemunho em um arcabouço bioestratigráfico.
3. Reconhecer os grupos de palinomorfos associados a condições climáticas específicas.
4. Interpretar as variações paleoclimáticas ao longo da seção.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

2.1 Bacia do Parnaíba

A Bacia do Parnaíba, está localizada no nordeste do continente sul-americano, com destaque para grandes faixas no território brasileiro (principalmente nos estados de Piauí e Maranhão, mas com presença no Ceará, Tocantins, Bahia e Pará) (Figura 1). A bacia possui cerca de 600.000 km² de extensão e espessura próxima a 3.400 metros em seu depocentro (Caputo *et.al.*, 2005; Feijó, 1994; Mendes, 2007).

A denominação da bacia se dá pelo rio homônimo que divide os estados do Maranhão e do Piauí (Derby, 1884 apud. Coimbra, 2011). Embora estudos posteriores tenham adotado diferentes nomenclaturas, tais como Bacia do Meio Norte, Bacia Maranhão, Bacia do Piauí-Maranhão, a denominação que permanece como a mais adequada é “Bacia do Parnaíba” (Coimbra, 2011).

Seu embasamento é limitado ao norte pelo Cráton de São Luís; a oeste pelo Cráton do Amazonas, a Faixa de Dobramentos do Paraguai-Araguaia e o Maciço de Goiás; ao sul pela Faixa de Dobramentos de Brasília; e a leste pelo Cráton de São Francisco e pela Faixa de Dobramentos Nordeste. Sua compartimentação estrutural é feita pelo Arco do Tocantins a noroeste – separando-a das bacias de Marajó e Médio Amazonas – e pelo Arco de São Francisco a sul e sudeste – separando-a da Bacia Sanfranciscana (Santos & Carvalho, 2009).

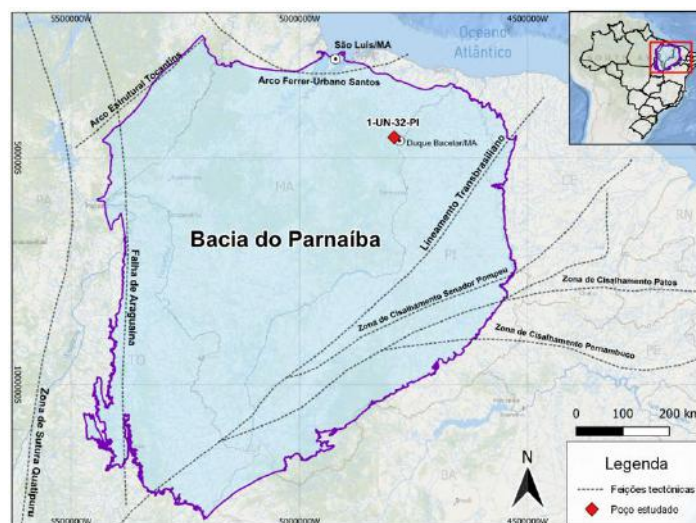


Figura 1 Mapa de localização da Bacia do Parnaíba, mostrando feições estruturais limitantes e posicionamento do poço estudado (1-UN-32-PI). (Adaptado de Soldani, 2022)

2.1.1 Estratigrafia

A subsidência inicial da Bacia do Parnaíba está conectada a deformações e eventos térmicos tardi- e pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro. As estruturas desse ciclo estão contidas na direção nordeste do Lineamento Transbrasiliano, noroeste do Lineamento Picos-Santa Inês e norte-sul do Lineamento Tocantins-Araguaia e atuaram na compartimentação da bacia durante o Paleozoico (Cordani *et.al.*, 1984).

Devido à subsidência termomecânica, os grabens gerados teriam afundado posteriormente de forma progressiva ao longo das faixas tectonicamente instáveis ao fim do Ordoviciano. Essas estruturas grabeniformes que teriam controlado o depocentro inicial (Caputo & Lima, 1984).

O substrato da bacia é composto de rochas geradas entre o Arqueano e o Ordoviciano, com predominância de rochas originadas entre o fim do Proterozóico e o início do Paleozoico, período em que a plataforma foi consolidada (Vaz *et.al.*, 2007). Esses autores afirmam que embasamento pode ser representado em duas unidades principais: a Formação Riachão e o Grupo Jaibaras. A primeira é composta de grauvacas, arcósios, siltitos e folhelhos vermelhos, depósitos imaturos de idades meso a neoproterozoicas, e está relacionada às coberturas plataformais dos crátons Amazônico e do São Francisco. A segunda é composta por depósitos fluviais, aluviais e lacustres do Ordoviciano, relacionados ao *rift* inicial da Bacia do Parnaíba.

Quanto ao preenchimento sedimentar, por sua vez, diversas divisões de sub-bacias foram propostas para a região com base na compartimentação genética (Soldani, 2022). Góes (1995) e Góes e Coimbra (1996) delimitaram as sub-bacias do Parnaíba (Siluriano-Triássico), Alpercatas (Jurássico-Eocretáceo), Grajaú (Cretáceo) e Espigão-Mestre (Cretáceo). Mais tarde, Góes e Rossetti (2001) propuseram uma continuidade entre aflorantes na porção norte-nordeste da sub-bacia do Grajaú e a Bacia de São Luís, dando origem à nomenclatura “Bacia de São Luís-Grajaú”.

Essa subdivisão foi adotada em diversos trabalhos (e.g.: Rossetti *et.al.*, 2001; Santos & Carvalho, 2009), embora não de forma unânime (e.g.: Bastos *et.al.*, 2014;

Mendes, 2007; Vaz *et.al.*, 2007), com registros do Siluriano-Cretáceo como parte integrante da Bacia do Parnaíba.

A sucessão de rochas sedimentares e magmáticas da Bacia do Parnaíba proposta por Góes & Feijó (1994) (Figura 2) contempla cinco seqüências deposicionais de segunda ordem definidas por Sloss (1963), com seus conceitos de discordâncias seguidas por fase transgressiva e a correlação dessas seqüências com os mecanismos

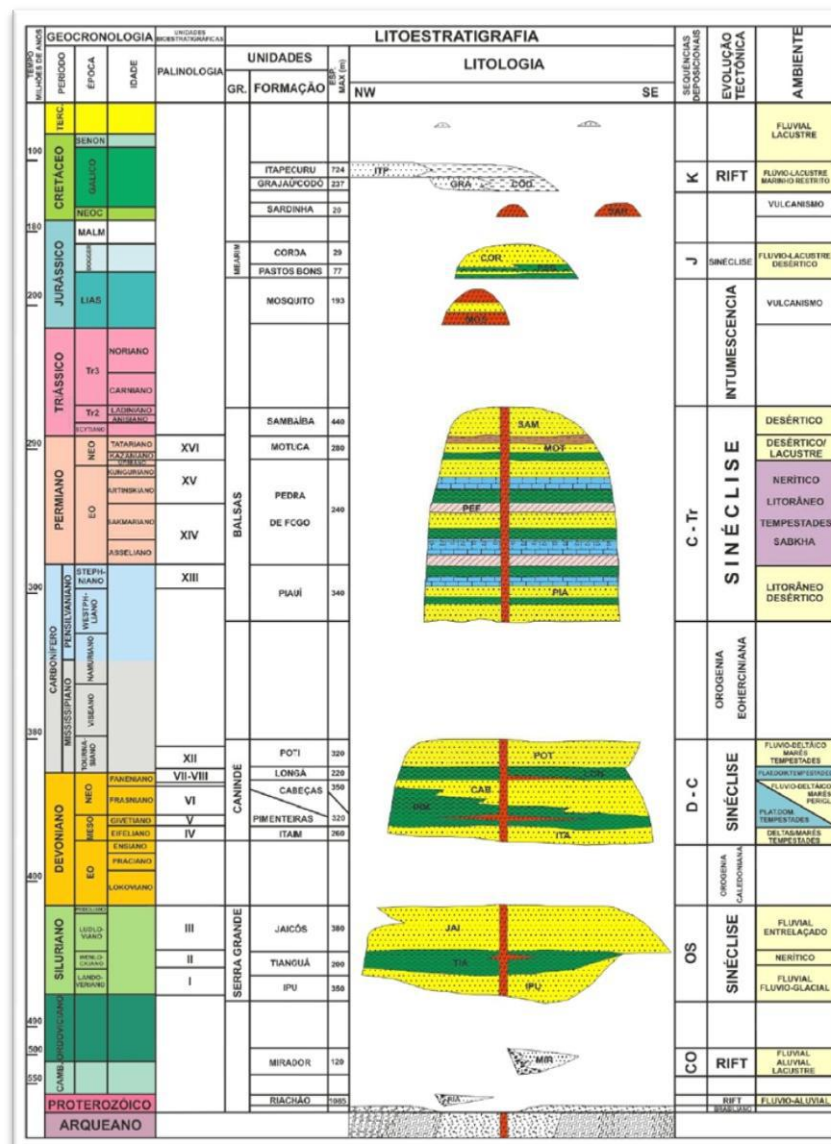


Figura 2 Diagrama estratigráfico da Bacia do Parnaíba. (Adaptado de Góes e Feijó, 1994).

globais atrelados à variação do nível do mar propostas por Miall (1984).

As seqüências determinadas foram: Sequência Siluriana (Grupo Serra Grande), Sequência Devoniana (Grupo Canindé), Sequência Carbonífero-Triássica (Grupo

Balsas), Sequência Jurássica (Grupo Mearim) e Sequência Cretácea (Formações Grajaú, Codó e Itapecuru), todas elas delimitadas por discordâncias regionais. Vaz *et.al.* (2007) atualizou as nomenclaturas, e atribuiu o posicionamento da Formação Corda junto a Sequência Cretácea, propondo uma relação de contemporaneidade entre os depósitos.

Durante o período da Sequência Cretácea, houve o deslocamento dos depocentros da região central para os extremos norte e noroeste da bacia, refletindo o novo contexto de abertura do Oceano Atlântico, que deu origem a um novo ciclo de sedimentação (Góes & Feijó, 1994). Os afloramentos dessa sequência ocorrem na porção norte-nordeste da bacia, sobrepostos de forma discordante sobre as rochas mais antigas. A Formação Grajaú é composta por arenitos esbranquiçados depositados em ambiente litorâneo e ocorre de forma interdigitada com os depósitos da Formação Codó, que consistem em folhelhos betuminosos, calcários e anidritas. A Formação Codó, como alvo de estudo principal do presente trabalho, será detalhadamente abordada em seção subsequente. A Formação Itapecuru é composta por arenitos e argilitos depositados em um sistema fluviolacustre, em clima semiárido, e recobre discordantemente as formações Grajaú e Codó.

2.2 Formação Codó

Segundo Mendes (2007), a Formação Codó constitui um pacote sedimentar de folhelhos fossilíferos cinza a pretos, intercalado principalmente por níveis calcários e evaporitos do tipo gipsita, e, subsidiariamente por níveis arenosos.

O pacote de “folhelhos betuminosos” foi primeiramente reconhecido por Lisboa (1914), aflorando nas proximidades do rio Itapecuru, próximo ao município de Codó - MA. Entretanto, o nome só foi designado mais de três décadas depois por Campbell (1949), que a denominou como Membro Codó, em homenagem à cidade.

Esses estratos seriam reconhecidos como Formação Codó pela primeira vez em Mesner & Wooldridge (1964a), sendo subdivididos em três unidades distintas. A primeira, inferior, é constituída de folhelhos pretos betuminosos com intercalações de calcários altamente fossilíferos e anidritas. A unidade intermediária é constituída de arenito branco a esverdeado. A unidade superior, por sua vez, é constituída de folhelhos físseis cinza a esverdeado com gastrópodes marinhos.

Nota-se, a partir da literatura existente que, tanto em superfície, quanto em subsuperfície, a Formação Codó apresenta seções que correspondem às três subdivisões. Desse modo, à exceção dos conglomerados basais e intraformacionais, que por vezes são incluídos na formação, existe uma homogeneidade dos depósitos, não sendo observadas grandes variações faciológicas laterais, apenas adelgaçamentos ou ausência, de um ou outro pacote da divisão tripartite da Formação Codó (Lima & Leite, 1978).

Góes & Feijó (1994) estabeleceram a primeira seção referência para a Formação Codó, o intervalo entre 665 e 518 m do poço 1-AT-1-MA perfurado pela Petrobras no âmbito da Bacia do Parnaíba. Na seção-tipo, bem como nos dados de superfície e testemunhos de sondagem da área estudada, observam-se, em termos gerais, três unidades que compõem a formação e que estão em acordo com as descrições individualizadas por Pamplona & Rezende (1970), Leite *et.al.* (1975) e Lima & Leite (1978), a saber:

Unidade inferior - composta de arenitos calcíferos, cinza claros a esbranquiçados, muito finos a médios, ocasionalmente piritosos, com intercalações de folhelhos escuros e siltitos argilosos;

Unidade Intermediária - composta por calcáreos e gipsita, às vezes com níveis de coquinas, anidritas e folhelhos cinzas a negros;

Unidade Superior - iniciada por arenitos finos, calcíferos, micáceos, piritosos, culminando com folhelhos escuros e intercalações de carbonatos.

O contato inferior é erosivo, principalmente na parte emersa, onde se dá, inclusive, com rochas das formações paleozoicas da bacia. O contato superior com a Formação Itapecuru é concordante e bastante nítido. Contudo, ocorrem situações localizadas em que este contato é discordante. De acordo com Lima & Leite (1975), as discordâncias locais entre as formações Codó e Itapecuru são evidenciadas por tênues superfícies de erosão, onduladas, e podem ser observadas, com nitidez, em diversos afloramentos da região entre Dom Pedro e Presidente Dutra.

Em termos ambientais, a formação tem sido historicamente considerada um sistema deposicional lacustre ou restrito com influência marinha, recebendo atenção

devido ao alto teor de matéria orgânica possivelmente associado a eventos anóxicos (Bastos *et.al.*, 2014; Sousa *et.al.*, 2019; Cerqueira & Marques, 1985).

2.3 Paleontologia

Desde seu reconhecimento, é consensual que a Formação Codó exibe grande riqueza fossilífera, contando com registros de restos vegetais (lenhos fossilizados, restos de folhas, troncos de dicotiledôneas), invertebrados (ostracodes, insetos, conchostráceos, bivalves, gastrópodes, equinoides, decápodes, entre outros) e peixes (e.g.: Mendes, 2007; Santos; Carvalho, 2009; Lindoso & Carvalho, 2012; Lindoso, 2016).

Mesner & Wooldridge (1964) identificaram as espécies de gastrópodes, *Turritela* sp., *Cerithium riachuelanum*, *Aspidorhynchus comptoni*, e registraram a presença de bivalves como *Anomia* sp., *Arca* sp., *Corbula* sp., *Ostrea* sp., sendo esta última também reconhecida por Mendes & Petri (1971).

Moraes Rego (1937) reconheceu a espécie de peixe *Tharrias araripis* na formação. Santos & Valença (1968) reconheceram as espécies de *Brannerion vestitum*, *Dastilbe elongatus* e Clupeidae indeterminados, propondo um posicionamento cronoestratigráfico de idade Aptiana para a unidade, com base em peixes da família Clupeidae.

Beurlen (1954) e Mendes & Petri (1971) identificaram conchostráceos das espécies *Liostheria codoensis*, *Pricecoris beckeræ* e *Laticutella santosii*.

Muller (1966) realizou um zoneamento bioestratigráfico das bacias do Maranhão (Parnaíba), São Luis, Barreirinhas e Sergipe/Alagoas, propondo duas zonas distintas para a Formação Codó: uma Zona G, basal, marcada pelo predomínio de grãos de pólen rimulados (e.g. *Classopollis*), e pela presença dos gêneros *Ephedripites*, *Araucariacites*, inaperturados reticulados, esporos triletes e grãos de pólen monocarpados (e.g. *Eucommiidites*); e uma Zona F, correspondente ao topo da Formação Codó e a base da Formação Itapecuru, sendo caracterizada pela redução no percentual de *Classopollis*, e aumento de *Araucariacites* e grão similares, juntamente com grãos de pólen poliplicados.

Leite *et.al.* (1975) registrou que os palinórfos encontrados na formação faziam parte do intervalo PC-20 de Regali *et.al.* (1974), Andar Alagoas, Aptiano. Outros trabalhos de palinórfos reforçaram o posicionamento da formação no Aptiano

superior devido a presença da *Sergipea variverrucata*, índice da palinozona P-270 (Batista, 1992; Lima, 1982; Maizatto *et.al.*, 2011).

Espécimes de foraminíferos foram reconhecidos na formação nos trabalhos de Leonardos (1978), Pedrão *et.al.* (1994, 1996), Antonioli (2001), e Oliveira (2013).

Antonioli (2001) elaborou um zoneamento bioestratigráfico usando de palinomorfos, registrando as palinozonas P260(?), P270 e P280, datando a formação como Aptiano-Albiano, zoneamento esse reforçado pelos trabalhos posteriores de bioestratigrafia de Rossetti *et.al.* (2001a), e Oliveira (2013). Porém, a recente reavaliação das palinozonas P270 e P280 por Ferreira *et.al.* (2020) posicionou ambas no Aptiano final com base na integração de dados foraminíferos e nanofósseis calcários.

Ramos *et.al.* (2006) e Maizatto *et.al.* (2011), em estudos de ostracodes, atribuíram a idade aptiana final para a Formação Codó, embasados no reconhecimento de associações características da Biozona *Harbinia* spp. 201-218 em amostras de afloramento.

A mesma biozona foi posteriormente reconhecida de maneira menos limitada por Barros *et.al.* (2022), durante um estudo bioestratigráfico e paleoecológico completo na Formação Codó (Bacia do Parnaíba) através de análises do poço 1-UN-24-PI.

3 PALEOCLIMA NAS BACIAS SEDIMENTARES BRASILEIRAS

O maior quantitativo de estudos paleoclimáticos do Cretáceo em território nacional são oriundos das bacias sedimentares costeiras, fato justificado pelo alto interesse econômico (e.g. petróleo) atrelado a estas bacias (Lima, 1983).

Durante o Cretáceo Inicial, o planeta passava por condições globais de *warm greenhouse* (geleiras sazonais nos polos), confirmadas por dados sedimentológicos, geoquímicos e paleontológicos; que teriam durado cerca de 30 milhões de anos (Petri, 1983; Lima 1983; Chumakov *et. al.*, 1995; Hay & Floegel, 2012; Kidder & Worsley, 2010, 2012). O período conhecido como Aptiano (de 121,4 a 113 Ma. – Gale, 2020) foi marcado por grandes mudanças globais no clima, fisiografia e variação no nível relativo do mar (Carvalho *et. al.*, 2017). Esses efeitos estariam refletidos sobre a vegetação ainda pouco documentados nas bacias brasileiras (Giannerini, 2021).

Hay & Floegel (2012, Figura 3) indicam para o Aptiano na região equatorial, onde as bacias sedimentares brasileiras estão posicionadas, um clima árido com presença de evaporitos em algumas localidades.

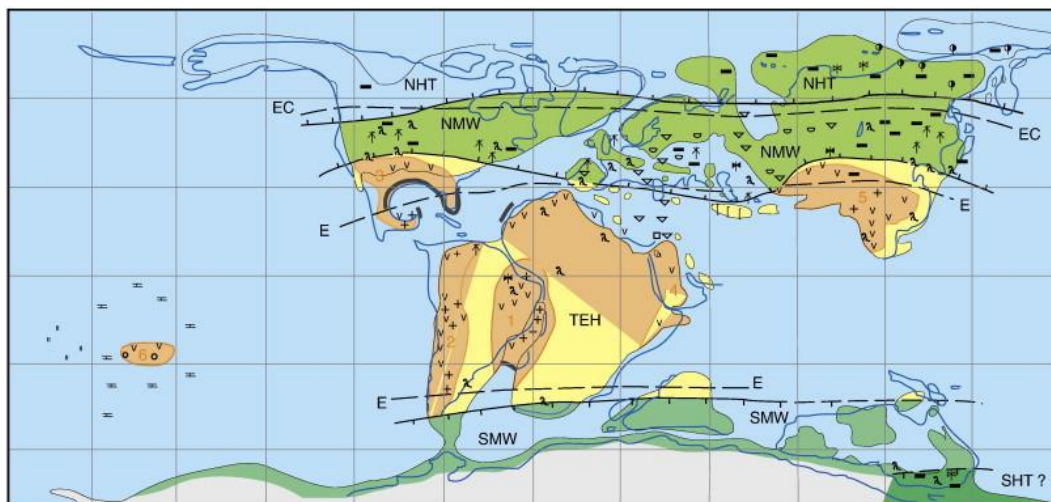


Figura 3 Mapa paleogeográfico e paleoclimático proposto para o Aptiano. (Adaptado de Hay & Floegel, 2012).

Legenda: verde escuro: Cinturões de Alta Latitude; verde claro: Cinturões Quentes e Úmidos de Média Latitude; marrom: Cinturões Evaporíticos; amarelo: Zona Árida.

Essas evidências climáticas são fundamentadas por uma vegetação típica de clima árido a semiárido, bem justificada pelo domínio de coníferas da família Cheirolepidiaceae e seus grãos de pólen *Classopollis* (50% ou mais), muitas vezes, associados aos próprios depósitos evaporíticos (Hay & Floegel, 2012).

Lima (1983) determinou para o Aptiano das bacias brasileiras, devido a abundância de grãos poliplicados e diminuição de esporos, um clima quente cada vez menos úmido para o final, e que durante o Albiano, em virtude da alta taxa de xerofíticas, continuaria árido.

Rossetti *et.al.* (2001) usou dados integrados de litologia, estruturas sedimentares, argilominerais e paleontologia, para formular uma reconstituição da variabilidade paleoclimática do Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú, declarando um clima quente a semiárido persistente do Aptiano final ao Albiano. Variações climáticas com tendências a umidade só seriam relatadas na transição Albiano/Cenomaniano e se conservariam até o Neocretáceo.

Porém, estudos recentes nas bacias interiores brasileiras indicam uma possível mudança paleoclimática regional no limite entre o Aptiano e o Albiano (e.g. Carvalho *et.al.*, 2017; Carvalho *et.al.*, 2019; Giannerini, 2021; Salgado-Campos, 2022). Oscilações climáticas com intervalos mais úmidos para o Aptiano (e.g., Carvalho *et.al.*, 2017; Carvalho *et.al.*, 2019) e Albiano (e.g., Ferreira *et.al.*, 2016), sugerem um clima tropical úmido, apoiado pela abundância de esporos triletes perisporados relacionados a Marsileaceae, Selaginellaceae e grãos de pólen de *Afropollis*.

Carvalho *et.al.* (2017), em sua reconstituição vegetal através da análise de espécies indicadoras nas formações Muribeca e Riachuelo, Bacia de Sergipe, além de reconhecer uma fase árida justificada pela abundância do gênero *Classopollis*, reconheceu uma fase úmida atribuída ao gênero *Araucariacites* e esporos de briófitas e pteridófitas. As variações climáticas de árido para úmido segundo Carvalho *et.al.* (2017), são justificadas pelo deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e elevação do nível do mar. Estes dados foram corroborados posteriormente por Carvalho *et. al.* (2019) em novas análises palinológicas nas Formações Muribeca e Riachuelo, com acréscimo do fator ciclicidade, onde é sugerido que as variações de árido para úmido ocorrem de forma cíclica e gradual.

Em mapas paleoclimáticos mais recente usando indicadores litológicos do clima, Scotese (2016, Figura 4), já considera uma faixa quente e úmida para o Aptiano equivalente a ITCZ, porém ainda não contínua. Em 116 Ma. dada as configurações paleogeográficas, a faixa vinda da África está bem próxima da região Nordeste do

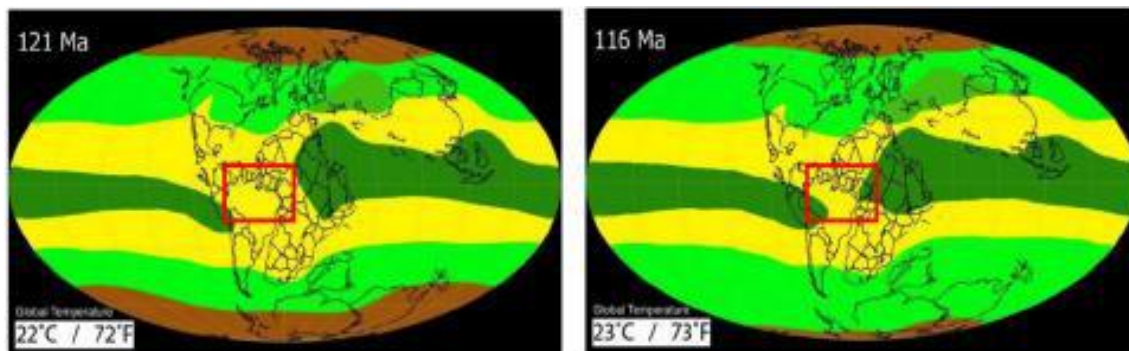


Figura 4 Mapas paleoclimáticos do Aptiano. (Adaptado de Scotese, 2016).

Legenda: marrom: frio; verde claro: quente; amarelo: árido; verde escuro: quente e úmido. Destaque para a área estudada.

Brasil.

4 MATERIAL E METODOS

4.1 Seleção das amostras

O poço testemunho 1-UN-32-PI (coordenadas 04° 04' 55" S, 043° 03' 15" W) foi perfurado em 1974 pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) no Município de Duque Bacelar, localidade de Roça do Meio, como parte do Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba e armazenado na sede do DNPM no Recife (Figura 1).

Este poço 1-UN-32-PI teve uma recuperação de 254,60m, abrangendo as formações Poti, “Pré-Codó” (correspondente à Formação Grajaú), Codó e Itapecuru, reconhecidas por Lima & Leite (1978) e Mendes (2007).

Lima & Leite (1978), na primeira descrição litológica do poço 1-UN-32-PI, indicam a Fm. Codó entre as profundidades 161,47m e 64,90m (Lima & Leite, 1978). Mendes (2007) analisou litologicamente o poço e interpretou a Fm. Codó como estando entre as profundidades 166,00m e 71,00m.

O material de estudo corresponde a 28 amostras coletadas entre as profundidades de 155,00m e 86,00m (Figura 5). A seleção destas amostras levou em consideração a litologia favorável para a recuperação de palinomorfos, incidindo preferencialmente nos sedimentos de granulometria fina e de coloração mais escura por constituírem sedimentos ricos em matéria orgânica, e a disponibilidade de material para amostragem. O intervalo 127,50m a 112,00m, a exemplo desses critérios, não foi amostrado por representar um nível evaporítico-arenítico (Mendes, 2007).

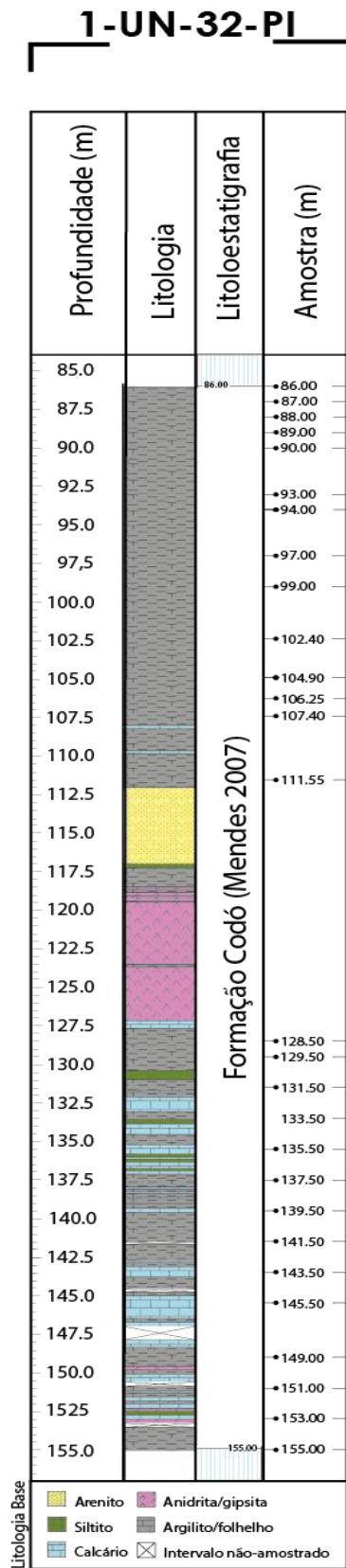


Figura 5 Perfil litológico do poço 1-UN-32-PI, com o posicionamento das amostras analisadas.

4.2 Processamento

As amostras coletadas foram então levadas ao Laboratório de Preparação de Microfósseis, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio de Janeiro, onde passaram por processamento palinológico com base no método padrão de preparação descritos por Uesugui (1979), e que seguem as mesmas técnicas utilizadas por Erdtman (1943), Dettmann (1963), Faegri & Iversen (1966), Tyson (1995), Wood et.al. (1996) e Portela (2008).

Em média 30g do material coletado foi fragmentado ao tamanho aproximado de 5,0 mm. O material foi então movido para um recipiente plástico, para o primeiro estágio da maceração por acidificação, onde por 18h os carbonatos foram removidos pela adição de ácido clorídrico (HCl 37%). Posteriormente, a amostra foi lavada em água destilada até a neutralização do HCl. Em seguida, adicionou-se ácido fluorídrico (HF 40%), permitindo o repouso por 24 horas antes de lavar o material em água destilada até a neutralização do HF. Após a lavagem, foi adicionado aproximadamente 50 ml de HCl a 10% em repouso por 3 hora para a remoção de possíveis cristais de fluossilicatos precipitados durante o tratamento com HF. Depois neutralizada com água destilada, a fração maior que 4 mm é peneirada e descartada, correspondendo a fração do material que não reagiu com os ácidos (Figura 6A-B).

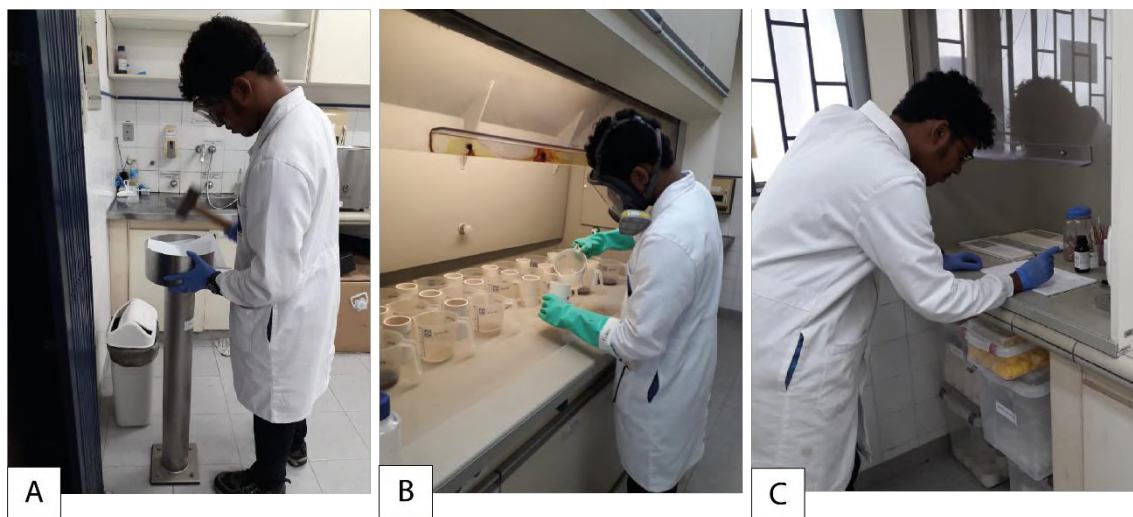


Figura 6 Etapas da preparação de amostras: A) maceração; B) ataque ácido; C) colagem de lâminas.

O material restante foi precipitado e então transferido para tubos Falcon de 250ml. Cloreto de Zinco foi adicionado para separação por flotação, por ser um líquido de densidade intermediária (1,9 a 2,0g/cm) entre a fração orgânica e a fração inorgânica residual. Centrifugado o material por 30 minutos a 2000rpm, a fração sobrenadante (material orgânico) foi transferida para tubos de ensaio de 50 ml, enquanto o precipitado foi descartado. Posteriormente, um peneiramento a 10 μm foi realizado a fim de eliminar o material orgânico desestruturado contido na amostra.

Lâminas de vidro, devidamente etiquetadas, foram preparadas sobre uma chapa aquecida à 40°C, para receber a lamínulas com uma gota do material orgânico recuperado. Após a secagem do material, as lâminas foram coladas com resina (Figura 6C). Este processo foi repetido para todas as amostras, e as lâminas produzidas estão arquivadas no Laboratório de Micropaleontologia Aplicada do Instituto de Geociências / Departamento de Geologia, da Universidade Federal do Rio de Janeiro (MicrA/UFRJ).

4.3 Análise palinológica

A palinologia é um ramo das geociências que estuda grãos de pólen e esporos quanto a sua forma, dispersão e aplicações, incluindo exemplares atuais e fossilizados. O termo, proposto por Hyde e Williams (1994), é proveniente do verbo grego “*paluno*” (espalhar, difundir farinha), cognato do latim “*pollen, -inis*” ou “*pollis, -inis*”, que significa farinha de flor (Labouriau, 1973).

A definição como ciência foi proposta por Erdtman em 1954, limitada a análise das paredes de grãos de pólen e esporos recentes em detrimento ao conteúdo vivo. Foi só mais tarde que a aplicação do termo palinologia passou então a ser utilizado para o estudo de microfósseis orgânicos de resto vegetais inferiores e superiores, protista, fungos e restos de animais (Jansonius & McGregor, 1996). Traverse (2007) sugeriu o uso do termo paleopalinologia para o estudo das formas fosseis microscópicas.

Uma análise palinológica pode ser compreendida como a identificação e quantificação de palinomorfos, termo introduzido por Tschudy (1961), para tratar todo e qualquer resíduo orgânico encontrado após o processo de maceração de amostras de rochas, resistente ao ataque ácido (e.g.: HCl e HF).

As análises palinológicas foram efetuadas no MicrA/UFRJ, através da observação das lâminas montadas, com o auxílio de um microscópio *Zeiss Axio Imager A1* com Sistema de Contraste de Interferência Diferencial (DIC), sob luz transmitida e eventuais exposições a fluorescência.

Essas análises, realizadas em seções transversais e verticais consecutivas com superposição parcial do campo observado, registraram os primeiros 200 palinomorfos com margem de erro de 5% da população presente, com base nas argumentações de Chang (1967). Os valores de dados brutos obtidos para esporomorfos foram separados e convertidos para percentual, a fim de equalizar os efeitos de táxons raros e abundantes e remover a influência do tamanho da amostra na análise (Zhang, 2020). Outros grupos palinomorfos (e.g., esporos de fungos, dinoflagelados) foram contados normalmente, a parte e em valores absolutos.

Buscou-se a identificação e individualização dos esporomorfos a nível genérico e/ou específico, e quando não possível esse reconhecimento, foram agrupados de acordo com sua identidade morfológica (morfotipos).

A identificação taxonômica dos espécimes seguiu os trabalhos de Regali *et.al.*, (1974a); Dino (1992, 1994); Lima (1978); Antonioli (2001); Carvalho (2001, 2004), Portela (2008), Rios-Netto *et.al.* (2011) e a base de dados dos *websites* Fossil Works (<http://fossilworks.org/>) e Mindat (<https://www.mindat.org/>)

Os espécimes foram fotografados com equipamento especializado acoplado *AxioCam MRc*, enquanto as coordenadas foram adquiridas com auxílio de uma lâmina *England Finder*.

Os dados para a contagem de frequência relativa dos táxons foram registrados em planilha no software BugWin® 2017 e exportadas para o software *Stratabugs*® para construção da tabela de distribuição estratigráfica.

4.4 Análise bioclimática

De maneira a subsidiar a caracterização de possíveis intervalos climáticos no poço 1-UN-32-PI, foram calculados diversos parâmetros ecológicos sobre a associação identificada de táxons, tais como análise de agrupamentos bioclimáticos, tendência úmido/árido (Fs/X), índice de diversidade (H'), espécies indicadoras (IndVal), e elementos marinhos (Carvalho *et. al.*, 2022).

4.4.1 Análise de agrupamentos bioclimáticos

A análise de agrupamentos bioclimática foi fundamentada principalmente na afinidade botânica de espécimes, conferida por literatura especializada (e.g., Dino, 1992; Antonioli, 2001; Rios-Netto, 2011; Carvalho *et.al.*, 2017; 2022) e a base de dados fossilworks.org. A natureza dos esporomorfos muitas vezes não permite o reconhecimento das plantas-mãe. A classificação a nível de família dos táxons permite usar análogos vivos, fornecendo informações valiosas sobre o comportamento da vegetação em escalas temporais e espaciais. Os critérios descritos por Reyre (1979) e Lima (1983) para tal classificação são: 1) representação suficiente, em número de espécies vivas; 2) caráter bioclimático mais ou menos restrito; e 3) possibilidade de identificação de um ótimo climático moderno, em que haja o máximo desenvolvimento do grupo em termos de número de espécies e espécimes.

No presente trabalho foram utilizados cinco grupos, conforme proposto por Carvalho *et.al.* (2022) no estudo de bacias vizinhas, que utilizam não só o conceito de afinidade botânica, mas também amplas comunidades de plantas coexistentes (Abbink *et. al.* 2004; Zhang, 2020):

- **Hidrófitas** incluem plantas aquáticas que estão totais ou parcialmente submersas na água, bem como plantas anfíbias que crescem tanto na água quanto em habitats excessivamente úmidos ao longo das margens dos reservatórios, em áreas de águas rasas e pântanos;
- **Higrófitas** abrangem plantas que vivem em habitats excessivamente úmidos com alta umidade do ar e do solo, mas geralmente sem água estagnada na superfície, como as camadas inferiores de florestas úmidas ou habitats abertos com solos constantemente úmidos;

- **Xerófitas** contemplam plantas adaptadas para resistir a longos períodos de seca e vivem em estepes pedregosas e afloramentos rochosos secos;
- **Flora de terras altas** reflete as comunidades de vegetação em terrenos mais altos, bem acima do nível do lençol freático, e que nunca são submersas pela água;
- **Flora tropical de planície** é atribuída as comunidades das terras baixas, vegetação em várzea e/ou em pântanos de água doce; as planícies podem (periodicamente) ser submersas por água doce, resultando na possível presença de táxons "mais úmidos" (pântanos) e "mais secos" neste grupo; não havendo influência do sal (do mar), exceto, talvez, em circunstâncias extremas.

Uma vez classificados, foi realizada análise de agrupamento utilizando a abundância relativa das espécies aplicando o método Soma Total dos Quadrados do programa CONISS, utilizando o cálculo de dissimilaridade transformação em raiz quadrada com o *software* Tilia (Grimm, 1986). O algoritmo utilizado agrupou as espécies em zonas estratigráficas, facilitando a descrição e a correlação. Isso permitiu que a sequência estratigráfica fosse dividida em zonas se as espécies fossem similares no tempo, de acordo com suas abundâncias, desenvolvendo um dendrograma que respeita a hierarquia da estratigrafia (Gomes, 2015).

4.4.2 Tendência úmido/árido (Fs/X)

Foi calculada a tendência de úmido-árido (Fs/X) com base na coocorrência de esporos de pteridófitas, licófitas e briófitas (indicadores de umidade) e grãos de pólen xerofíticos (e.g. *Classopollis* e pólen de Gnetaceae – poliplicados). A proporção de esporos por grãos de pólen xerofíticos (Fs/X) foi calculada como $Fs / X = nFs / (nFs + nX)$, onde N : número de espécimes contados, Fs : esporos (não retrabalhados) e X : grãos de pólen xerofítico. A razão varia de 0 a 1, sendo os valores próximo a 1, indicativos de umidade (Carvalho *et. al.*, 2022).

4.4.3 Índice de Diversidade

O índice de diversidade de Shannon-Wiener foi aplicado as amostras através do *software* PAST 4.02, a fim de avaliar a incerteza em prever a que espécie pertencerá o espécime seguinte de uma associação (Hammer *et.al.*, 2001). O índice de diversidade de Shannon (H') é sensível ao número total de espécies e a abundância relativa de cada um

dos táxons registrados em uma dada associação (Hammer; Harper, 2006; Silva *et. al.*, 2017; Silva, 2021).

É definido através da equação $H' = -\sum_{i=1}^S p_i \ln p_i$, onde p_i é a proporção do número de espécimes de cada espécie (n_i), e do número total de espécimes (n), enquanto S é o número total de espécies por amostra. Quanto maior for o valor de H' , maior a diversidade da associação. Valores de $H' = 0$ são obtidos quando um único táxon é registrado numa única associação (Hammer; Harper, 2006; Silva *et. al.*, 2017; Silva, 2021).

4.4.4 Análise de espécies indicadoras (IndVal)

A análise de espécies indicadoras (IndVal) determina se as espécies são características de determinados grupos de amostra (Dufrene & Legendre 1997). O IndVal é determinado com base na fórmula: $IndVal_{Grupo k, espécie j} = 100 \times A_{k,j} \times B_{k,j}$, onde $A_{k,j}$, especificidade e $B_{k,j}$, fidelidade, e os valores são apresentados em percentuais (Dufrene; Legendre 1997).

Recentemente, o IndVal tem sido aplicado a material fóssil como meio para fornecer evidências de alterações na biota, paleoambiente, paleoclima e paleoceanografia (e.g. Roucoux *et.al.*, 2013; Carvalho *et.al.*, 2017; Trindade; Carvalho, 2018; Leandro *et.al.*, 2020). Contudo, uma das exigências para utilização do IndVal é a construção prévia de grupos de amostras (tipologia) que se pretende usar na identificação de espécies indicadoras. Neste estudo, as amostras foram agrupadas em intervalos estratigraficamente limitados por dendrograma de similaridade, verificando se há alguma espécie indicadora de um ou mais intervalos ao relacionar sua abundância e frequência relativa obtidas no *software* PAST 4.02.

4.4.5 Elementos marinhos

Foi realizado um acompanhamento na distribuição estratigráfica dos palinórfos marinhos (números absolutos), a fim de caracterizar a influência marinha nos possíveis intervalos climáticos (Carvalho *et. al.*, 2022).

5 RESULTADOS E DISCUSSÃO

5.1 Paleoflora

A análise do poço 1-UN-32-PI mostrou um bom estado de preservação e recuperação, sendo as lâminas 107,4m e 139,5m exceções com respectivamente 141 e 72 espécimes recuperados em cada.

A riqueza paleoflorística registrada (Figura 7) apontou para dez gêneros e dez espécies de angiospermas, quinze gêneros e vinte espécies de gimnospermas, treze gêneros e quatorze espécies de Pteridófitas, e três gêneros e quatro espécies de licófitas. Além dos esporomorfos, foram encontrados outros palinomorfos, tais como dinocistos e algas como *Botryococcus* e *Pediastrum*.

O gênero *Classopollis* predominou por toda a assembleia palinológica do material (Tabela 1), representando aproximados 74,5% dos espécimes de esporomorfos contados. Outros gêneros abundantes foram os *Afropollis* (6,4%), *Araucariacites* (5,2%), *Equisetosporites* (3,9%), *Inaperturopollenites* (1,6%) e *Deltoidospora* (1,5%).

Alguns gêneros ocorrem de maneira pontual (em apenas uma lâmina) como: *Albertipollenites*, *Callialasporites*, *Crybelosporites*, *Dejaxpollenites*, *Dictyophyllidites*, *Exesipollenites*, *Leiotriletes*, *Matonisporites*, *Psilatricolpites*, *Retimonocolpites*, *Rouseisporites*, *Steevesipollenites*, *Striatopollis*.

Tabela 1 Contagem de esporomorfos do poço 1-UN-32-PI.

	86	87	88	89	90	93	94	97	99	102.4	104.9	106.25	107.4	111.55	128.5	129.5	131.5	133.5	135.5	137.5	139.5	141.5	143.5	145.5	149	151	153	155	TOTAL	Porcentagem (%)
Afropollis jadinus	70	50	46	19	16	2	7	3	0	8	5	2	3	9	20	4	9	4	6	11	4	11	8	6	10	28	16	22	399	6,47
Albertipolleniter limae	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,02
Brenneripollis reticulatus	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	2	0,03
Dejaxpollenites microfoveolatus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	2	0,03
Indet. angiosperm pollen	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	3	0,05
Psilatricolpites spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,02
Retimonocolpites spp.	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,02
Rouseisporites spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	1	0,02
Stellatopollis spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	5	0,08
Striatopollis sp. A Morgan	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,02
Tricolpites spp.	4	4	3	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	13	0,21
Araucariacites australis	14	16	28	25	2	1	4	4	4	2	5	8	8	18	21	27	17	9	3	9	5	4	5	15	22	9	22	9	316	5,13
Bennettitaepollenites regaliae	0	0	3	0	0	4	2	2	1	2	1	0	7	4	6	2	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	36	0,58
Callialasporites segmentatus	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0,03
Classopollis spp.	171	205	220	150	153	103	90	135	134	135	169	167	101	143	130	150	160	184	184	167	61	169	186	161	238	249	253	245	4613	74,84
Cycadopites spp.	5	0	7	0	0	1	2	1	0	0	1	4	0	0	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24	0,39
Equisetosporites ambiguus	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	4	1	1	0	1	0	2	1	1	2	1	19	0,31
Equisetosporites concinnus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	1	0	0	2	7	4	0	2	0	18	0,29	
Equisetosporites maculosus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	3	1	1	0	0	7	0,11
Equisetosporites multicostata	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	1	0	0	0	2	3	0	0	0	0	0	8	0,13
Equisetosporites spp.	25	6	11	5	4	5	3	3	9	17	12	12	13	10	18	13	5	0	0	0	0	0	8	0	0	0	0	0	179	2,90
Eucommiidites spp.	4	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	1	2	0	2	0	1	0	0	2	0	1	5	1	2	2	26	0,42	
Exesipollenites tumulus	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,02	
Gnetaceapollenites spp.	10	6	11	2	0	1	0	1	5	1	2	2	2	5	4	5	0	4	4	3	1	0	0	3	0	0	1	1	74	1,20
Inaperturopollenites spp.	1	1	0	0	0	7	0	7	4	1	4	1	5	6	6	5	4	4	6	1	0	1	3	11	15	2	0	2	97	1,57
Sergipea simplex	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	3	0,05
Sergipea variverrucata	0	2	0	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	3	2	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1	2	3	18	0,29
Spheripollenites scrabatus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	5	0,08
Steevesipollenites sp.	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,02
Uesuguipolleniter calosus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	3	0,05
Apiculatisporis spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0,03
Leptolepidites psarosus	0	4	3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	1	0	0	0	0	0	5	0	9	0	0	0	1	26	0,42	
Leptolepidites verrucatus	3	2	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	2	0	0	0	3	0	0	0	0	1	0	0	0	15	0,24	
Perotriletes spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0,03
Appendicisporites tricomitatus	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0,03
Biretisporites spp.	0	0	0	0	3	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	4	0,06
Caticrisosporites spp.	7	7	2	0	3	1	0	3	1	4	1	0	0	0	6	3	1	0	0	1	0	1	4	3	1	4	0	8	61	0,99
Crybelosporites pannuceus	4	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	7	0,11
Crybelosporites striatus	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,02
Cyathidites australis	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	7	0,11	
Deltoidospora spp.	18	6	6	5	0	4	7	8	4	3	1	0	0	2	1	6	1	0	2	1	1	6	2	2	2	1	2	5	96	1,56
Dictyophyllidites spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,02
Klukisporites foveolatus	0	3	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	5	0,08
Klukisporites foveolatus	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0,02
Leiotriletes spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0,02
Matonisporites spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0,02	
Pilosisporites trichopappulosus	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	1	4	0	0	10	0,16	
Reticulatisporites spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	2	0	4	0,06
Trilete liso Indet.	7	8	6	1	2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24	0,39	
Verrucosporites spp.	0	0	0	0	0	0	0	0	3	0	0	0	0	0	1	0	1	0	0	2	0	0	1	0	0	1	0	1	10	0,16
Vitreisporites spp.	1	0	0	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	0	5	0,08	

1-UN-32-PI

Mateus Caetano Escala 1:250
 Localização: 4°4'54.9984"S 43°3'15.0012"W
 Intervalo: 84m - 157m

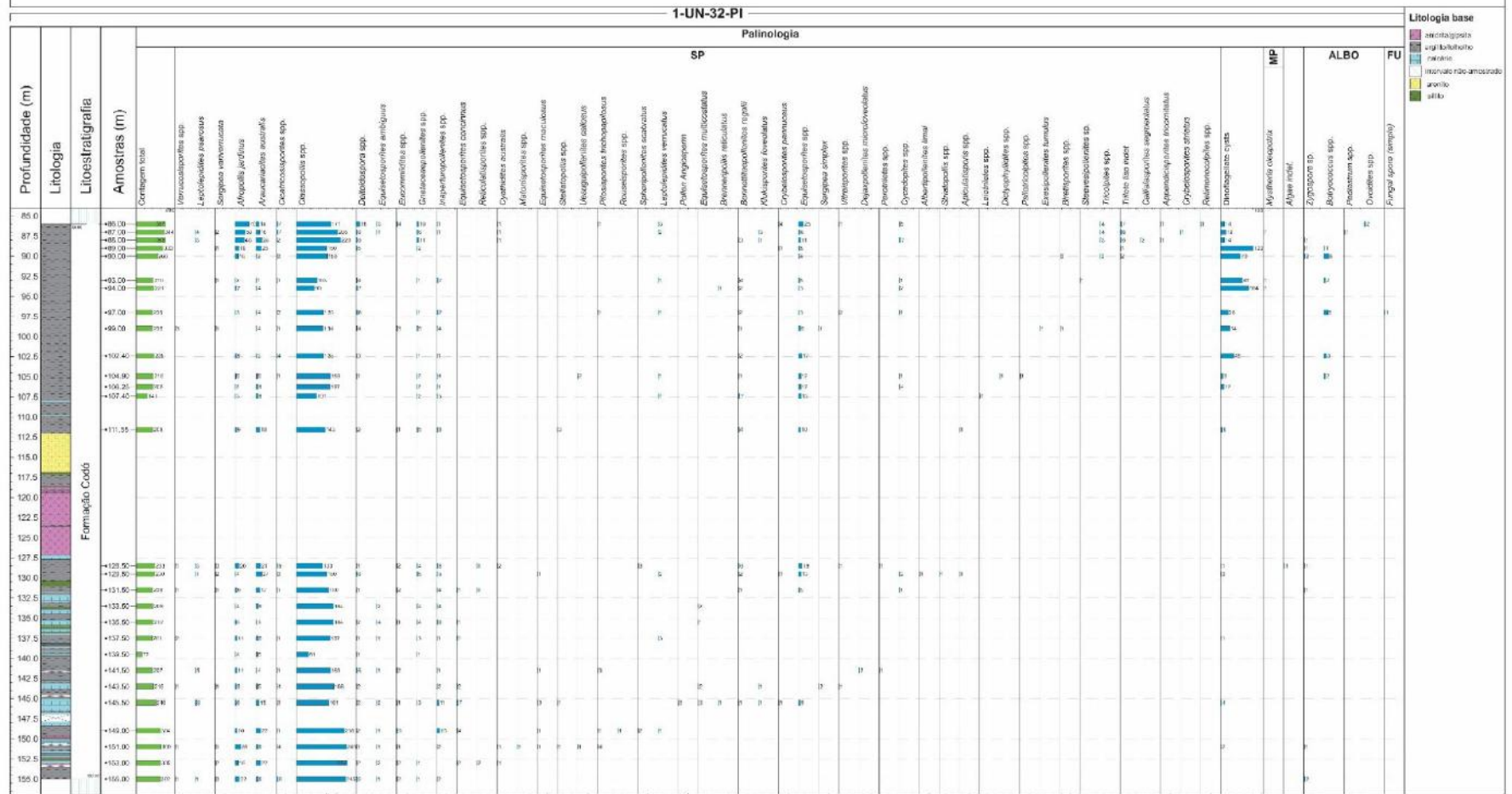


Figura 7 Distribuição estratigráfica dos palinomorfos do poço 1-UN-32-PI. *Sergipea variverrucata*, espécie-índice da Biozona P-270 de Regali & Santos (1974), é destacada em vermelho.

5.2 Marcador bioestratigráfico

A análise palinológica permitiu identificar a espécie *Sergipea variverrucata*, com primeiro aparecimento em 155,00 metros, e último aparecimento em 87,00 m (Figura 12). Isso permitiu reconhecer quase toda a coluna estudada dentro da biozona neoaptiana P270 *Sergipea variverrucata*, definida por Regali & Santos (1974).

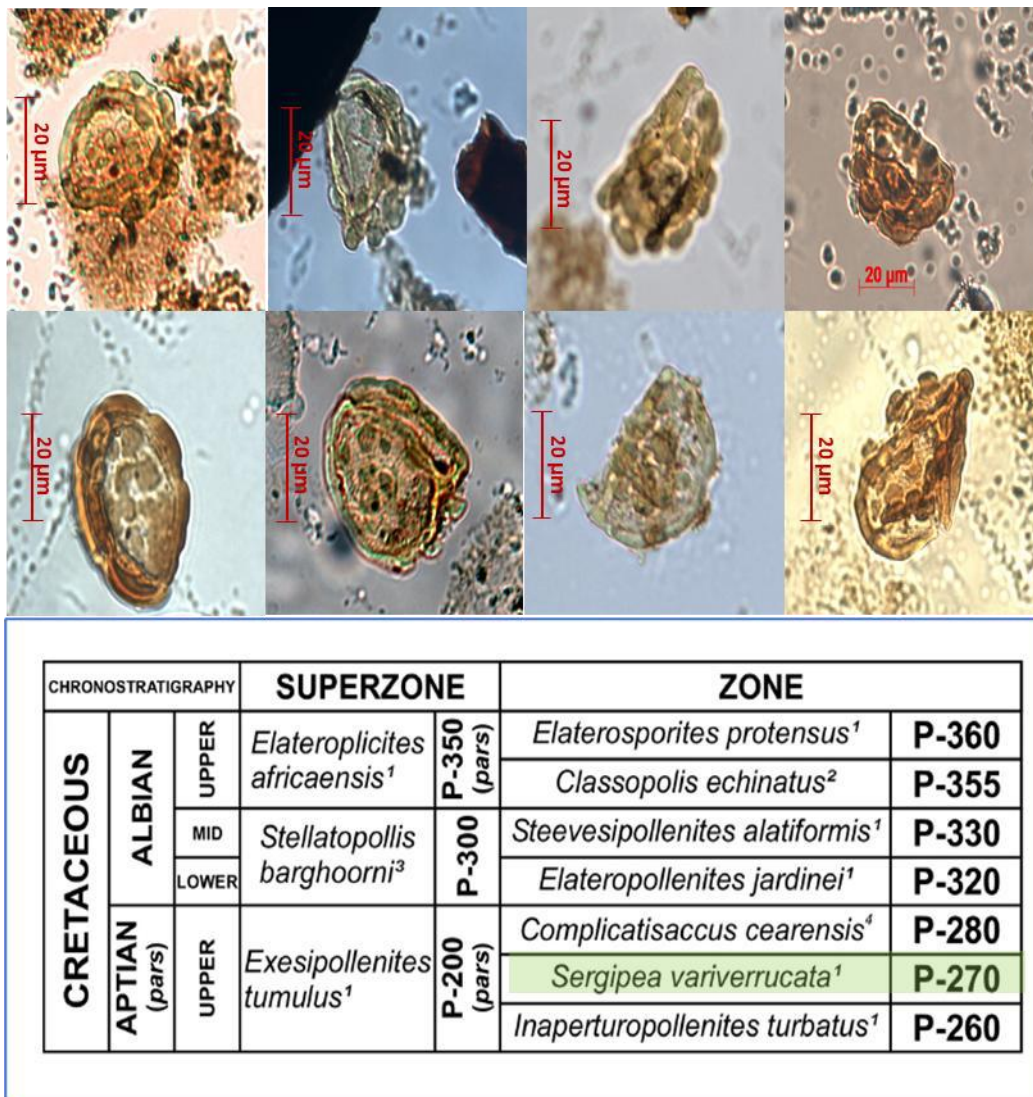


Figura 8 Alguns dos diversos espécimes de *Sergipea variverrucata* encontrados na seção do 1-UN-32-PI, e quadro de biozonas estabelecidas para as bacias brasileiras, com destaque para P-270. Adaptado de Regali & Santos (1974).

5.3 Afinidade botânica

As gimnospermas foram o grupo de plantas mais abundante da seção, contando com 88,5% da população de espécimes, seguidos das Angiospermas com 6,9%, o grupo das pteridófitas com 3,8% dos indivíduos, e o grupo das licófitas contando apenas 0,8%

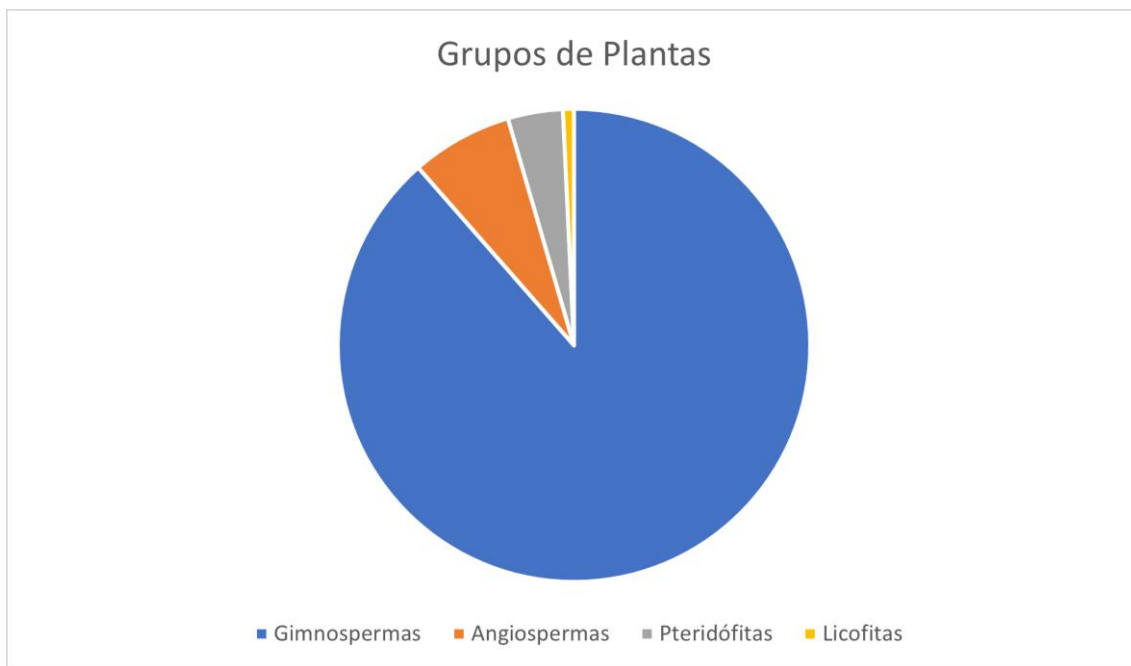


Figura 9 Distribuição dos grupos de plantas da seção 1-UN-32-PI.

dos espécimes (Figura 9)

Uma vez atribuídos os táxons aos principais grupos de plantas, foi possível realizar o reconhecimento das afinidades botânicas: 95% das gimnospermas dentro de doze famílias, 80% das angiospermas para oito famílias, 100% das pteridófitas para seis famílias, e 100% das licófitas dentro de três famílias (Tabela 2).

Tabela 2 Afinidades botânicas e grupos bioclimáticos encontrados em 1-UN-32-PI

GRUPO DE PLANTAS	GÊNERO	AFINIDADE BOTÂNICA	GRUPOS CLIMÁTICOS
ANGIOSPERMA	<i>Afropollis jardinus</i>	Winteraceae?	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	<i>Albertipollenites limae</i>	?	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	<i>Brenneripollis reticulatus</i>	Gunneraceae	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	<i>Dejaxpollenites microfoveolatus</i>	Gunneraceae	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	pólen angiosperma indet.	?	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	<i>Psilatricolpites</i> spp.	Euphorbiaceae	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	<i>Retimonocolpites</i> spp.	Arecaceae	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	<i>Rouseisporites</i> spp.	Eudicots (Flacourtiaceae)	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	<i>Stellatopollis</i> spp.	?	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	<i>Striatopollis</i> sp. A Morgan	Fabaceae	Flora tropical de planície
ANGIOSPERMA	<i>Tricolpites</i> spp.	Haloragaceae	Flora tropical de planície
GIMNOSPERMA	<i>Araucariacites australis</i>	Araucariaceae	Flora de terras altas
GIMNOSPERMA	<i>Bennettitaepollenites regaliae</i>	Cycadaceae	Flora tropical de planície
GIMNOSPERMA	<i>Callialasporites segmentatus</i>	Araucariacites/Podocarpaceae	Flora de planalto
GIMNOSPERMA	<i>Classopollis</i> spp.	Cheirolepidiaceae	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Cycadopites</i> spp.	Cycadaceae	Flora tropical de planície
GIMNOSPERMA	<i>Equisetosporites ambiguus</i>	Ephedraceae	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Equisetosporites concinnus</i>	Ephedraceae	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Equisetosporites maculosus</i>	Ephedraceae	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Equisetosporites multicostata</i>	Ephedraceae	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Equisetosporites</i> spp.	Ephedraceae	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Eucommiidites</i> spp.	Gnetales	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Exesipollenites tumulus</i>	Cupressaceae	Flora de terras altas
GIMNOSPERMA	<i>Gnetaceaepollenites</i> spp.	Gnetales (Gnetaceae?)	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Inaperturopollenites</i> spp.	Cupressaceae	Flora de terras altas
GIMNOSPERMA	<i>Sergipea simplex</i>	Ephedraceae/Gnetaceae (?)	Xerófitas

GIMNOSPERMA	<i>Sergipea variverrucata</i>	Ephedraceae/Gnetaceae (?)	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Spheripollenites scrabatus</i>	Cupressaceae/Taxodiaceae	Flora de terras altas
GIMNOSPERMA	<i>Steevesipollenites</i> sp.	Gnetaceae	Xerófitas
GIMNOSPERMA	<i>Uesuguiipolleniter calosus</i>	Cupressaceae	Flora de terras altas
PTERIDOSPERMA	<i>Vitreisporites</i> spp.	Caytoniaceae	Flora de terras altas
LICÓFITA	<i>Apiculatisporis</i> spp.	Selaginellaceae	Higrófitas
LICÓFITA	<i>Leptolepidites psarosus</i>	Lycopodiaceae	Higrófitas
LICÓFITA	<i>Leptolepidites verrucatus</i>	Lycopodiaceae	Higrófitas
LICÓFITA	<i>Perotriletes</i> spp.	Selaginellaceae	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Appendicisporites tricornitatus</i>	Anemiaceae	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Biretisporites</i> spp.	Osmundaceae	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Cicatricosisporites</i> spp.	Anemiaceae	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Crybelosporites pannucous</i>	Marsileaceae	Hidrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Crybelosporites striatus</i>	Marsileaceae	Hidrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Cyathidites australis</i>	Cyatheaceae	Flora de terras altas
PTERIDÓFITAS	<i>Deltoidospora</i> spp.	Cyatheaceae	Flora de terras altas
PTERIDÓFITAS	<i>Dictyophyllidites</i> spp.	Matoniaceae	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Klukisporites foveolatus</i>	Schizaeaceae	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Leiotriletes</i> spp.	?	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Matonisporites</i> spp.	Matoniaceae	Flora de terras altas
PTERIDÓFITAS	<i>Pilosisporites trichopapillosus</i>	Schizaeaceae	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Reticulatisporites</i> spp.	Schizaeales (Schizaeaceae?)	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	Trilete liso indet.	?	Higrófitas
PTERIDÓFITAS	<i>Verrucosisporites</i> spp.	Osmundaceae (?)	Higrófitas

5.4 Grupos bioclimáticos

Na seção estudada foi possível observar a ocorrência de todos os grupos bioclimáticos (Figura 10).

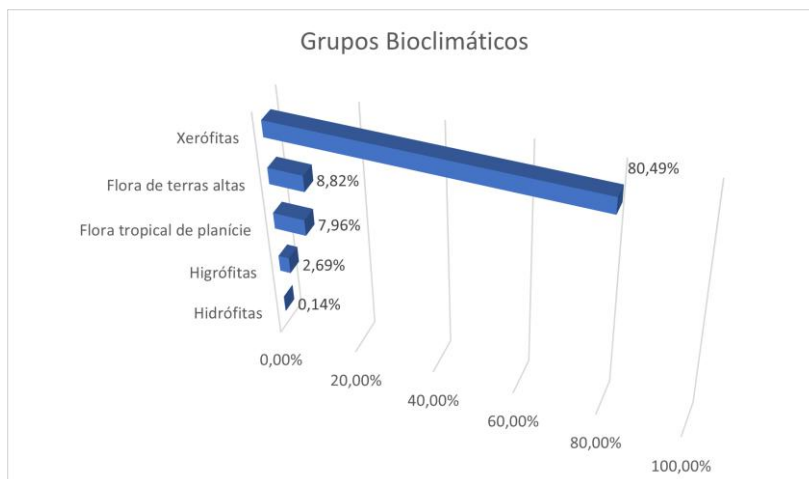


Figura 10 Porcentagem dos grupos bioclimáticos observados em 1-UN-32-PI.

O material é dominado pelo grupo bioclimático das xerófitas (80,5%) em decorrência da alta abundância de famílias de gimnospermas como Cheirolepidiaceae (*Classopollis*), Ephedraceae (*Equisetosporites*, *Sergipea?*) e Gnetaceae (*Gnetaceapollenites*), que refletem a grande produção de grãos de pólen exigida pela anemofilia (estratégia de polinização pelo vento).

Cheirolepidiaceae foi uma família extinta de coníferas, que detinha morfologia foliar similar a angiospermas halófitas, como *Salicornia*, sugerindo adaptação a clima quente com tendência de aridez. Acredita-se que habitavam áreas de várzea abertas e ensolaradas, relativamente próximas a corpos d'água (lagunares, marinhos costeiros, aluviais e/ou deltas) com solos bem drenados e secos (Batten, 1975; Vakhrameev, 1981; Doyle *et.al.*, 1982; Lima, 1983; Hashimoto, 1995; Heimhofer *et.al.*, 2008).

As famílias de grãos de pólen poliplicados, Ephedraceae e Gnetaceae, estão relacionadas com a ordem Gnetales e provavelmente com os gêneros atuais *Ephedra* e *Welwitschia*, que ocorrem em regiões áridas da América, Ásia, Europa e Norte da África (Lima, 1983).

O grupo bioclimático de flora de terras altas é o segundo mais expressivo (8,82%), impulsionado pela abundância de Araucariaceae (*Araucariacites*) e Cupressaceae (*Inaperturopollenites*):

Araucariaceae dominam vegetação de florestas em ambientes altos e não sujeitos a inundação. Atualmente essa família tem distribuição predominantemente austral, em contraste com a distribuição nos hemisférios norte e sul que ocorria durante o Mesozoico. A maioria dos representantes modernos da família Araucariaceae vive em locais de clima subtropical ou mesotérmico temperado e são tipicamente relacionadas a terras altas centrado nas regiões tropicais, cujas espécies de pólen eram encontradas em depósitos de planícies do início do Cretáceo (Doyle *et.al.*, 1982).

Cupressaceae habitam áreas de transição de altitude (200-600m). Nos dias atuais não ocorrem naturalmente no Brasil, mas foram abundantes durante o Cretáceo (Doyle *et.al.*, 1982). Já alguns esporos lisos, também típicos de ambientes de altitude, como é o caso do *Cyathidites* e *Deltoidospora*, representantes de pteridófitas arbustivas pertencentes a família Cyatheaceae ainda são presentes no nordeste brasileiro (Lima, 1978).

O grupo bioclimático da flora tropical de planície (7,96%), teve o gênero *Afropollis* como mais abundante. Afinidade botânica dos *Afropollis* é com angiospermas primitivas adaptadas a condições tropicais mais úmidas do que secas, capazes de colonizar ambientes com sedimentação intermitente, como uma planície de inundação (Doyle *et.al.*, 1982).

A distribuição atual das famílias Areacaceae (*Retimonocolpites*) e Cycadaceae (Cycadopites) coincidem estreitamente com climas tropicais e subtropicais, sendo amplamente utilizados como paleoindicadores de climas quentes e úmidos (Dino, 1992).

O grupo bioclimático das higrófitas (2,69%) tem destaque a família Anemiaceae (*Cicatricosisporites*) que ocorre principalmente em regiões costeiras da América tropical e subtropical, e são indicadores de condições úmidas. Outro representante importante para higrófitas são as licófitas da família Lycopodiaceae (*Retitriletes*), por sua semelhança ao gênero moderno *Lycopodium* que ocorre em ambientes úmidos em todo o mundo (Carvalho *et.al.*, 2017, 2019).

Grupo bioclimático hidrófitas acabou por ser o menos abundante (0,7%). A família Marsileaceae (*Crybelosporites*) se destaca no Cretáceo Inferior, e inclui plantas poiquilohídricas (não controlam a perda de água), podendo viver apenas em ambientes

rasos com disponibilidade permanente de água (Puebla *et.al.*, 2015). No 1-UN-32-PI, a ocorrência desse grupo foi utilizada como o principal indicativo de umidade.

Os esporos de *Crybelosporites pannuceus* ocorre abundantemente em sedimentos pelíticos interpretados como ambientes fluviais a deltaicos, com episódios lacustres, e membros atuais da família Marsileaceae são plantas rizomatosas enraizadas em substratos de águas paradas e rasas, geralmente lagoas temporárias, com partes que se estendem até a superfície (Puebla *et.al.*, 2015).

5.5 Intervalos paleoclimáticos

A análise de agrupamento estratigraficamente restringido (método CONISS) foi realizada através da distribuição dos grupos bioclimáticos e revelou três intervalos distintos (veja Figuras 11 e 12).

Intervalo Paleoclimático 1 (IP1) – amostras 155,00 até 137,50m: O intervalo inferior apresenta dominância do grupo xerófitas, refletida da abundância do gênero *Classopollis* na seção. A diversidade varia na seção, mas de um modo geral, apresenta valores baixos. A tendência úmido/árido (Fs/X) também é baixa em quase todo intervalo. A espécie indicadora encontrada foi o *Equisetosporites concinnus* (Anexo III), pertencente ao grupo das xerófitas. O intervalo é marcado por possíveis “momentos transitórios” onde pequenas oscilações na abundância de xerófitas acompanham picos de diversidade, presença pontual de elementos marinhos e um aumento relativo de todos os outros grupos bioclimáticos, indicadores de climas mais úmidos. Considerando todos os fatores, esta fase pode ser considerada de clima árido, com episódios de umidificação, tendendo ao semiárido.

Intervalo Paleoclimático 2 (IP2) – amostras 135,50 até 90,00m: O intervalo intermediário mostra um incremento significativo das xerofíticas com relação ao anterior. A razão Fs/X mostra pouca variação, dado o controle imposto pela dominância de *Classopollis*. A espécie indicadora é o *Bennettitaepollenites regaliae* (Anexo III), pertencente à flora tropical de planície. Considerando que ele engloba o hiato de amostragem do trecho evaporítico, é possível observar algumas particularidades antes e depois deste.

Na porção pré-evaporítica, a paleoflora apresenta um comportamento parecido com o intervalo IP1, ao demonstrar características pontuais de diminuição de xerófitas *versus* tendências de umidificação, como nas amostras 129,50 m e 128,50 m.

Já na porção pós-evaporito, observa-se o um incremento progressivo de elementos marinhos. Com exceção das hidrófitas, os grupos úmidos (higrófitas, flora tropical de planície e flora de terras altas), crescem acompanhando essa tendência, parecendo variar entre si.

De maneira geral, a associação ainda representa um clima bastante árido, mostrando uma tendência para um clima mais úmido no topo.

Intervalo Paleoclimático 3 (IP3) – amostras 89,00 até 86,00m: No intervalo superior ocorre a queda das xerófitas aos seus menores valores, e ainda que estes sejam considerados relativamente altos, o cenário é de condições consideravelmente mais úmidas, marcadas na presença de hidrófitas, e na alternância entre as higrófitas e a flora de terras altas com a flora tropical de planície. Os valores de diversidade e Fs/X são altos, aumentando para o topo do intervalo. As espécies indicadoras são *Tricolpites* spp. e o *Afropollis* spp. (Anexo III), ambos da flora tropical de planície.

Em relação aos elementos marinhos, a primeira amostra do intervalo registra um *bloom* considerável, enquanto as amostras seguintes parecem estabilizar os valores numa média relativamente alta.

O intervalo pode ser interpretado como semiárido, uma vez que a tendência de umidificação começa a influenciar a dominância de *Classopollis* em favor de outros espécimes.

1-UN-32-PI

Matheus Francisco Avelino Castano, 2022
 Escala 1:225
 Localização: Duque Bacelar, MA, Brasil. Coordenadas 04°04'54" S 043°03'15" W
 Intervalo: 85m - 155m

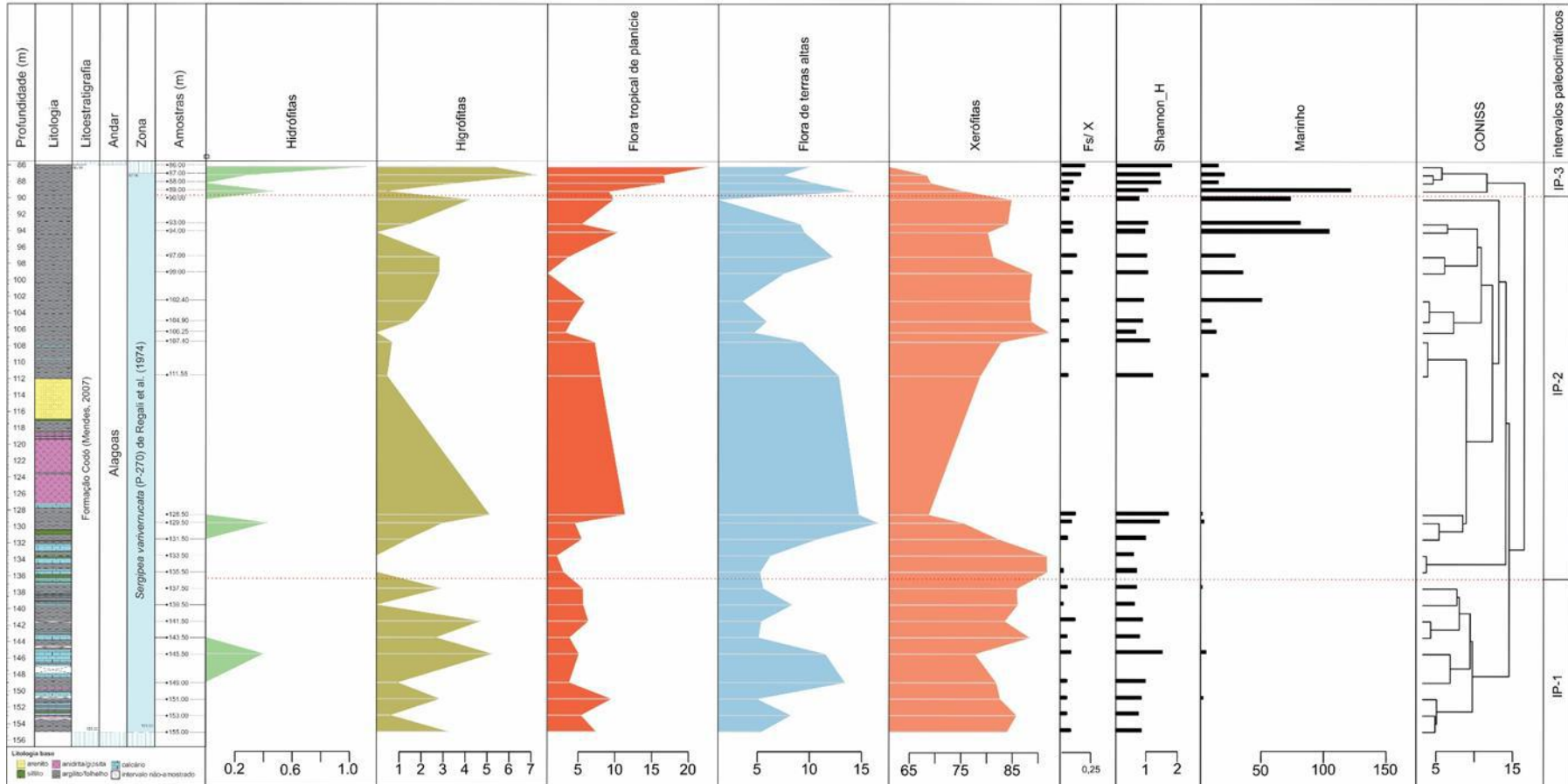


Figura 11 Distribuição estratigráfica dos grupos bioclimáticos do poço 1-UN – 32- PI. Dendrograma tipo estratigraficamente restrigido.

1-UN-32-PI

Márcio Francisco André Cariani, 2022
 Escala 1:225
 Localização: Duque de Caxias, MA, Brasil. Coordenadas 04°04'54" S 043°00'10" W
 Intervalo: 85m - 155m

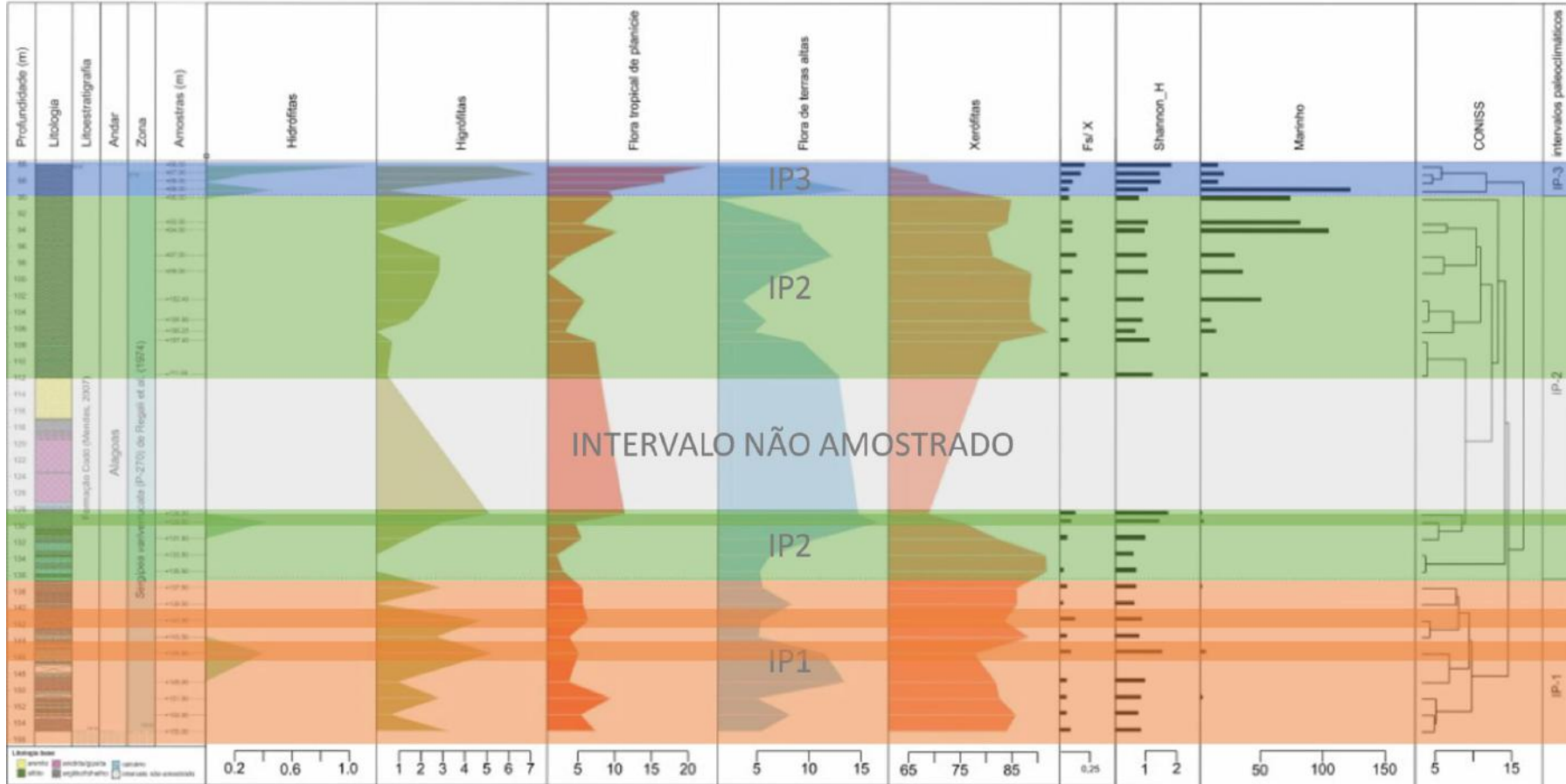


Figura 12 Distribuição estratigráfica dos grupos bioclimáticos do poço 1-UN – 32- PI, com ênfase nos episódios de umidificação. Dendrograma tipo estratigraficamente restringido.

6 DISCUSSÃO

É consenso que a abundância do gênero *Classopollis* em bacias de baixa latitude do Gondwana está associada a prevalência de climas quentes e semiáridos (Carvalho et. al. 2017,2019). Entretanto, apesar da dominância dos *Classopollis*, a diversidade registrada na seção é alta (Fig. 15). A riqueza de táxons de palinoflora varia diretamente com a umidade no Nordeste, o que apoia seu *proxy* como indicativo de umidade (Bouimetarhan et. al. 2018).

A presença de esporomorfos de clima úmido também sugere um contexto climático mais complexo, similar ao observado em outras bacias brasileiras e sul-americanas (Doyle et.al., 1982; Mejia-Velasquez tal., 2012; Carvalho et.al., 2017, 2019, 2022). O trabalho de Lindoso et.al. (2018) com plantas fósseis na Bacia do Parnaíba, também no Aptiano superior, revelou uma vegetação herbácea/arbustiva em áreas costeiras com influências flúvio-deltaica, lacustre, fluvial e incursões cíclicas de águas

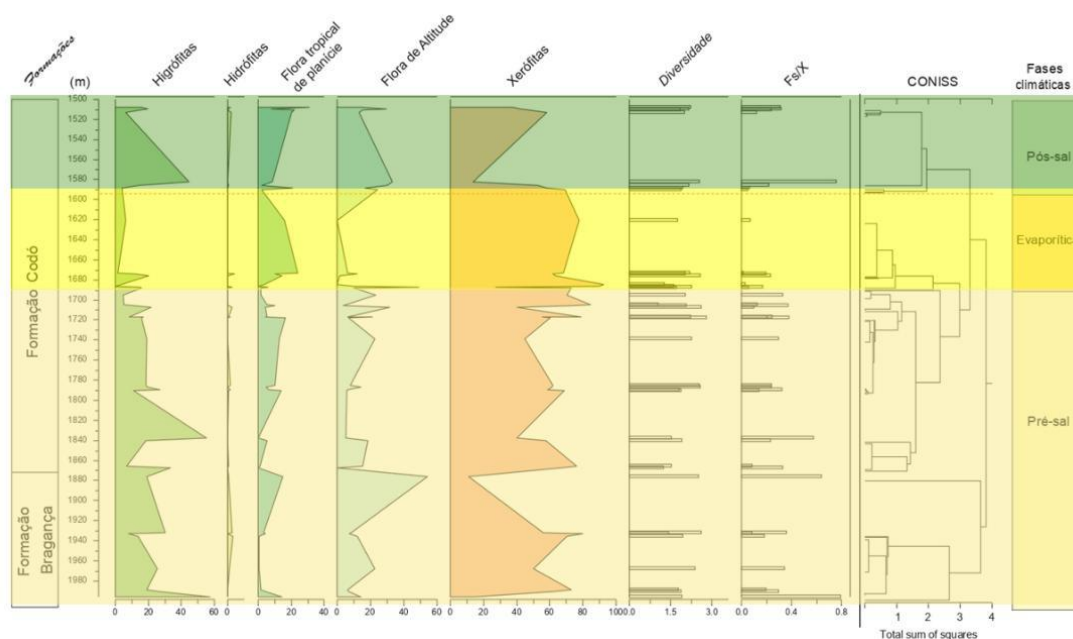


Figura 13 Distribuição estratigráfica dos grupos bioclimáticos associados a todas as fases climáticas. Adaptado de Giannerini, 2021.

marinhas, suportando variações climáticas áridas e úmidas.

Os intervalos paleoclimáticos identificados no poço 1-UN-32-PI (Figuras 11 e 12) apresentam características similares aos intervalos identificados por Giannerini (2021) ao reconstruir o paleoclima para as formações Codó e Bragança (Figura 13), no Aptiano superior. As características dos intervalos IP1 E IP2 se assemelham com o pré-

sal de Giannerini (2021) no domínio da flora xerofítica e nos momentos de transitoriedade de umidade.

No entanto, o intervalo evaporítico descrito por Giannerini (2021) apresenta aumento da flora tropical de planície e o gênero *Afropollis* como espécie indicadora, o que não é observado no intervalo IP2, que contém a seção evaporítica. Também diferente do encontrado no intervalo pós-sal de Giannerini, o intervalo IP3 não mostrou características de fase úmida propriamente estabelecida, mantendo o domínio das xerófitas. Por fim, a presença de dinoflagelados no 1-UN-32-PI possibilitou relacionar os eventos à episódios de incursão de águas marinhas, o que não foi possível nas seções estudadas por Giannerini.

De maneira similar, em seções da Bacia de Sergipe-Alagoas, Carvalho *et.al.*, (2017) também identificaram intervalos semelhantes aos descritos aqui para o 1-UN-32-PI. A dominância de *Classopollis* e episódios mais úmidos cíclicos dos intervalos IP1 e IP2, e a tendência de umidificação no IP3, são características encontradas na “fase seca” identificada no trabalho de Carvalho (2017) (Figuras 14 e 15). Posteriormente, em novas análises palinológicas, nas Formações Muribeca e Riachuelo, Carvalho (2019) corroborou que as variações de árido para úmido ocorrem de forma cíclica e gradual.

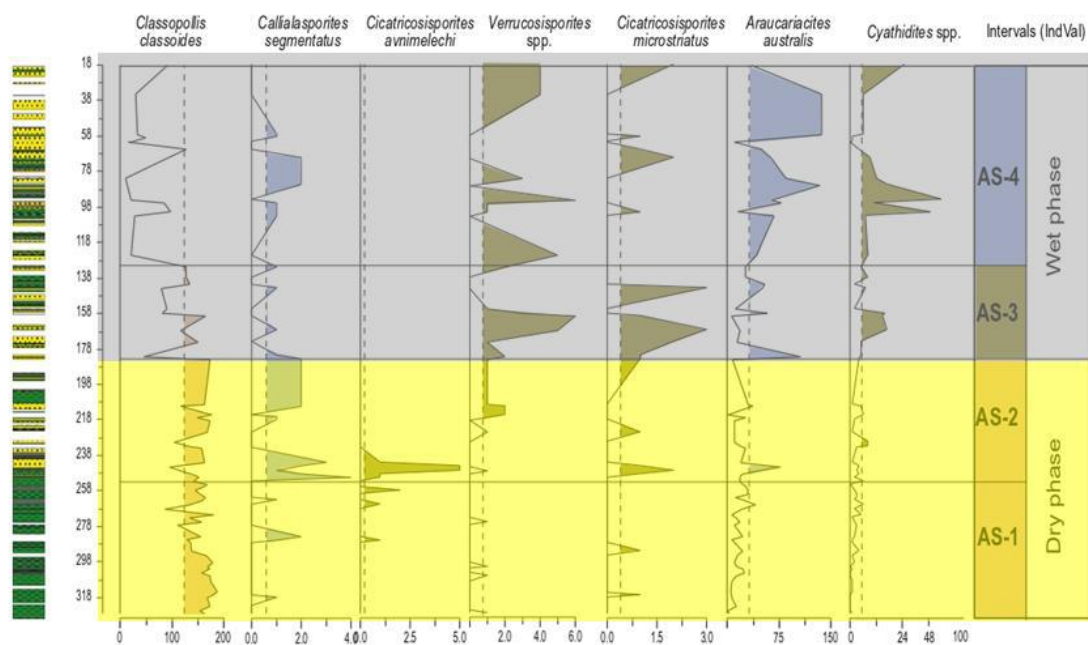


Figura 14 Distribuição estratigráfica das espécies indicadoras da seção Angico, mostrando as fases úmida e seca. Adaptado de Carvalho, 2017

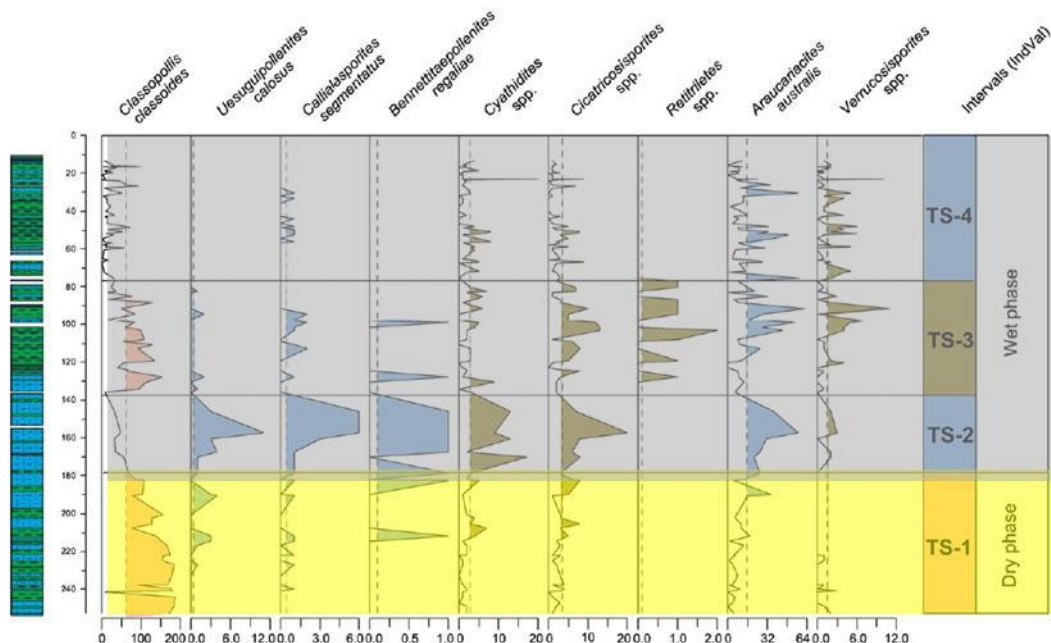


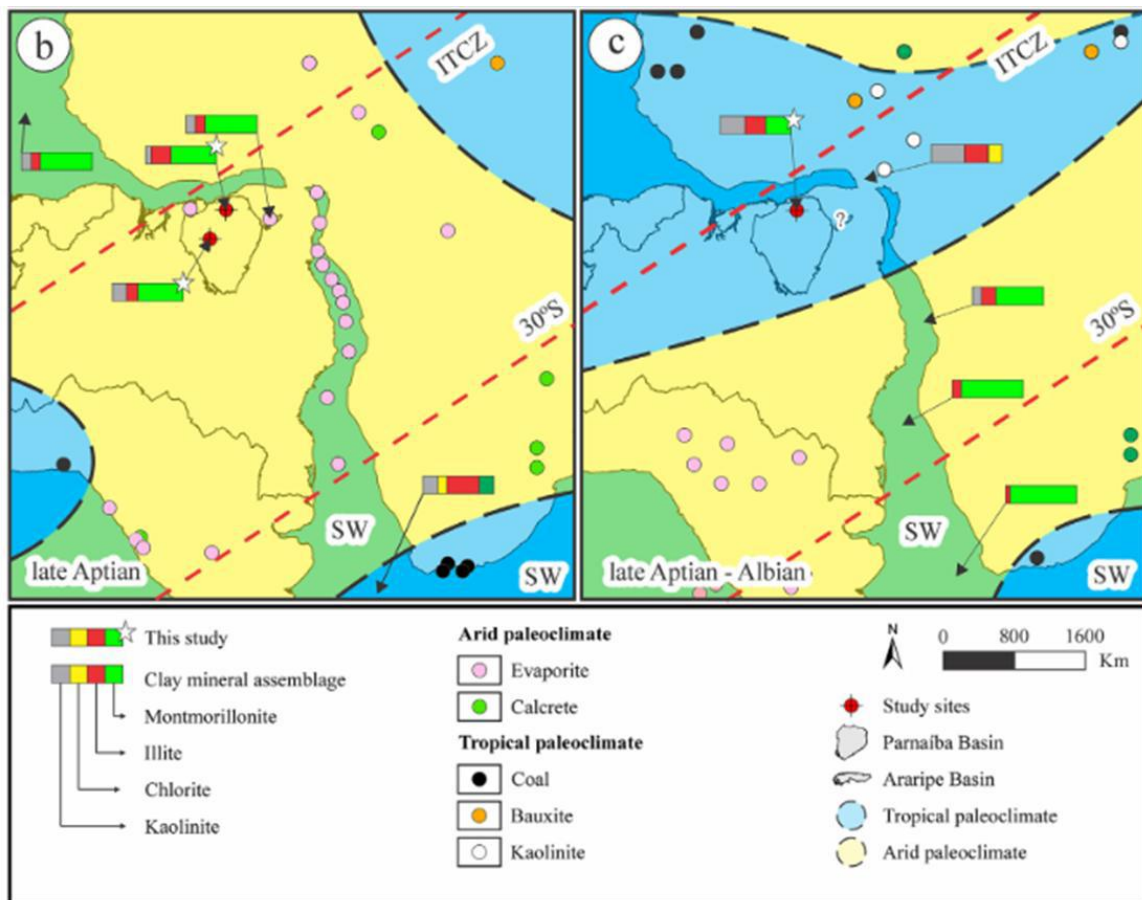
Figura 15 Distribuição estratigráfica das espécies indicadoras da seção Taquari, mostrando as fases úmida e seca. Adaptado de Carvalho, 2017

A variação climática de árido para úmido nos trabalhos de Carvalho (2017, 2019, 2022) e Giannerini (2021) foram justificadas pelo deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e elevação do nível do mar.

Apesar da prevalência da flora xerofítica, é possível observar uma tendência de umidificação durante o IP3, a qual é concomitante com um aumento de cistos dinoflagelados. Esse aumento de elementos marinhos pode estar relacionado com a primeira superfície de inundação observada no Aptiano superior nas bacias da margem continental brasileira (Arai, 2009; Carvalho, 2022).

Uma das muitas influências do aumento do nível do mar é a redução de planícies costeiras, e por consequência, a redução de plantas adaptadas a esses ambientes (e.g.: *Classopollis*), alterando a composição e abundância de palinórfos no registro sedimentar da área (Kujau *et.al.* 2013; Santos *et.al.* 2022).

Salgado-Campos (2022) utilizando dados mineralógicos de argila no Codó superior atribuiu o processo de umidificação regional à hipótese do início precoce do cinturão úmido equatorial, ocorrido devido à proximidade entre lago Codó e o mar, provocada pela abertura da margem atlântica equatorial durante o rompimento do Gondwana (Figura 16).



Na Formação Codó da bacia de São Luís, Santos *et.al.* (2022) forneceram evidências adicionais de um cinturão úmido equatorial pré-albiano semelhante à ZCIT, cruzando a análise palinológica com dados de icnofósseis, elementos marinhos, microfósseis e a litologia. O declínio do gradiente de temperatura da superfície do mar do Proto-Atlântico Norte/Atlântico Sul pode ter desencadeado um deslocamento da ZCIT para o sul, levando a um Gondwana Equatorial mais úmido e ao início anterior do cinturão úmido Equatorial, desafiando a visão padrão de um Gondwana exclusivamente árido no Aptiano (Hay & Floegel, 2012).

7 CONCLUSÕES

A seção estudada contém um conjunto de palinomorfos bem preservados e diversificados, com ocorrência dominante do gênero pólen *Classopollis*. Foi possível reconhecer uma paleoflora de dez gêneros e dez espécies de angiospermas, 15 gêneros e 20 espécies de gimnospermas, 13 gêneros e 14 espécies de Pteridófitas, e três gêneros e quatro espécies de licófitas, além de outros palinomorfos como *Mystheria oleopotrix*, *Ovoidites*, zigósporos, dinocistos e algas como *Botryococcus* e *Pediastrum*.

Toda a coluna estudada foi posicionada na biozona neoaptiana P270 *Sergipea variverrucata*, definida por Regali & Santos (1974), com primeiro aparecimento de *Sergipea variverrucata* em 155,00 metros, e último aparecimento em 87,00 m.

O reconhecimento das afinidades botânicas dos principais grupos de plantas, entre 12 famílias de gimnospermas, oito de angiospermas, seis de pteridófitas e três de licófitas, permitiu a correlação dos grupos bioclimáticos.

A dominância de *Classopollis* dentro do grupo das xerófitas e episódios mais úmidos cíclicos dos intervalos IP1 e IP2, e a tendência de umidificação no IP3, são características encontradas na “fase seca” de diversos trabalhos em bacias interiores nacionais (Carvalho et. al.2017, 2019, 2022; Giannerini, 2021, Santos et. al. 2022), sendo essa variação climática de umidade em ambiente árido justificadas pelo deslocamento da Zona de Convergência Intertropical (ZCIT) e elevação do nível do mar.

O aumento de elementos marinhos no IP3 e a tendência de umidificação observada pode estar diretamente relacionada com as consequências da primeira superfície de inundação provocadas pela abertura do Atlântico (Arai, 2009; Carvalho et. al., 2022; Santos et.al. 2022).

8 REFERÊNCIAS

- ABBINK O. A., KONIJNENBURG J. H. A., VISSCHER H. A sporomorph ecogroup model for the Northwest European Jurassic-Lower Cretaceous: concepts and framework. **Netherlands Journal of Geosciences**, v. 83, n.1, p. 17-31, 2004.
- ANTONIOLI, L. **Estudo Palino-Cronoestratigráfico da Formação Codó – Cretáceo Inferior do Nordeste brasileiro**. Rio de Janeiro. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. 2001.
- ARAI, M. Paleogeografia do Atlântico Sul no Aptiano: um novo modelo a partir de dados micropaleontológicos recentes. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 17, n. 2, p.331-351, 2009.
- BARROS, C. L., SILVA, S.C., MACHADO, L.L., RIOS-NETTO, A. de M., SAMES, B., ... SILVA Jr., R.P. da. Non-marine ostracods of the Codó Formation (upper Aptian, Lower Cretaceous), Parnaíba Basin, NE Brazil: new biostratigraphic and paleoecological insights. **Cretaceous Research**, v. 133, 2022.
- BASTOS, L. P. H. *et.al.* Estratigrafia química aplicada à Formação Codó nos furos de sondagem UN-24-PI e UN-37-PI (Aptiano/Albiano da Bacia do Parnaíba). **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 22, p. 289–312, 2014.
- BATISTA, A.M.N. **Caracterização paleoambiental dos sedimentos Codó-Grajaú, Bacia de São Luís (MA)**. Belém, Universidade Federal do Pará. Dissertação de Mestrado. 1992.
- BEURLEN, K. Um novo gênero de conchostraceo da família limnadiidae. **Div. Geol. Min.**, n. 83, p. 1-7, 1954.
- BOUIMETARHAN, I., Ciessi, C.M., González-Arango, C., Dupont, L., Voigt, I., Prange, M., Zonneveld, K., 2018. **Intermittent development of forest corridors in northeastern Brazil during the last deglaciation: climatic and ecologic evidence**. *Quat. Sci. Rev.* 192, 86–96.
- CAPUTO M.V. IANNUZZI R., FONSECA V.M.M. Bacias sedimentares brasileiras. **Fundação paleontológica Phoenix**, v. 7, n. 81, p. 1-6, 2005.
- CAPUTO, M.V.; LIMA, E.C. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande–Bacia do Parnaíba. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, v. 33, pp. 740–753, 1984.
- CARNEIRO, M.V. Mapeamento estrutural da área da área de Grajaú Imperatriz. **Relatório Técnico da Petrobras**, n. 358, 1974.
- CARVALHO, I. S. **Paleontologia: microfósseis, paleoinvertebrados**, vol.2. 3ed. Rio de Janeiro: Interciência, 2011. p. 554
- CARVALHO, M. A. *et.al.* Late Aptian (Early Cretaceous) dry-wet cycles and their effects on vegetation in the South Atlantic: Palynological evidence. **Cretaceous Res.**, v. 100, p. 172–183, 2019.
- CARVALHO, M. A. **Paleoenvironmental Reconstruction Based on Palynology and Palynofacies Analyses of the Aptian–Albian in the Sergipe Basin, Northeastern Brazil**. PhD thesis, Universität Heidelberg, Heidelberg, Germany, 2001.
- CARVALHO, M. A. Palynological assemblage from Aptian/Albian of the Sergipe Basin: Paleoenvironmental reconstruction. **Rev. Bras. Paleontol.**, n. 7, p. 159–168, 2004.
- CARVALHO, M. A., LANA, C. C., BENGTON, P.; SÁ, N. P. Late Aptian (Cretaceous) climate changes in northeastern Brazil: A reconstruction based on indicator species analysis (IndVal). *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.*, v. 485, p. 543–560, 2017.

CERQUEIRA, J.R.; MARQUES, L.F.S.P. Avaliação Geoquímica da Bacia de São Luís. **Boletim Técnico da PETROBRÁS**, v. 28, n. 3, p.151–158, 1985.

CHANG Y.M. Accuracy of fossil percentage estimation. **Journal of Paleontology**, v. 41, n. 2, p. 500-502, 1967.

CHUMAKOV, N.M., ZHARKOV, M.A., HERMAN, A.B., DOLUDENKO, M.P., KALANDADZE, N.N., LEBEDEV, E.A., PONOMARENKO, A.G., RAUTIAN, A.S. Climate belts of the Mid Cretaceous time. **Stratigraphy and Geological Correlation**, v. 3, n. 3, 241–260, 1995.

COIMBRA, A.M. **Sistematização crítica da obra**. Instituto de Geociências, São Paulo, SP: USP. Tese de Livre Docência. 2011.

CORDANI, U. G., NEVES, B. B. B., FUCK, R. A., PORTO, R., THOMAZ, A.; CUNHA, F. M. B. **Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras**. Rio de Janeiro: Petrobrás, 1984.

CRUZ, K. A. C. C. **Proveniência sedimentar dos arenitos do Jurássico e do Cretáceo (formações Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru) da porção centro-oeste da Bacia do Parnaíba, região de Grajaú, Maranhão**. Rio de Janeiro, 2021. 172p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021

D'SOUZA, L.S. **Evolução Tectônica e Estratigráfica Pós Paleozoica da Porção Nordeste da Bacia do Parnaíba e da Bacia de São Luís, Brasil**. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado, 2020.

DERBY, O.A. Estructura geológica e mineraes. *In: A geographia física do Brasil*. Rio de Janeiro, Brasil: J.E. Wasppaeus, 1884, pp. 43–59.

DINO, R. **Palinologia, bioestratigrafia e paleoecologia da Formação Alagamar- Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil**. Programa de Pós-graduação em Geologia Sedimentar, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 299 p., 1992.

DINO, R. Algumas espécies novas de grãos de pólen do Cretáceo Inferior do nordeste do Brasil. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v .8, n. 2-4, p. 257-273, 1994.

DOWNIE, C.; SARJEANT, W. A. S. Dinoplyceae. *In: A review of the Fossil Record*. **Geol. Soc. Lond.**, Palaeont. Assoc., 1966.

DOWNIE, C., SARJEANT, W. A. S., DAVEY, R. J., WILLIAMS, G. L. The genus *Hystrichosphaeridium* and its allies. **Studies on Mesozoic and Cainozoic dinoflagellate cysts**, v. 3, p. 53-106, 1966.

DOYLE, J.A., JARDINÉ, S.; DOERENKAMP, A. *Afropollis*, a new genus of early angiosperm pollen, with notes on the Cretaceous palynostratigraphy and paleoenvironments of Northern Gondwana. **Bull. Cent. Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine**, Pau, v.6, n. 1, p. 39- 117, 1983.

DUFRENE, M.; LEGENDRE, P. Species assemblages and indicator species: the need for a flexible asymmetrical approach. **Ecological monographs**, v. 67, n. 3, p. 345-366, 1997.

ERDTMAN, G. An introduction to pollen analysis. **Chronica Botanica Company**, v. 12, 1943.

ERDTMAN, G. Pollen Morphology and Plant Taxonomy. **Botan. Notiser**, v. 107, 1954.

FEIJÓ, F.J. Bacias de Sergipe e Alagoas. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, 1994. p.149–161.

FERREIRA, N.N.; FERREIRA, E.P.; RAMOS, R.R.C.; CARVALHO, I.S. Terrestrial and marine palynomorphs from deposits of the pull-apart rift of West Gondwana (Parnaíba Basin,

Northern Brazil): Biostratigraphy and relation to tectonic events. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 101, 2020. p. 102.

FOSSILWORKS. Disponível em: <http://fossilworks.org>. Acesso em: 03 dez. 2022.

GALE, S., Mutterlose, J. & Batenburg, S. The cretaceous period. In *Geologic Time Scale Vol. 2* (eds Gradstein, F. M. et al.) 1023–1086 (Elsevier, Amsterdam, 2020).

GIANNERINI M.C.S. **Reconstrução paleoclimática do Aptiano superior (Cretáceo Inferior) de seções das formações Codó e Bragança, Brasil**: inferências palinológicas. Rio de Janeiro, 2021. 110p. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Programa de pós-graduação em Patrimônio Geopaleontológico, Museu Nacional, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2021.

GÓES, A.M.; COIMBRA, A. M. Bacias sedimentares da província sedimentar do meio-norte do Brasil. **Boletim de Resumos Expandidos**, v. 5, p. 186–187, 1996.

GÓES, A.M.; FEIJÓ, F.J. Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n. 1, p. 57–68, 1994.

GÓES, A.M.; ROSSETTI, D.F. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. In: ROSSETTI, D. F., GÓES, A. M., TRUCKENBRODT, W. **O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú**. Belém: Museu Paraense Emílio Goeldi, 2001, p. 15–29.

GÓES, A.M. **A Formação Poti (Carbonífero inferior) da Bacia do Parnaíba**. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado. 1995.

GOMES, V.P. Reconstrução da variação do gradiente térmico na coluna d'água do sistema de ressurgência de Cabo Frio (RJ) ao longo dos últimos 150 anos. Dissertação (Mestrado em Geociências - Geoquímica Ambiental) - Universidade Federal Fluminense. 2015.

GRIMM, E. C. CONISS: a FORTRAN 77 program for stratigraphically constrained cluster analysis by the method of incremental sum of squares. **Computers & Geosciences**, v. 13, n. 1, p. 13-35, 1987.

HAMMER, O., HARPER, D.A.T., RYAN, P.D. PAST: paleontological statistics software package for education and data analysis. **Palaeontol. Electron.**, v. 4, n. 1, 2001.

HAMMER, O.; HARPER, D. A. T. **Paleontological Data Analysis**. Oxford: Blackwell Publishshing, 2006.

HAQ, B. U. Cretaceous eustasy revisited. **Global and Planetary change**, v. 113, p. 44-58, 2014.

HASHIMOTO, A.T. **Contribuição ao estudo do relacionamento da palinologia e a estratigrafia de sequências**: análise da seção do Cretáceo Médio/Superior da Bacia de Santos. Tese de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brazil. 1995.

HAY, W.W., FLOEGEL S. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. **Earth-Science Reviews**, v. 115, p. 262-272, 2012.

HEIMHOFER, U.; ADATTE, T.; HOCHULI, P.A.; BURLA S.; WEISSERT H. Coastal sediments from the Algarve: low-latitude climate archive for the Aptian—Albian. **Int. J. Earth Sci.** v. 97, p. 785–797, 2008.

HUGHES N.F. Further interpretation of Eucommiidites Erdtman 1948. **Palaeontology**, v. 4, n. 2, p. 292-299, 1961.

HYDE, H.A.; WILLIAMS, D.A. The right word. **Pollen Analysis Circular**, v. 8, n. 6, 1944.

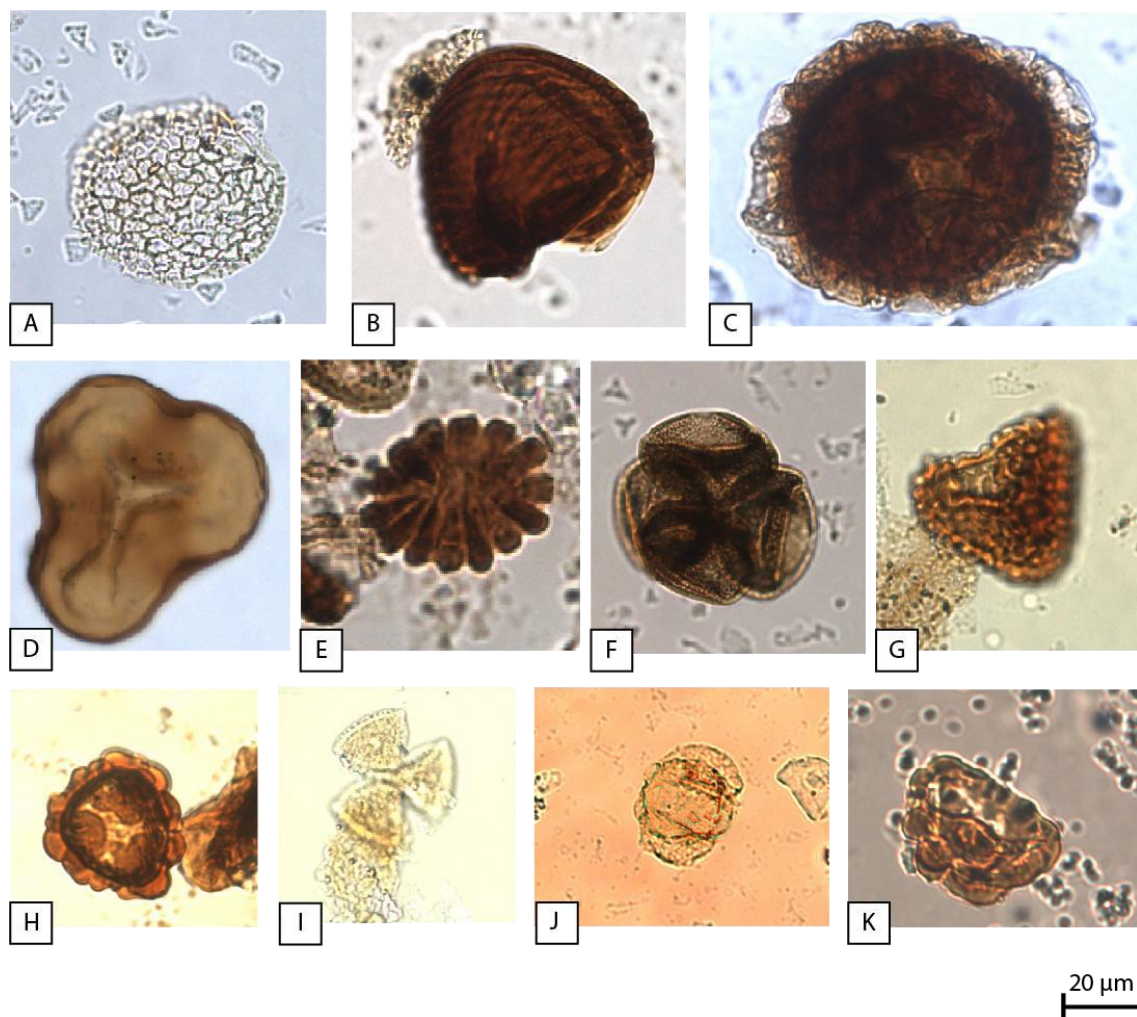
- JANSONIUS, J. Palynology of Permian and Triassic sediments, Peace River Area, Western Canada. **Palaeontographica Abt. B**, v. 110, n. 1-4, p. 35-98, 1962.
- KIDDER, D.L.; WORSLEY, T.R. Phanerozoic large igneous provinces (LIPs), HEATT (haline euxinic acidic thermal transgression) episodes, and mass extinctions. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 295, n. 1-2, p. 162-191, 2010.
- KIDDER, D.L.; WORSLEY, T.R. A human-induced hothouse climate. **GSA Today**, v. 22, n. 2, p. 4-11, 2012.
- KUJAU, A., Heimhofer, U., Hochuli, P.A., Pauly, S., Morales, C., Adatte, T., Föllmi, K., Ploch, I., Mutterlose, J., 2013. **Reconstructing Valanginian (Early Cretaceous) mid-latitude vegetation and climate dynamics based on spore-pollen assemblages**. Rev. Palaeobot. Palynol. 197, 50–69.
- LEANDRO, M., SANTOS, A., CARVALHO, M. A.; FAUTH, G. Middle to late Miocene Caribbean dinoflagellate assemblages and palynofacies (DSDP Leg 15 Site 153). **Mar. Micropaleontol.**, v. 160, n. 101898, 2020.
- LEITE, J.F., ABOARRAGE, A.M.; DAEMON, R.F. **Projeto carvão da Bacia do Parnaíba. Internal Report 5**. Recife: DNPM/CPRM, 1975.
- LIMA, E.A.A.; Leite, J. F. **Projeto Estudo Global dos Recursos Minerais da Bacia Sedimentar do Parnaíba**. Integração Geológica-metalogenética. Recife, DNPM/CPRM, 1978, p. 437.
- LIMA, H.P. ARANHA, L.G.F., FEIJÓ, F. Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Graben de Ilha Nova. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 8, n.1, p. 111-116, 1994.
- LIMA, M.R. **Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil)**. Programa de Pós-graduação em Geociências, Universidade de São Paulo, Tese de Doutorado, 338p, 1978a.
- LIMA, M. R. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do nordeste do Brasil). II. Descrição sistemática dos esporos da Subturma Azonotriletes. **Ameghiniana**, v. 15, n. 3-4, p. 333-365, p. 1978b.
- LIMA, M. R. **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**, v. 16, n. 1-2, p. 27-63, 1979.
- LIMA, M.R. Palinologia da formação Codó na região de Codó, Maranhão. **Boletim IGUSP**, v. 13, p. 116-128, 1982.
- LIMA, M.R. Paleoclimatic reconstruction the Brazilian Cretaceous based on palynological date. **Revista brasileira de geociências**, v; 4, p.223-228, 1983.
- LINDOSO, R.M.; CARVALHO, I.S. Crustáceos da Formação Codó (Bacia do Parnaíba, Brasil). *In: Para conhecer a Terra: memórias e notícias de Geociências no espaço lusófono*. Imprensa da Universidade de Coimbra. pp. 171–177, 2012
- LINDOSO, R.M. **A Biota da Formação Codó (Aptiano, Bacia do Parnaíba), Nordeste do Brasil: Aspectos Paleambientais e Paleobiogeográficos**. Rio de Janeiro, RJ, Brasil: Universidade Federal do Rio de Janeiro. Tese de Doutorado. 2016.
- LINDOSO, R.M., Dutra, T.L., de Souza Carvalho, I., Medeiros, M.A. **New plant fossils from the Lower Cretaceous of the Parnaíba Basin, Northeastern Brazil: Southern Laurasia links**. Br. J. Geol. 48, p. 127–145, 2018
- MAIZATTO, J. R. *et.al.* Palinomorfos e ostracodes não-marinhos de afloramento da Formação Codó, Bacia do Parnaíba. **Paleontologia: Cenários de Vida**, v. 3, p. 367-377, 2011.

- MEJIA- VELASQUEZ, Paula J. *et.al.* Palynological composition of a Lower Cretaceous South American tropical sequence: climatic implications and diversity comparisons with other latitudes. **American Journal of botany**, v. 99, n. 11, p. 1819-1827, 2012.
- MENDES, J., PETRI, S. Geologia do Brasil. Enciclopédia Brasileira. **Biblioteca universitária**, Geociências, v. 9, p. 197, 1971.
- MENDES, M.S. Análise estratigráfica do intervalo formacional Grajaú–Codó (Aptiano) da bacia do Parnaíba, NE do Brasil. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Dissertação de Mestrado. 2007.
- MESNER, J. C.; WOOLDRIDGE, L. C. P. Maranhão Paleozoic basin and Cretaceous coastal basins, north Brazil. **AAPG Bulletin**, v. 48, n. 9, p. 1475-1512, 1964.
- MIALL, A. D. Variations in fluvial style in the lower Cenozoic synorogenic sediments of the Canadian Arctic Islands. **Sedimentary Geology**, v. 38, n. 1-4, p. 499-523, 1984.
- MINDAT. Disponível em: <https://www.mindat.org/> Acesso em: 03 dez. 2022.
- MORAES RÊGO, L. F. Notas sobre a geologia do Estado do Maranhão. **Revista Museu Paulista**, v. 21, p. 1-30, 1937.
- MÜLLER, H. Palynological investigations of Cretaceous sediments in northeastern Brazil. *In: Proceedings of the Second West African Micropaleontological Colloquium*, Ibadan. p. 123-136, 1966.
- O'BRIEN, C.L. *et.al.* Cretaceous sea-surface temperature evolution: Constraints from TEX86 and planktonic foraminiferal oxygen isotopes. **Earth-Sci. Rev.** 172, 224–247, 2017.
- OLIVEIRA, A.; LEONARDOS, O.H. Geologia do Brasil. **Col. Mossoroense**, v. 72, n. 1813, 1978.
- OLIVEIRA, E. J. O. **Palinologia E Geoquímica Orgânica Do Aptiano-Albiano Da Bacia Do Parnaíba - Maranhão – Brasil**. 2013. Trabalho de Conclusão de Curso (Bacharelado em Geologia) – Universidade Federal de Mato Grosso, Instituto de Ciências Exatas e da Terra.
- PEDRÃO, E.; BARRILARI, I.M.R.; LIMA, H.P. 1996. **Palynological studies in the Cretaceous of the Parnaíba basin**. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 39, Salvador, 1996. **Anais**. Salvador: SBG, 1996, p.380-383.
- PEDRÃO, E; ARAI, M.; CARVALHO, I. S. FERREIRA, C. S. Palinomorfos de sedimentos albianos (Formação Itapecuru) da Bacia do Parnaíba. **An. Acad. Bras. Ci.**, Rio de Janeiro, v. 66, n. 1, p. 118, 1994.
- PETRI, S. Brazilian Cretaceous paleoclimates: evidence from clay-minerals, sedimentary structures and palynomorphs. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 4, p. 215-22, 1983.
- PORTELA, H. A. **Estudo palinológico e palinofaciológico da formação Santana, Bacia do Araripe, nordeste do Brasil**. 133 f. Dissertação (Mestrado em Geologia) — Faculdade de Geologia, Universidade do Estado do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2008
- PUEBLA, G. G. PRAMPARO, M. B GANDOLFO, M. A. Aquatic ferns from the Upper Cretaceous Loncoche Formation, Mendoza, central-western Argentina. **Plant Syst. Evol.**, v. 301, p. 577–588, 2015.
- RAMOS, M.I., ROSSETTI, D.F.; PAZ, J.D.S. Caracterização e significado paleoambiental da fauna de ostracodes da Formação Codó (Neoaptiano), leste da bacia de Grajaú, MA, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, v. 9, n. 3, p. 339–348, 2006.
- REGALI, M.S.P., UESUGUI N., SANTOS A. S. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (I). **Boletim Petrobras**, v. 17(3), 1974^a, p. 177-191

- REGALI, M.S.P., UESUGUI N., SANTOS A. S. Palinologia dos sedimentos Meso-Cenozóicos do Brasil (II). **Boletim Petrobras**, v. 17(4), 1974b, p. 263-301
- REGALI, M.S.P.; SANTOS, P.R.S. **Palinoestratigrafia e geocronologia dos sedimentos alboatianos das bacias de Sergipe e Alagoas – Brasil**. In: V SIMPÓSIO SOBRE O CRETÁCEO DO BRASIL. Rio Claro. **Anais**. Rio Claro: UNESP, 1999, p. 411-419
- REYRE, Y. Paléoclimats du Secondaire et du Primaire: peuton estimer l'évolution des climats Jurassiques et Cretacés dapres la Palynologie. **Mémoires du Muséum National d'Histoire Naturelle**, s. 205-210, 1979.
- REZENDE, O. M.; PAMPLONA, H. R. P. Estudo do desenvolvimento do arco Ferrer-Urbano Santos. **Boletim Técnico da Petrobras**, v. 13, p. 5-14, 1970.
- RICHETTI, P. C.; SCHMITT, R. S.; REEVES, C. Dividing the South American continent to fit a Gondwana reconstruction: A model based on continental geology. **Tectonophysics**, v. 747, p. 79-98, 2018.
- RIOS-NETTO A.M. 2011. **Evolução paleoambiental e palinoestratigrafia do intervalo Alagoas na parte oriental da Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil**. PhD thesis. Universidade Federal do Rio de Janeiro, RJ.
- ROSSETTI, D., TRUCKENBRODT, W.; SANTOS JÚNIOR, A.E.D. **Clima do Cretáceo no Meio-Norte brasileiro**. In: O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Belém: Museu Paranaense Emílio Goeldi, 2001, pp. 67–76.
- ROUCOUX, K.H. *et.al.* Vegetation development in an Amazonian peatland. **Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.**, v. 374, p. 242–255, 2013.
- SALGADO-CAMPOS, V. M. J. **Mineralogia das argilas e litogeoquímica de lutitos do Membro Crato (Bacia do Araripe) e da Formação Codó (Bacia do Parnaíba) visando reconstruções paleoclimáticas, paleoambientais e de proveniência sedimentar**. Rio de Janeiro, 2022. p. 185. Programa de Pós-graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro.
- SALGADO-LABOURIAU, M. L. **Contribuição à palinologia dos cerrados**. Rio de Janeiro: Academia Brasileira de Ciências, 1973.
- SANTOS, M. E. C. M.; CARVALHO, M. S. S. **Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luis**. CPRM, 2009.
- SCOTESE, C. A new global temperature curve for the Phanerozoic. Geological Society of America Annual Meeting. **Annales...**, 287-167, 2016.
- SILVA, M.D., KAERCHER, E.G.; BARBOSA, E.G. Bioestratigrafia do furo 1-UN-32-PI, Roça do Meio, município de Duque Bacelar, Formação Codó, Cretáceo Inferior, Bacia do Maranhão. **Anais do IX Congresso Brasileiro de Paleontologia**, 1985.
- SILVA, S. C. P., **Foraminíferos da passagem Aaleniano-Bajociano na Península Ibérica**. Universidade de Coimbra. Tese de Doutorado. 500p. 2021.
- SILVA, S.C., CANALES, M.L., SANDOVAL, J., HENRIQUES, M.H. Paleoecological quantitative analysis based on benthic foraminifera of the Aalenian-Bajocian boundary (upper Bradfordensis - lower Discites) in Barranco de Água Larga section (Betic Cordillera, Southern Spain). **Journal of Iberian Geology**, v. 43, n. 1, p. 75-96, 2017.
- SILVA-SANTOS, R.; VALENÇA, J. G. A Formação Santana e sua paleoictiofauna. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 40, n. 3, p. 339-358, 1968.
- SLOSS, L.L. Sequences in the Cratonic Interior of North America. **Geological Society of America Bulletin**, v. 74, n. 2, p. 93. 1963.

- SOUSA, E. S. *et.al.* Biomarkers in Cretaceous sedimentary rocks from the Codó Formation - Parnaíba Basin: Paleoenvironmental assessment. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 92, p. 265–281, 2019.
- SOUZA-LIMA, W.; SILVA, R. O. Aptian-Albian paleophytogeography and paleoclimatology from Northeastern Brazil sedimentary basins. **Rev. Palaeobot. Palyno.**, v. 258, p. 163–189, 2018.
- TAYLOR, F. J. R. **The Biology of Dinoflagellates**. [s.l.]: Blackwell Scientific Publications, v. 21, 1991.
- TAYLOR, J. R. **The biology of dinoflagellates**. Oxford: Botanical Monographs, v. 21, 1987.
- TRAVERSE, A. **Paleopalynology**. Netherlands: Springer, v. 28, 2. ed., 2007.
- TRINDADE V. S. F.; CARVALHO, M.A. Paleoenvironment reconstruction of Parnaíba Basin (north, Brazil) using indicator species analysis (IndVal) of Devonian microphytoplankton. **Marine Micropaleontology**, v. 140, p. 69-80. 2018.
- TSCHUDY, R. H. Palynomorphs as indicators of facies environments in Upper Cretaceous and lower Tertiary strata, Colorado and Wyoming: **Wyoming Geological Association Guidebook**, p. 53-59, 1961.
- TYSON, R. V. **Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies**. Londres: Chapman & Hall, 1995.
- UESUGUI, N. Palinologia; técnicas de tratamento de amostras. **Boletim Técnico da Petrobras**, v. 22, p. 229-240, 1979.
- VAZ, P. T. *et.al.* Bacia do Parnaíba. **Boletim de Geociências da Petrobras**, v. 15, n. 2, p. 253–263, 2007.
- VAKHRAMEEV, V.A. Pollen Classopollis: indicator of Jurassic and Cretaceous climates. **Paleobotanist**, v. 28, n. 29, p. 301–307, 1981.
- ZHANG, J. LENZ, O. K. WANG, J. H. P. EBERT, M. HINDERER, M. Palynology and the Eco-Plant model of peat-forming wetlands of the Upper Triassic Haojiagou Formation in the Junggar Basin, Xinjiang, NW China. **Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology**, v. 556, 2020.

ANEXO 1 ESTAMPA I



A) *Afropollis jardinus*. Doyle, Jardiné & Doerenkamp, 1982 Lâmina 86,00; E.F.: B15

B) *Cicatricosisporites* sp. Dino, 1992. Lâmina 86,00; E.F.: A16-3

C) *Crybellosporites* sp. Srivastava, 1975. Lâmina 86,00; E.F.: E31

D) *Cyathidites australis*. Couper, 1995. Lâmina 86,00; E.F.: C22-1

E) *Gnetacepollenites* sp. Lima, 1980. Lâmina 86,00; E.F.: E17-1

F) *Classopollis* sp. Pflug, 1953. Lâmina 86,00; Observação: tetrade.

G) *Klukisporites pseudoreticulatus* Couper 1995. Lâmina 88,00; E.F.: B23-2

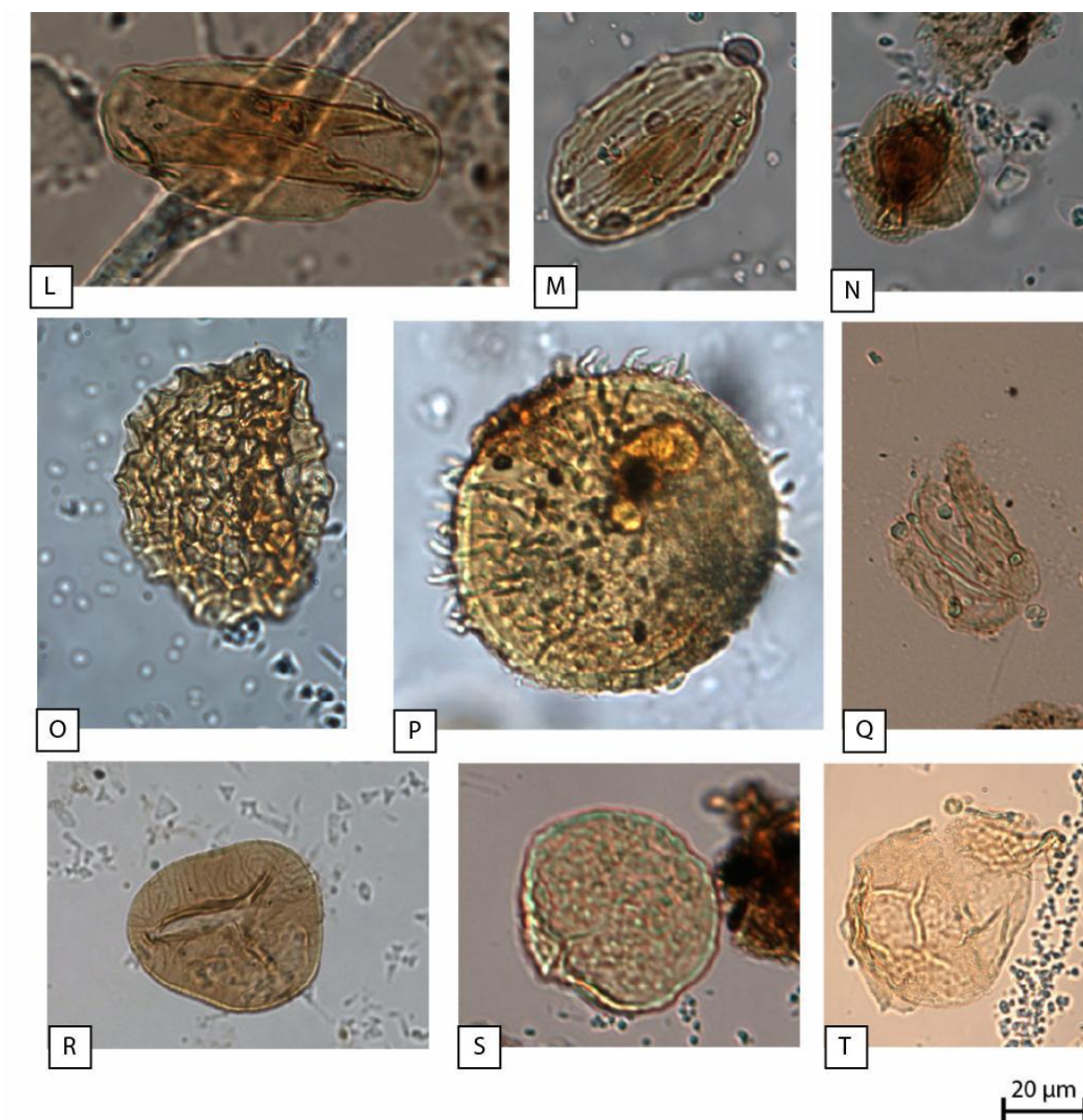
H) *Leptolepoides* sp. Couper, 1953. Lâmina 88,00; E.F.: Z13-2

I) *Tricolpites* sp. Cookson, 1947 Lâmina 90,00; E.F.: O26-4

J) *Vitreisporites* sp. Dino, 1992. Lâmina 128,50; E.F.: W24

K) *Sergipea variverrucata*. Regali, 1987 Lâmina 129,50; E.F.: S66

ANEXO 2 ESTAMPA II



L) *Bennettitaepollenites* sp.; Thiegart, 1949. Lâmina 129,50; E.F.: S60-2

M) *Equisetosporites maculosus*; Dino, 1992. Lâmina 129,50; E.F.: Z63

N) *Striatopollis* sp. Krutzsch 1959. Lâmina 129,50; E.F.: R63-2

O) *Albertipollenites* sp.; Srivastava, 1969. Lâmina 129,50; E.F.: U64-3

P) *Pilosiporites trichopapillosus*.; Delcourt & Sprumont 1955. Lâmina 141,50; E.F.: Y56-3

Q) *Dejaspollenites* sp.; Dino 1994. Lâmina 141,50; E.F.: U60

R) *Deltoidospora* sp., Miner 1935. Lâmina 86,00; E.F.: E23-1

S) *Spheripollenites* sp. Couper 1958. Lâmina 151,00; E.F.: J22-4

T) *Dinoflagelado*. Lâmina 128,50; E.F.: G32-4