

Palinofácies de uma seção aflorante de folhelhos da Formação Barreirinha (Devoniano), borda sul da Bacia do Amazonas, Brasil: implicações paleoambientais

Palynofacies of an outcrop section of shales of the Barreirinha Formation (Devonian), southern border of the Amazon Basin, Brazil: paleoenvironmental implications

Iasmine Maciel Silva Souza¹ , Rodolfo Dino² , Luzia Antoniolli² , Hélio Jorge Portugal Severiano Ribeiro³ , José Roberto Cerqueira¹ , Consuelo Lima Navarro de Andrade⁴ , Karina Santos Garcia¹ , Antônio Fernando de Souza Queiroz¹ , Leonardo Sena Gomes Teixeira⁵ 

¹Universidade Federal da Bahia, Campus Universitário de Ondina, Av. Adhemar de Barros, s/n, CEP: 40170-115, Salvador, BA, BR (iasminemaciel@gmail.com; jrkcercq@gmail.com; karina.ksg4@gmail.com; queiroz@ufba.br)

²Universidade Estadual do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, RJ, BR (dino@uerj.br; luantoniolli7@gmail.com)

³Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Campos dos Goytacazes, RJ, BR (severiano.geologo@gmail.com)

⁴Universidade Estadual de Feira de Santana, Feira de Santana, BA, BR (consuelonavarro87@gmail.com)

⁵Universidade Federal da Bahia, Instituto de Química, Salvador, BA, BR (lsqt@ufba.br)

Recebido em 20 de fevereiro de 2022; aceito em 18 de janeiro de 2023.

Resumo

O presente trabalho tem como objetivo estudar as palinofácies e o paleoambiente deposicional da Formação Barreirinha e sua relação com a geoquímica orgânica de estudos prévios, na porção sul da Bacia do Amazonas, Brasil. Para isso, aplicaram-se técnicas de análises de palinofácies e os resultados da geoquímica orgânica (carbono orgânico total e pirólise Rock-Eval) em 23 amostras de folhelhos de uma seção aflorante da Formação Barreirinha (Devoniano), borda sul da Bacia do Amazonas. Com a análise da palinofácies, verificou-se que há uma predominância de matéria orgânica de origem marinha: matéria orgânica amorfa (MOA) e acritarcas. As associações palinológicas indicaram que a sedimentação da Formação Barreirinha ocorreu, inicialmente, em ambiente marinho distal óxico-anóxico, gradando para ambiente deposicional marinho distal anóxico. A integração dos resultados da análise de palinofácies, associada com os dados de estudos prévios, possibilitou a identificação de dois níveis de predominância do querogênio: tipo II, na porção média a superior da seção; e tipos III e II/III, na porção inferior da seção. Com os resultados das análises de geoquímica orgânica, verificou-se que o material apresenta bom potencial para geração de hidrocarbonetos, com base nos valores de COT que alcançaram percentuais de até 6,29%, S2 atingindo 23,1 (mg HC/g rocha), e o índice de hidrogênio (IH) com valores entre 69 e 377 (mg HC/g rocha). Os valores de T_{máx} variaram de 425 a 435°C, e os valores de índice de coloração de esporos (ICE) entre 3,5 e 4,5, indicando imaturidade térmica para a geração de hidrocarbonetos.

Palavras-chave: Rocha geradora; Petróleo; Palinologia.

Abstract

The present work aimed to investigate the palynofacies and paleoenvironment of the Barreirinha Formation in the southern part of the Amazon Basin and to examine their relationships with the organic geochemistry of previous studies. To this end, palynofacies analysis techniques and organic geochemistry results (total organic carbon and Rock-Eval pyrolysis) were applied to 23 shale samples from an outcrop section of the Barreirinha Formation (Devonian) in the southern part of the Amazon Basin, Brazil. Palynofacies analysis revealed the predominance of organic material of marine origin: amorphous organic matter (AOM) and acritarchs. The palynological associations indicate that the sedimentation of the Barreirinha Formation initially occurred in an oxic-anoxic distal marine environment, which then transitioned to an anoxic distal marine depositional environment. Integration of the results of palynofacies analysis in conjunction with data from previous studies allowed the identification of two levels of kerogen dominance: type II, in the middle to the upper part of the section, and types III and II/III in the lower part of the section. Based on the results of the organic-geochemical analyses, the material was found to have good potential for hydrocarbon production, based on TOC values that reached percentages up to 6.29%, S2 reached 23.1 (mg HC/g rock), and hydrogen index (HI) with values ranging from 69 to 377 (mg HC/g rock). T_{max} values ranged from 425 to 435°C, and the spore color index (SCI) ranged from 3.5 to 4.5, indicating thermal immaturity for hydrocarbon formation.

Keywords: Source rock; Petroleum; Palynology.

INTRODUÇÃO

A Bacia do Amazonas possui sistemas petrolíferos considerados atípicos e ativos, que dependem da ocorrência de espessas intrusões de diabásio, as quais forneceram calor para a geração dos hidrocarbonetos, ao mesmo tempo que possibilitaram a formação de trapas e selo para as acumulações do petróleo (ANP, 2015). Ao longo de décadas de exploração, novas perspectivas surgiram para descoberta de outras províncias produtoras nessa bacia, classificada como de nova fronteira, contendo vastas dimensões. Os folhelhos ricos em matéria orgânica do Neodevoniano da Formação Barreirinha são os mais importantes geradores de hidrocarbonetos da Bacia do Amazonas (Cunha et al., 2007). Na região leste da bacia, a ocorrência de gás é favorável, enquanto a região oeste apresenta potencialidade tanto de hidrocarbonetos líquidos quanto de gasosos (Neves, 1990).

A palinoestratigrafia devoniana da Bacia do Amazonas está ligada à exploração de hidrocarbonetos realizada pela Petrobras desde a década de 1950. Contudo a maioria dos estudos estava relacionada a registros locais e aspectos taxonômicos de palinomorfos marinhos (quitinozoários e microfítotoplâncton) e microfósseis vegetais. As unidades bioestratigráficas paleozoicas foram propostas pela primeira vez por trabalhos de Lange (1967), em que se reconheceu sete intervalos informais com base nos quitinozoários e acritarcas. A partir da década de 1970, os miósporos foram agregados, e novas unidades foram adicionadas abrangendo toda a sequência paleozoica, bem como as seções mesozoicas e cenozoicas (Daemon e Conteiros, 1971; Dino et al., 1999). Essa versão do biozoneamento regional vem sendo utilizada em trabalhos posteriores relacionados à bioestratigrafia da bacia (Melo e Loboziak, 2003).

Estudos quantitativos baseados na abundância dos táxons dos miósporos na porção Gondwana Oriental, Gondwana Ocidental e na porção sul da Euroamérica indicaram uma conformidade de vegetação, constituída por plantas terrestres, presentes em climas paleotropicals e paleopolares de idades do Givetiano e Frasniano. Portanto algumas espécies endêmicas definidas nos estudos bioestratigráficos do Devoniano da Europa Ocidental nas regiões de Ardenne-Rhenish são bons marcadores zonais para as várias áreas do Devoniano do Gondwana Ocidental. Entretanto, nas bacias localizadas no norte do Brasil, as espécies índices das palinozonas do Frasniano e Fameniano médio das regiões Ardenne-Rhenish são raras ou desconhecidas, devido, muito provavelmente, a restrições climáticas (anoxia global), lacunas bioestratigráficas relacionadas à condensação sedimentar ou à escassez de cobertura vegetal (Loboziak et al., 2000).

Loboziak et al. (1999) propuseram que a *Grandispora permulta* (incluindo *Craspedispora ghadamisensis*, *C. paranaenses*, *Grandispora libyensis*, *G. daemonii*, *G. tabulata*, *Geminispora piliformis*) é um grupo de espécies de miósporos

bastante útil estratigraficamente, devido a sua conhecida distribuição geográfica restrita ao Gondwana Ocidental, visto que seus marcadores zonais são bem reconhecidos nas regiões de Ardenne-Rhenish da Europa Ocidental. Essa espécie é considerada como um bom indicador do Devoniano Médio e tardio nas áreas do Gondwana. Além disso, no trabalho de Melo e Loboziak (2003), sugere-se que as ocorrências conjuntas de *Auroraspora pseudocrista* e *Crassispora catenata* estão correlacionadas às idades do Frasniano tardio e do início do Fameniano. Os autores pioneiros no estudo dessa bacia atribuíram, para a Formação Barreirinha, idades variando do Frasniano ao Fameniano tardio (Caputo, 1984; Grahn, 1992; Loboziak et al., 1996).

Calderón (2017), Góes et al. (2021, 2022) e Souza et al. (2021) constataram uma elevação no conteúdo orgânico nos folhelhos do topo dos afloramentos da Formação Barreirinha na porção sul da Bacia do Amazonas e concluíram que, os altos teores de carbono orgânico total (COT) e do potencial gerador de hidrocarbonetos (S2) se devem a uma maior concentração da matéria orgânica devido à anoxia promovida pela elevação do nível do mar que ocorreu no Frasniano, o que foi confirmado através das análises de biomarcadores saturados do petróleo. Góes et al. (2022), através da análise da palinofácies, demonstraram que existe uma predominância de matéria orgânica amorfa (MOA), com quantidade subordinada de palinomorfos e fitoclastos em amostras distintas da borda sul da Bacia do Amazonas.

No presente trabalho, apresentam-se elementos que podem ajudar na compreensão das variações do conteúdo palinofaciológico, bem como as mudanças do nível do mar ocorridas durante a deposição dos sedimentos de uma seção aflorante de folhelhos da Formação Barreirinha (Devoniano), borda sul da Bacia do Amazonas, Brasil, principalmente entre as idades do Frasniano e do Fameniano. A boa preservação e a abundância da associação palinológica presente nas sucessões sedimentares do Paleozoico da Bacia do Amazonas ensejam estudos para sua caracterização paleoambiental. Pretende-se aqui, através de uma descrição detalhada das palinofácies, com dados da literatura sobre a geoquímica orgânica (Souza et al., 2021; Góes et al., 2021, 2022), contribuir com novos dados para a avaliação do paleoambiente deposicional dos sedimentos da seção estudada, principalmente, na transição entre o Frasniano e o Fameniano.

CONTEXTO GEOLÓGICO

A Bacia do Amazonas ocupa uma área de aproximadamente 620.000 km², abrangendo parte dos estados do Amazonas e do Pará, estando preenchida por rochas paleozoicas e, secundariamente, neocretácicas/terciárias (Figura 1) (Cunha et al., 2007). A Bacia do Amazonas, classificada como do tipo intracratônica, está inserida entre os escudos pré-cambrianos

das Guianas, ao norte, e o Brasileiro, ao sul. É uma região limitada pelos arcos de Purus (oeste) e Gurupá (leste). Sua origem está relacionada ao fechamento do ciclo proterozoico brasileiro (Neves, 1990).

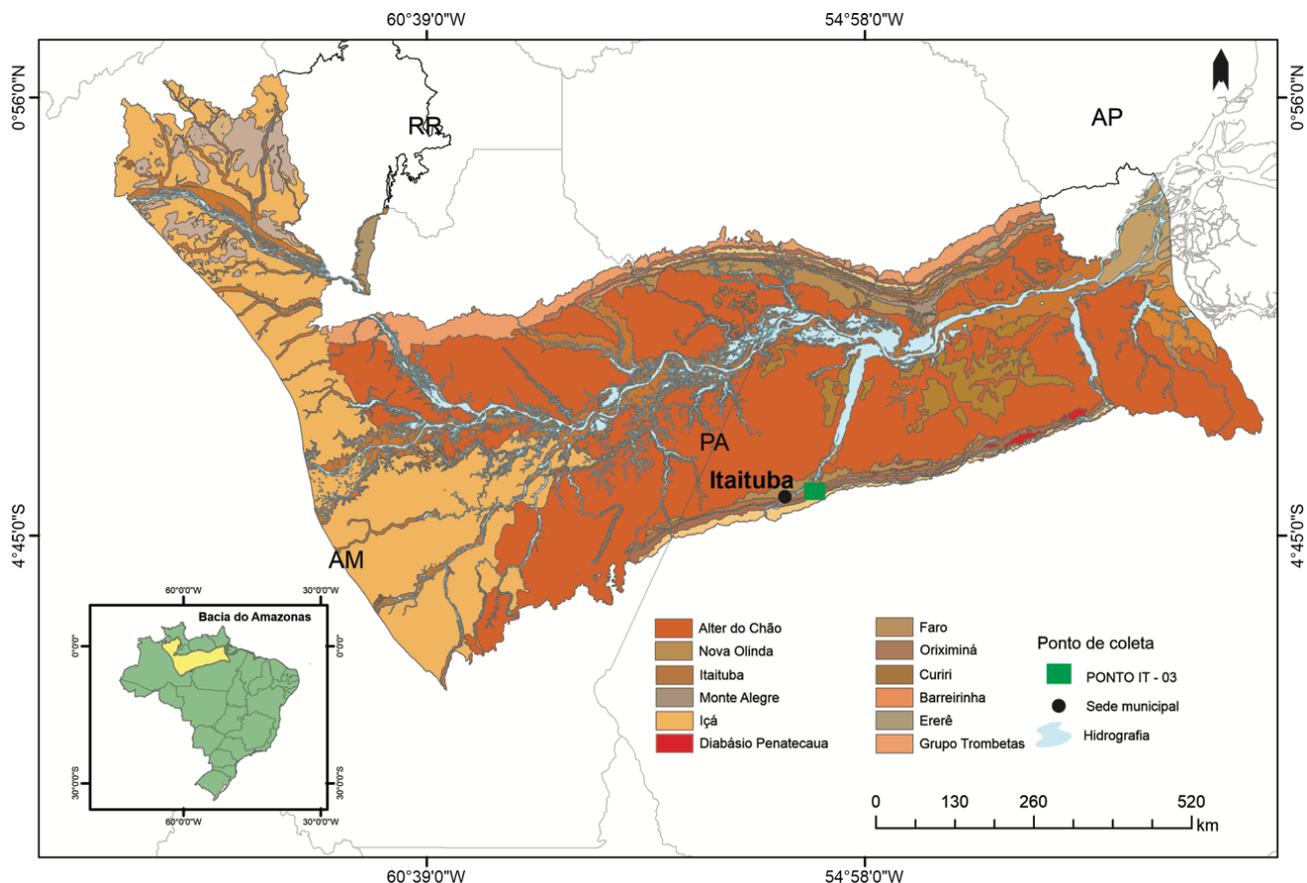
A Formação Barreirinha consiste em folhelhos cinza-escuros a pretos, físeis, carbonosos, com perfis elétrico-radioativos com baixa densidade, alta resistividade e radioatividade e com baixa velocidade sônica. São os principais geradores de hidrocarbonetos da bacia e foram depositados sob regime de sedimentação condensada em ambiente marinho distal e euxínico, que perdurou desde o eofrasniano até o eo-mesofameniano. Esses folhelhos correspondem à superfície de inundação máxima (SIM), sendo denominados Membros Abacaxis. O terço médio da Formação Barreirinha, representado por folhelhos cinza-escuros, depositados em ambiente marinho levemente regressivo ou progradacional, possui menor radioatividade, baixa resistividade e velocidade sônica mais alta. É denominado Membro Urubu de idade meso-neofameninana (Melo e Loboziak, 2003). O terço superior da Formação Barreirinha, denominado Membro Urariá, é caracterizado por folhelhos cinza escuros a claros e siltitos, provenientes de uma sedimentação

marinha regressiva de idade neofameninana. Esse possui radioatividade e velocidade sônica regulares e altos valores de resistividade, com características diagnósticas adicionais a presença de *Spirophyton* e de Protosalvínia, além da ausência de diamictitos (Melo e Loboziak, 2003; Cunha et al., 2007) (Figura 2).

MATERIAL E MÉTODOS

Os métodos analíticos utilizados envolveram análises de palinofácies. Foram utilizadas 23 amostras pertencentes à Formação Barreirinha, coletadas no afloramento situado ao longo das rodovias BR-163 (Cuiabá-Santarém) e BR-230 (Transamazônica), no estado do Pará, na borda sul da Bacia do Amazonas (Figura 3). As amostras foram coletadas de forma sistemática, com espaçamento vertical de metro a metro, recaindo, principalmente, em amostras de níveis de folhelhos (Figura 3).

As amostras foram processadas utilizando os procedimentos palinológicos não oxidativos de Tyson (1995) e Antonioli et al. (2020), os quais consistem em tratamentos



Fonte: adaptado de SGB/CPRM (2021).

Figura 1. Mapa de localização da Bacia do Amazonas com indicação do local de coleta das amostras. Formação Barreirinha, Borda Sul, estado do Pará-Brasil.

sucessivos com HCl (37%, m/m) e HF (40%, m/m) para eliminação da fração mineral nas amostras (carbonatos e silicatos). Foram confeccionadas lâminas de palinofácies com resíduo orgânico total, e lâminas palinológicas utilizando peneira com malha com abertura de 10 µm. As amostras foram preparadas e armazenadas no Laboratório de Palinomacerais (LBPM) da Universidade do Estado do Rio de Janeiro (UERJ) e no Laboratório de Estudos de Petróleo (LEPETRO) da Universidade Federal da Bahia (UFBA). Com o concentrado orgânico, foram confeccionadas lâminas para posterior análise em luz branca transmitida e em modo fluorescência (segundo o método de Tyson, 1995).

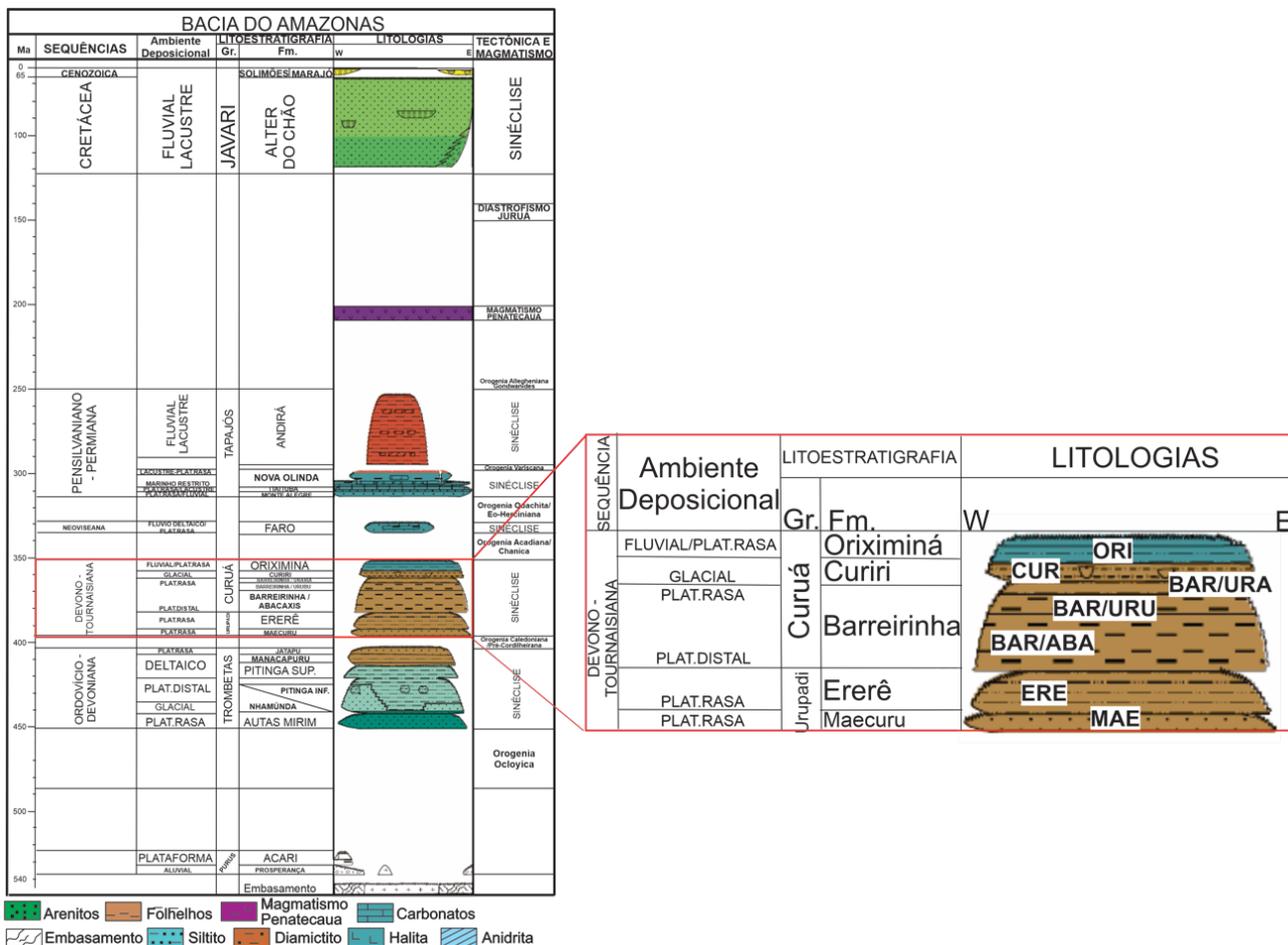
Para as análises quantitativas dos grupos orgânicos, foram estabelecidos os parâmetros descritos por Tyson (1995), com a contagem de, no mínimo, 300 partículas com dimensões superiores a 10 µm. Para tanto, foram individualizados três grupos principais: fitoclastos, palinomorfos e matéria orgânica amorfa. Para obtenção do índice de alteração térmica, levou-se em conta o índice de coloração de esporos

(ICE), desenvolvida por Robertson Research International Limited em Barnard et al. (1981). As individualizações da palinofácies foram estabelecidas com base na integração dos resultados dos diferentes grupos orgânicos, teores de COT e pirólise.

RESULTADOS E DISCUSSÃO

Geoquímica Orgânica (COT% e Pirólise Rock-Eval)

A partir dos resultados da geoquímica orgânica obtidos por Souza et al. (2021) (Tabela 1), pode-se inferir que a seção estudada é detentora de material orgânico em quantidade para geração de óleo e gás, como comprovado pelos valores percentuais de COT que estão entre 1 e 6,29%. O potencial gerador de hidrocarbonetos (S2) variou de pobre a muito bom (0,28 a 23,1 mg HC/g rocha) (Peters e Cassa, 1994), e os valores de IH variaram de 69 a 435 mg HC/g COT.



Fonte: adaptada de Milani et al. (2007) e Souza et al. (2021).

Figura 2. Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas.

Os valores do índice de oxigênio (IO) variaram de 4 a 33 mg CO₂/g COT, sendo baixos em todas as amostras. Esses resultados sugerem um paleoambiente deposicional pobre em oxigênio, uma vez que as amostras estão imaturas, como verificado pelos estudos de biomarcadores saturados do petróleo realizado por Souza et al. (2021).

A temperatura máxima da pirólise Rock-Eval (T_{máx}) variou entre 424°C, no topo da seção, e 435°C, na base, indicando imaturidade para a geração de hidrocarbonetos, o que confirma os valores de ICE (Índice de Coloração de Esporos) apresentados a seguir.

A partir da relação entre IH e IO, verificou-se que o querogênio pode ser classificado como sendo predominantemente dos tipos II, e minoritariamente dos tipos III e III/IV (Figura 4).

Constituintes orgânicos do querogênio

Os resultados quantitativos dos componentes orgânicos apresentaram valores percentuais distribuídos ao longo da seção estudada, conforme mostrado na Figura 5 e Tabela 2.

A matéria orgânica amorfa mostrou predominância na porção superior da seção estudada (12 a 23 m), variando de 26,4 a 89,6%, com média de 62,8%. Os resultados da quantificação dos palinomorfos apresentaram valores entre 9,4 e 51,1%, com média de 29,2%, e predominância na porção inferior da seção estudada. Os fitoclastos dos subgrupos opacos e não opacos apresentaram registro de até 27,8%, com média de 8,1%, um resultado pouco expressivo, e maior predominância na base da seção (0 a 11 m).

A maior proporção na composição total do querogênio na seção analisada é representada por matéria orgânica amorfa de forma globosa e por microplâncton marinho. Entretanto, na base da seção, foi possível verificar um nível com maior contribuição terrígena. Esses resultados corroboram com aqueles obtidos por Calderón (2017) e Góes et al. (2022), que estudaram afloramentos de uma seção estratigráfica superior a deste trabalho.

O estado de preservação do material foi estudado utilizando-se critérios ópticos, por meio de avaliação da intensidade de fluorescência. No querogênio analisado, observou-se ausência de fluorescência da matéria orgânica

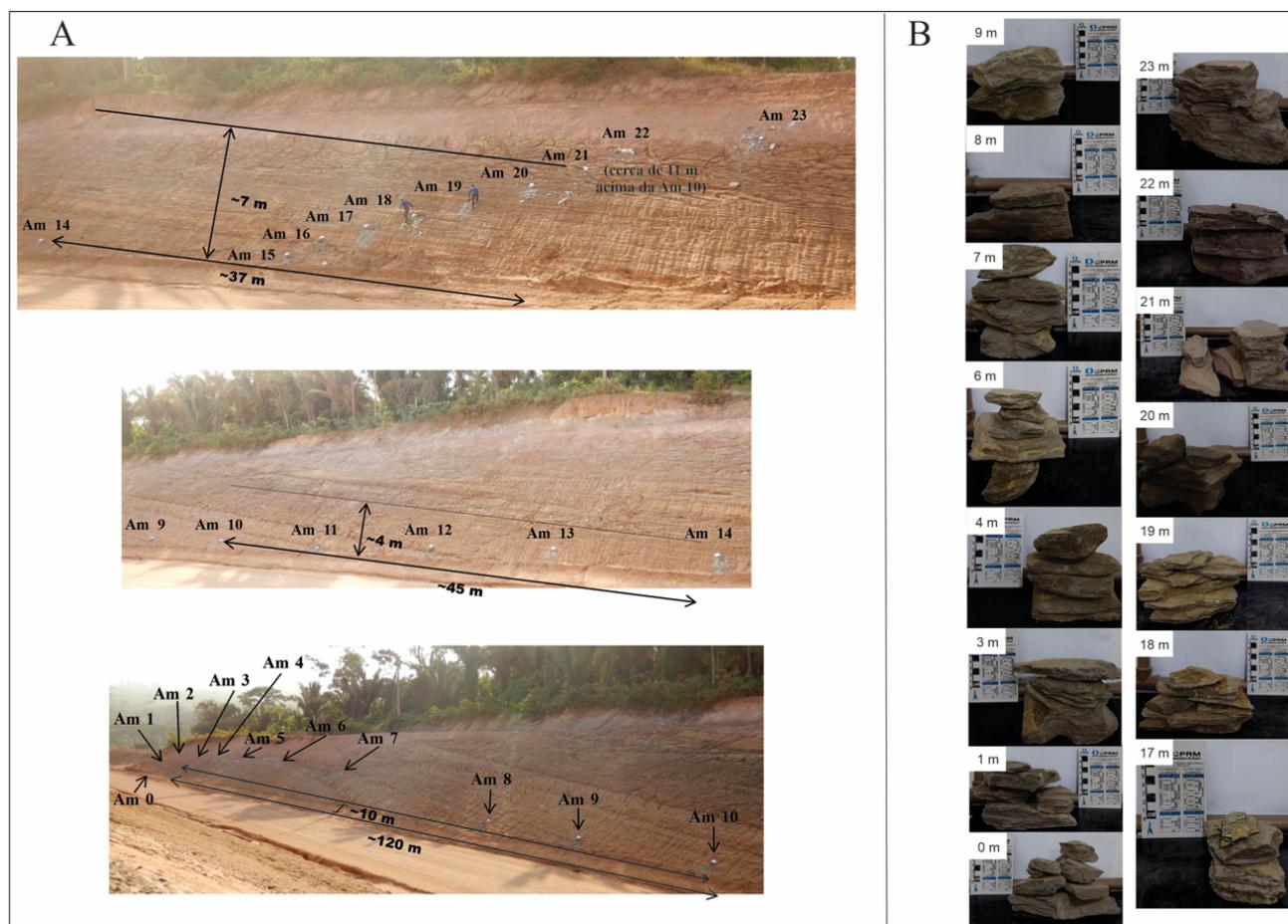
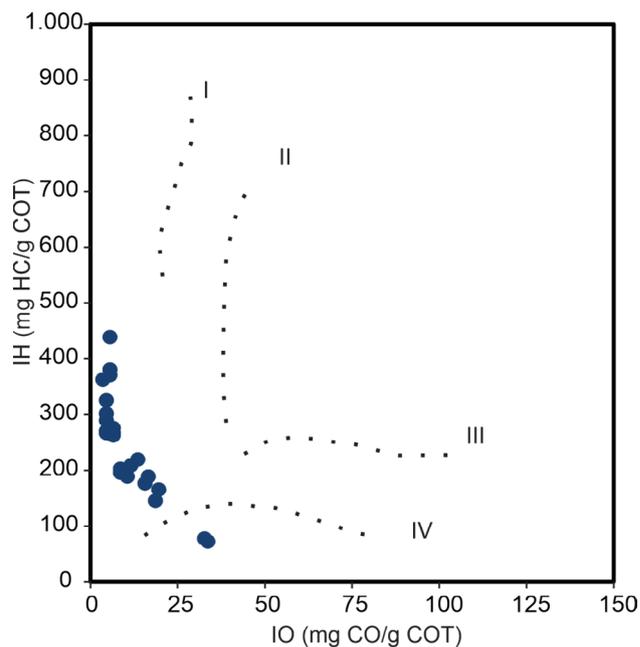


Figura 3. (A) Posicionamento das amostras ao longo do afloramento da rodovia BR-163, e (B) seção composta com as amostras coletadas. As coordenadas geográficas do afloramento são 04°16'48.4" S de latitude e 55°42'06.2" W de longitude.

amorfa ao longo de toda a seção. As acritarcas e prasinófitas apresentam grau de fluorescência alta, enquanto, para os miósporos, o grau de fluorescência variou entre ausente a alta. Os fitoclastos, em geral, apresentaram grau de fluorescência baixo.

Foi possível também individualizar, por meio da microscopia de luz branca transmitida e fluorescência, três grupos de querogênio: fitoclastos, palinomorfos e MOA. As análises visuais de querogênio mostraram que o material orgânico particulado é constituído, principalmente, por elementos originados do paleomicroplâncton marinho e MOA, com alguma contribuição de matéria orgânica de origem continental (Figura 6).

Segundo Tyson (1993), as grandes quantidades de matéria orgânica resultam de um ambiente com alta taxa de preservação e baixa energia. A preservação está diretamente relacionada às condições disóxica a anóxica e à alta produtividade primária. Uma porcentagem dominante do querogênio total como MOA pode ser interpretada como um ambiente redutor ou, temporariamente, por um ambiente disóxico a anóxico com alta preservação da matéria orgânica autóctone planctônica. Apesar de a matéria orgânica de toda a seção estudada apresentar ausência de fluorescência, sugerindo



Fonte: Souza et al. (2021).

Figura 4. Diagrama binário apresentando os tipos de querogênio (Espitalié et al., 1977).

Tabela 1. Resultados de carbono orgânico total (COT) e Pirólise Rock-Eval para amostras coletadas na Formação Barreirinha, Bacia do Amazonas, Brasil.

Altura da coleta (m)	COT, %	S ₂	S ₁	Tmax, °C	IH	IO
23	3,86	13,8	0,3	427	367	5
22	4,34	15,7	0,37	426	377	5
21	3,66	12,5	0,39	425	359	3
20	1,63	4,87	0,13	427	286	4
19	1,85	3,52	0,09	429	192	8
18	1,39	3,18	0,08	431	216	13
17	1,80	3,18	0,12	429	173	15
16	6,29	23,1	0,41	429	435	5
15	2,30	3,83	0,06	429	162	19
14	4,45	7,03	0,27	424	185	10
13	4,43	4,93	0,15	426	142	18
12	3,95	7,38	0,21	427	205	11
11	0,11	0,28	0,03	426	74	32
10	1,28	0,44	0,02	429	69	33
9	1,00	3,11	0,06	434	264	6
8	2,04	6,25	0,15	429	298	4
7	1,11	3,31	0,07	431	259	6
6	1,48	4,44	0,18	429	272	6
5	1,76	4,83	0,09	432	270	5
4	1,55	4,51	0,14	432	267	4
3	2,25	5,97	0,14	434	263	4
2	1,72	3,13	0,06	433	185	16
1	2,24	7,21	0,15	432	322	4
0	1,74	3,61	0,08	435	199	8

S₁; mg HC/g rocha; S₂; mg HC/g rocha; índice de hidrogênio (IH): mg HC/g COT; índice de oxigênio (IO): mg CO₂/g COT.

Fonte: Souza et al. (2021).

baixa taxa de preservação, Tyson (1993) considera que, nos casos que o microplâncton domina o grupo do palinomorfo, o ambiente pode ser plataforma distal.

Os fitoclastos, presentes na base da seção estudada, foram encontrados em variadas formas e tamanhos e classificados como opacos e não opacos, sendo os

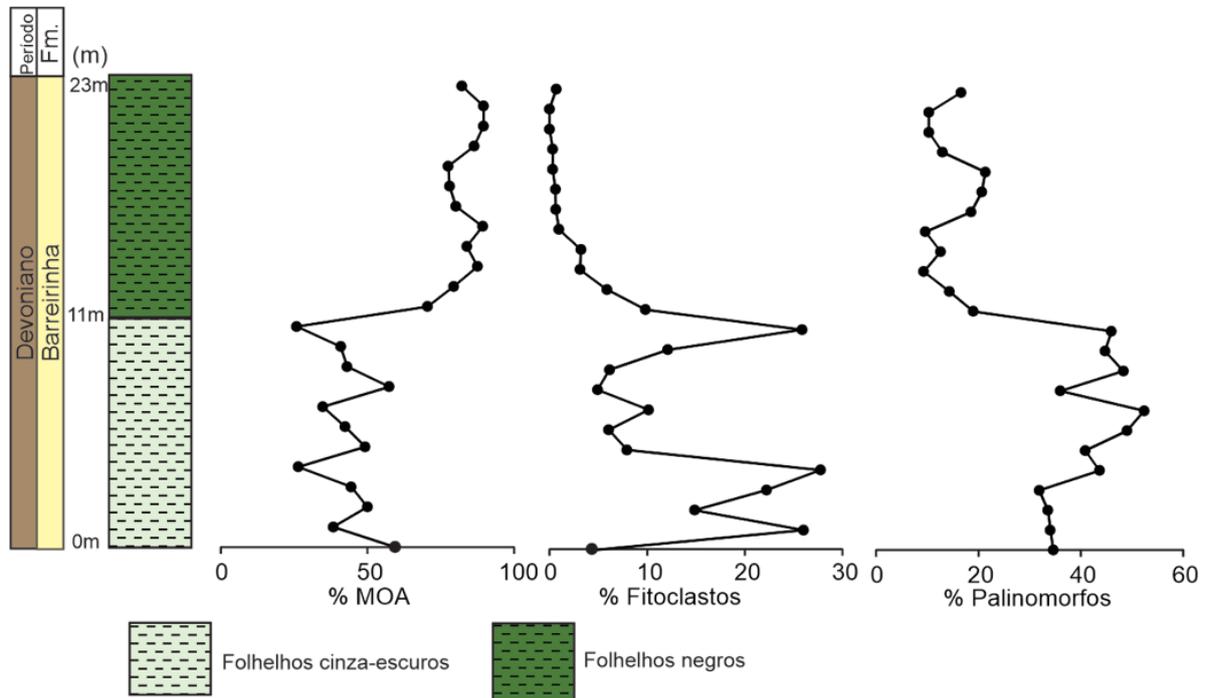


Figura 5. Porcentagem relativa entre os grupos de querogênio (matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos).

Tabela 2. Resultados das porcentagens dos principais grupos da matéria orgânica para amostras coletadas na Formação Barreirinha, Bacia do Amazonas, Brasil.

Altura (m)	MOA, %	Fitoclastos						Palinomorfos					
		Cutículas, %	Translúcidos não bioestruturados, %	Translúcidos bioestruturados, %	Opacos alongados, %	Opacos equidimensional, %	Opacos corroídos, %	Total, %	Esporos, %	Zoomorfos, %	Acritarcas, %	Prasinófitas, %	Total, %
0	59	2	1	1	0	0	0	4	13	0	1	21	36
1	38	9	5	5	0	0	6	26	8	2	11	15	36
2	50	9	3	3	0	0	0	15	7	0	9	19	35
3	44	16	2	2	0	0	4	22	24	3	6	0	33
4	26	22	0	0	0	1	5	28	14	5	17	10	46
5	49	4	2	2	0	0	0	8	14	0	14	15	43
6	42	2	2	2	0	0	0	6	11	1	18	22	52
7	35	4	2	2	0	2	0	10	20	3	10	22	55
8	57	3	1	1	0	0	0	5	28	0	5	5	38
9	43	2	1	1	2	0	0	6	25	7	12	7	51
10	41	9	1	1	0	0	1	12	27	2	14	4	47
11	26	21	0	0	2	0	3	26	21	2	22	3	48
12	70	2	2	2	2	0	2	10	8	2	5	5	20
13	79	2	0	0	2	0	2	6	6	0	6	3	15
14	88	1	1	0	1	0	0	3	1	1	0	7	9
14	84	1	1	1	0	0	0	3	2	0	2	9	13
16	89	0	0	0	1	0	0	1	1	0	0	9	10
17	80	0	0	0	1	0	0	1	2	1	2	14	19
18	78	0	0	0	1	0	0	1	2	0	3	16	21
19	78	0	0	0	0	0	0	0	7	0	5	10	22
20	86	0	0	0	0	0	1	1	4	1	2	6	13
21	90	0	0	0	0	0	0	0	2	3	1	4	10
22	90	0	0	0	0	0	0	0	1	1	0	8	10
23	82	0	1	0	0	0	0	1	2	3	0	15	17

MOA: matéria orgânica amorfa.

opacos caracterizados pela coloração preta, tamanhos variáveis, formas alongadas, equidimensionais e corróidos. Fitoclastos opacos apresentam, ainda, contornos

nítidos e retilíneos e sem fluorescência. Os fitoclastos não opacos apresentaram cor marrom a alaranjada com formas equidimensionais e ausência de fluorescência.

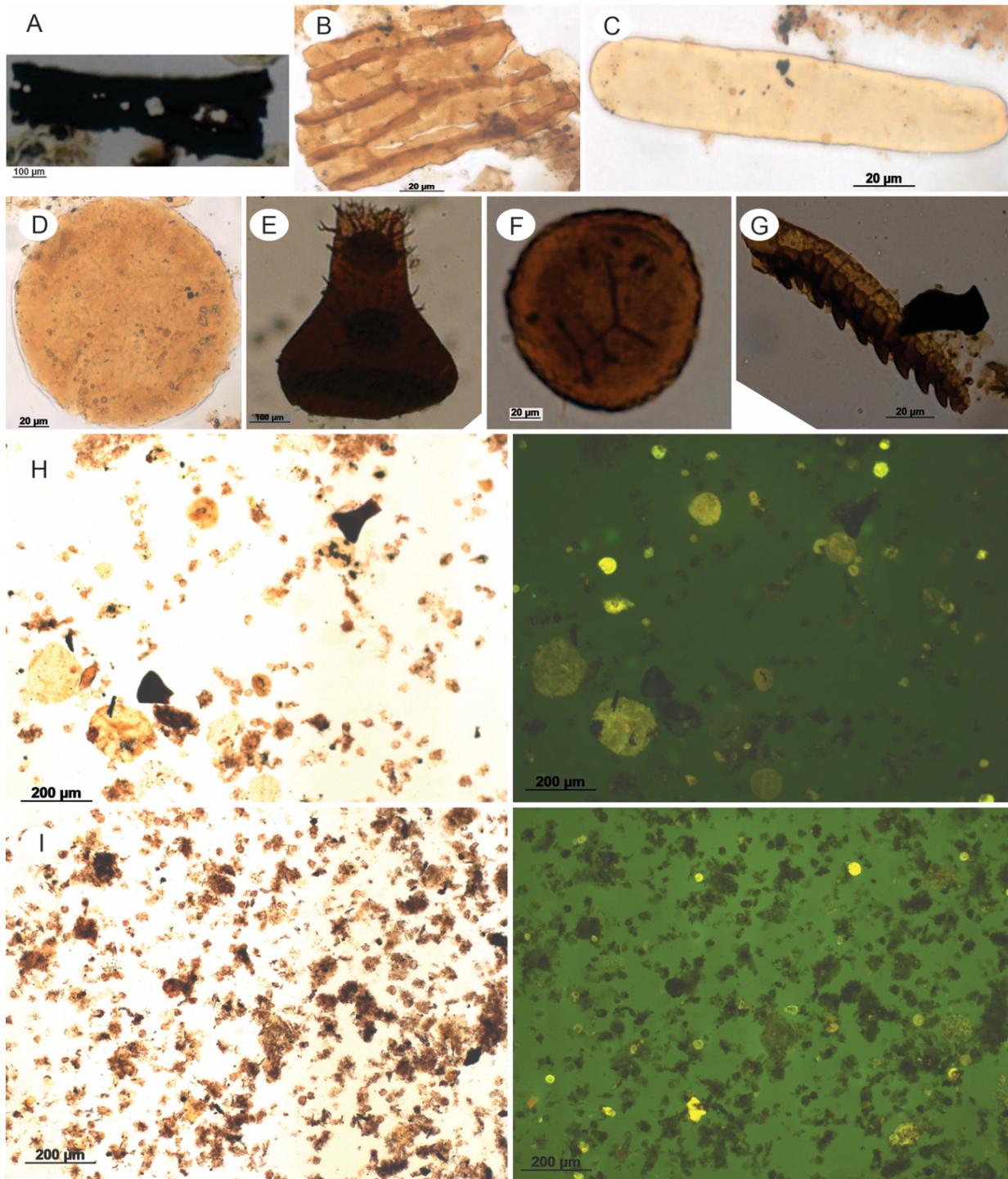


Figura 6. Fotomicrografia em luz branca transmitida (A) fitoclastos opaco; (B) fitoclastos não opacos; (C) acritarca; (D) frasinófitas; (E) quitinozoários; (F) escolecodontes; (G) esporo; (H) matéria orgânica amorfa em luz transmitida à esquerda, retirada da base da seção, e em luz ultravioleta fluorescente à direita; (I) matéria orgânica amorfa em luz transmitida à esquerda retirada do topo da seção, e em luz ultravioleta fluorescente à direita.

Foram individualizados em degradados, não degradados, bioestruturados e não bioestruturados, bem como tecidos cuticulares.

Foram identificadas 27 espécies de palinomorfos correspondentes a 12 gêneros pertencentes ao paleomicroplâncton marinho (Figuras 7 e 8) e 15 espécies de esporos (Streel et al., 2000; Melo e Loboziak, 2003) (Figuras 9 e 10). O grupo dos palinomorfos é representado por acritarcas, prasinófitas, quitinozoários, escolecodontes e esporos. Os miosporos apresentaram baixa/ausência de incidência da fluorescência, enquanto os acritarcas e prasinófitas apresentaram fluorescência alta.

A matéria orgânica amorfa apresentou-se, predominantemente, globosa ao longo da seção com coloração marrom-claro na porção inferior e com coloração marrom-escuro no topo da seção.

Os parâmetros de querogênio foram utilizados na caracterização dos ambientes, considerando a indicação de que a tendência proximal-distal é um dos principais fatores que controlam a distribuição do querogênio (Tyson, 1995).

Índice de coloração dos esporos

Os resultados obtidos através dos ICE corroboram com os dados das fotomicrografias do querogênio à luz de fluorescência e os resultados de T_{máx} da pirólise Rock-Eval (Calderón, 2017; Góes et al., 2021, 2022; Souza et al., 2021). Os valores de ICE apresentaram variações, ao longo de toda a seção, em torno de 3.5 e 4.5, correspondendo a 0,5% da reflectância da vitrinita (%Ro). Utilizando-se a tabela padrão da *Robertson Research* como referência de maturação, foi possível caracterizar o material orgânico como termicamente imaturo para a geração de hidrocarbonetos.

Individualização das palinofácies e caracterização paleoambiental

Através da integração dos resultados das análises qualitativas e quantitativas do material orgânico, aliado aos resultados da geoquímica orgânica (COT e Pirólise Rock-Eval), foi possível caracterizar e identificar duas palinofácies distintas (A e B) para a seção (Figura 11). Palinofácies A (base

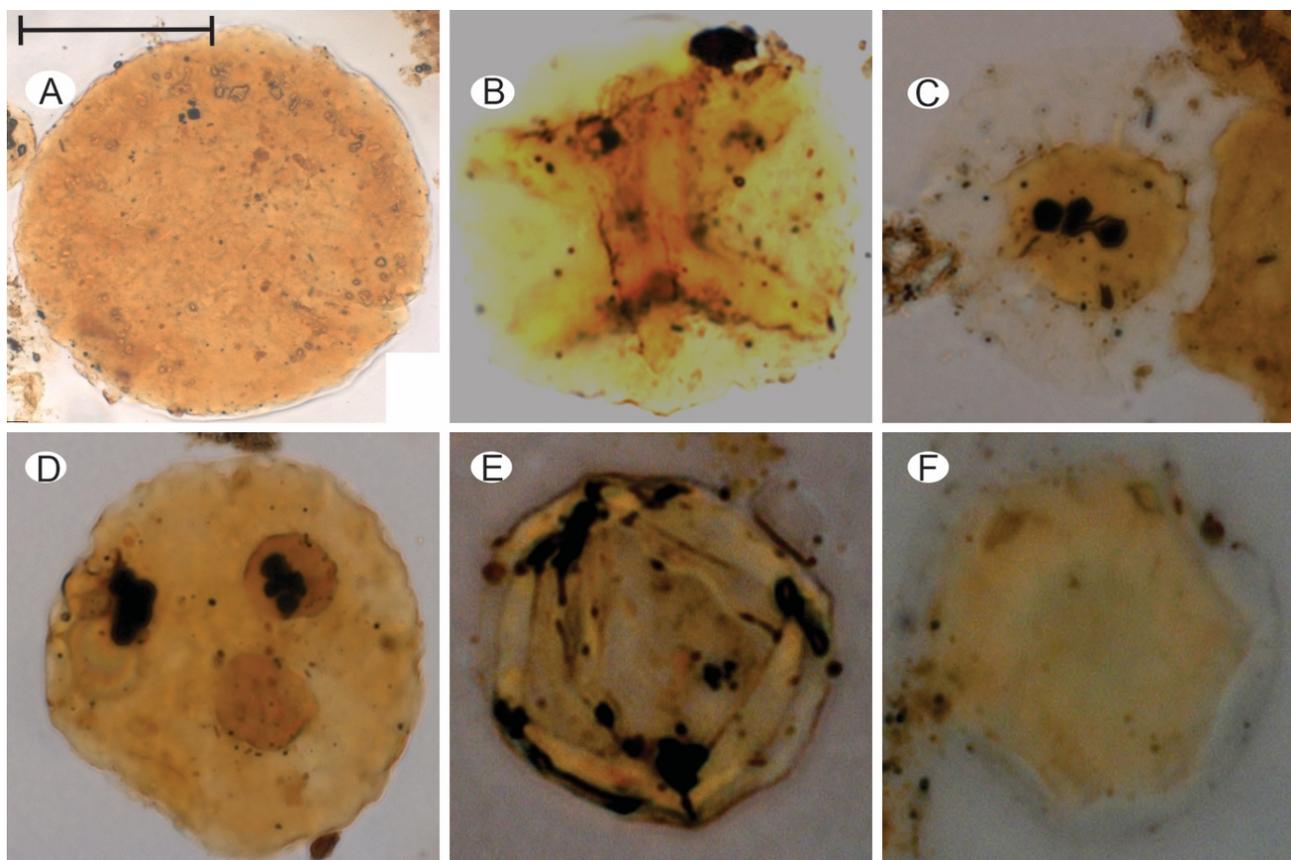


Figura 7. Fotomicrografias representativas do grupo do microplâncton recuperados. (A) *Maranhites stockmansii* Martin, 1984. 0 m; G48.1; (B) *Polyedrixium decorum* Deunff, 1955. 6 m; H51.1; (C) *Pterospermella reticulata* Loeblich Jr. e Reed, 1976. 4 m; J30.2; (D) *Maranhites brasiliensis* (Brito) Burjack e Oliveira, 1989. 4 m; R56.1; (E) *Leiosphaeridia* spp.; 0 m; W56.4; (F) *Duvernaysphaera angelae* Deunff, 1964. 4 m; G54.1. Escalas: A – F = 20 μ m.

da seção 0 a 11 m) caracteriza-se pelo intervalo no qual os teores de COT atingiram 2,25%, com o predomínio da matéria orgânica amorfa entre 25,9 e 57,4%, com ausência de fluorescência. Observou-se uma contribuição expressiva dos grupos dos palinómorfos (33,3 a 48,3%), principalmente, o grupo dos *Maranhites*, acritarca e prasinófitas (*Tasmanites*) em alta fluorescência. Verificou-se, também, contribuição de matéria orgânica de origem continental como esporos e fitoclastos (4,4 a 27,8%) com ausência de fluorescência. Utilizando-se o diagrama ternário (Tyson, 1993), foram plotados os resultados quantitativos dos grupos identificados, visando à classificação do paleoambiente deposicional. Os resultados mostraram o material concentrado no campo das palinofácies VII, o que reflete uma plataforma distal disóxica a anóxica (Tyson, 1993). A presença dos componentes de origem continental permitiu inferir que esse material lenhoso foi preservado e levado até a porção distal da plataforma (Figura 12), corroborando com os trabalhos de Calderón (2017) e Góes et al. (2022), que também estudaram afloramentos distintos da borda sul na região de Itaituba.

Palinofácies B (porção superior da seção 12 a 23 m) caracteriza-se pelo intervalo no qual o teor de COT

atingiu 6,29%, com o predomínio da matéria orgânica amorfa (70,5 a 89,6%), com ausência de fluorescência. Para essa palinofácies, baixas concentrações de palinómorfos, tanto marinhos quanto continentais (9,4 a 22,2%), e de fitoclastos (0 a 5,9%) foram observadas. Em relação a preservação, o grupo do microplâncton marinho apresentou fluorescência alta, enquanto o grupo dos esporos mostrou fluorescência moderada a baixa. Os resultados quantitativos dos grupos orgânicos identificados foram plotados no diagrama de Tyson (1993), visando caracterizar o pelo ambiente deposicional. Observou-se o material concentrado no campo da palinofácies VIII (plataforma distal disóxica), caracterizado por altos teores de carbono orgânico total e maiores teores de matéria orgânica amorfa, em detrimento aos baixos teores de fitoclastos. Observa-se uma tendência de transição para a palinofácies IX (bacia distal subóxica-anóxica), caracterizado por altíssimo teores de matéria orgânica amorfa que atingem até 90%. Esses resultados corroboram com os resultados apresentados por Góes et al. (2022), em que afloramentos distintos da borda sul na região de Itaituba foram estudados.

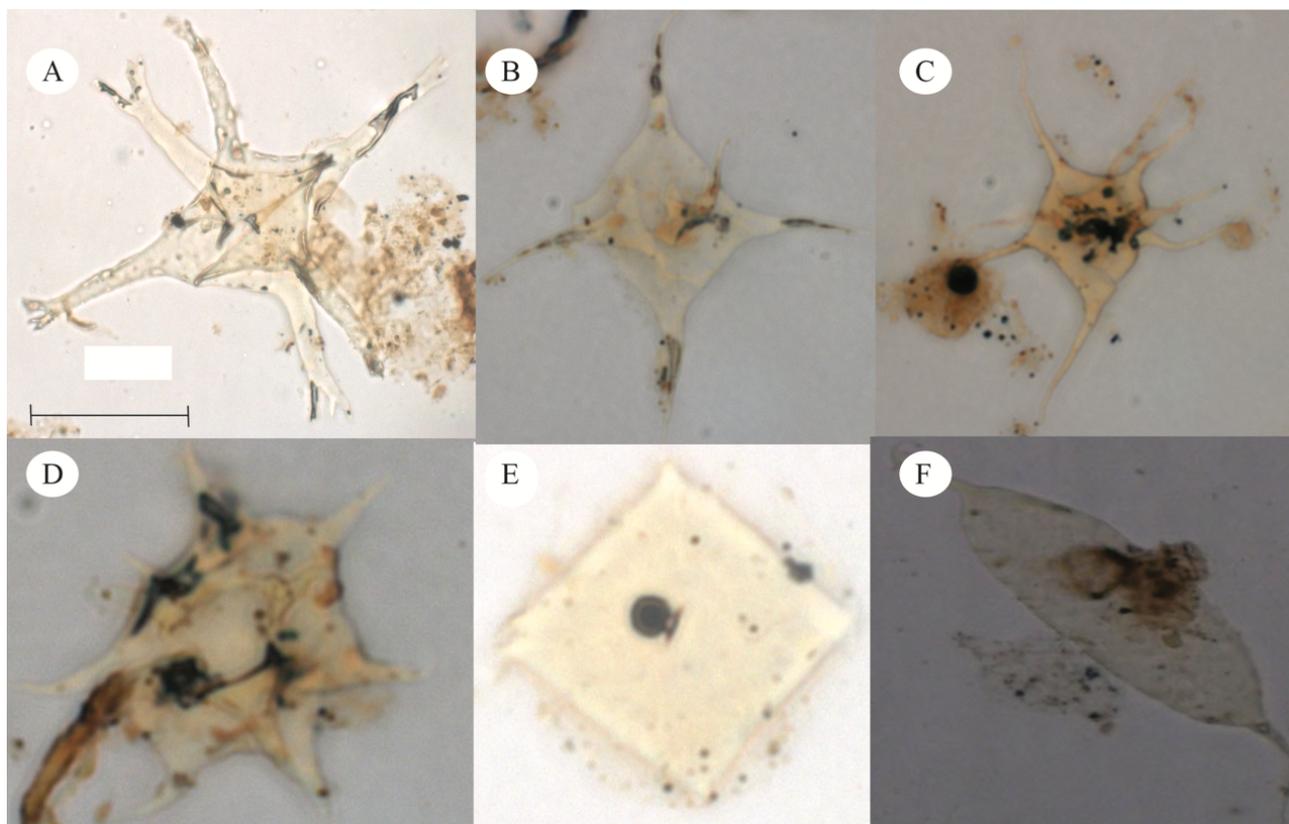


Figura 8. Fotomicrografias representativas das espécies do grupo do microplâncton recuperadas (A) *Evittia remota* (Deunff) Lister, 1970. 0 m; X34.3; (B) *Polyedryxium pharaonis* Deunff, 1961. 4 m; Q55.2 3; (C) *Unellium ampullium* Reed, 1974; 4 m; S55.1; (D) *Multiplicisphaeridium Loriferum* (Deunff) Lister, 1970. 4 m; Q56.1; (E) *Duvernaysphaera angelae* Deunff, 1964. 1 m; O42; (F) *Leiofusa pyrena* Wicander e Wood, 1981. 0 m; Q55.1. Escalas: A – F = 20 μ m.

CONCLUSÃO

Com base nos resultados das análises dos principais constituintes orgânicos de folhelhos da Formação Barreirinha, foi possível reconhecer duas palinofácies distintas: Palinofácies A e Palinofácies B. No caso da Palinofácies A, verificou-se

uma maior contribuição de palinomorfos do microplâncton (68,3%), subordinado conteúdo de matéria orgânica vegetal (31,7%), possuindo valores de COT atingindo 2,25%, valores de S2 variando entre pobre a bom potencial para geração de hidrocarbonetos (7,21 – 0,28 mg HC/g rocha), e T_{máx} demonstrando um pequeno aumento na maturação

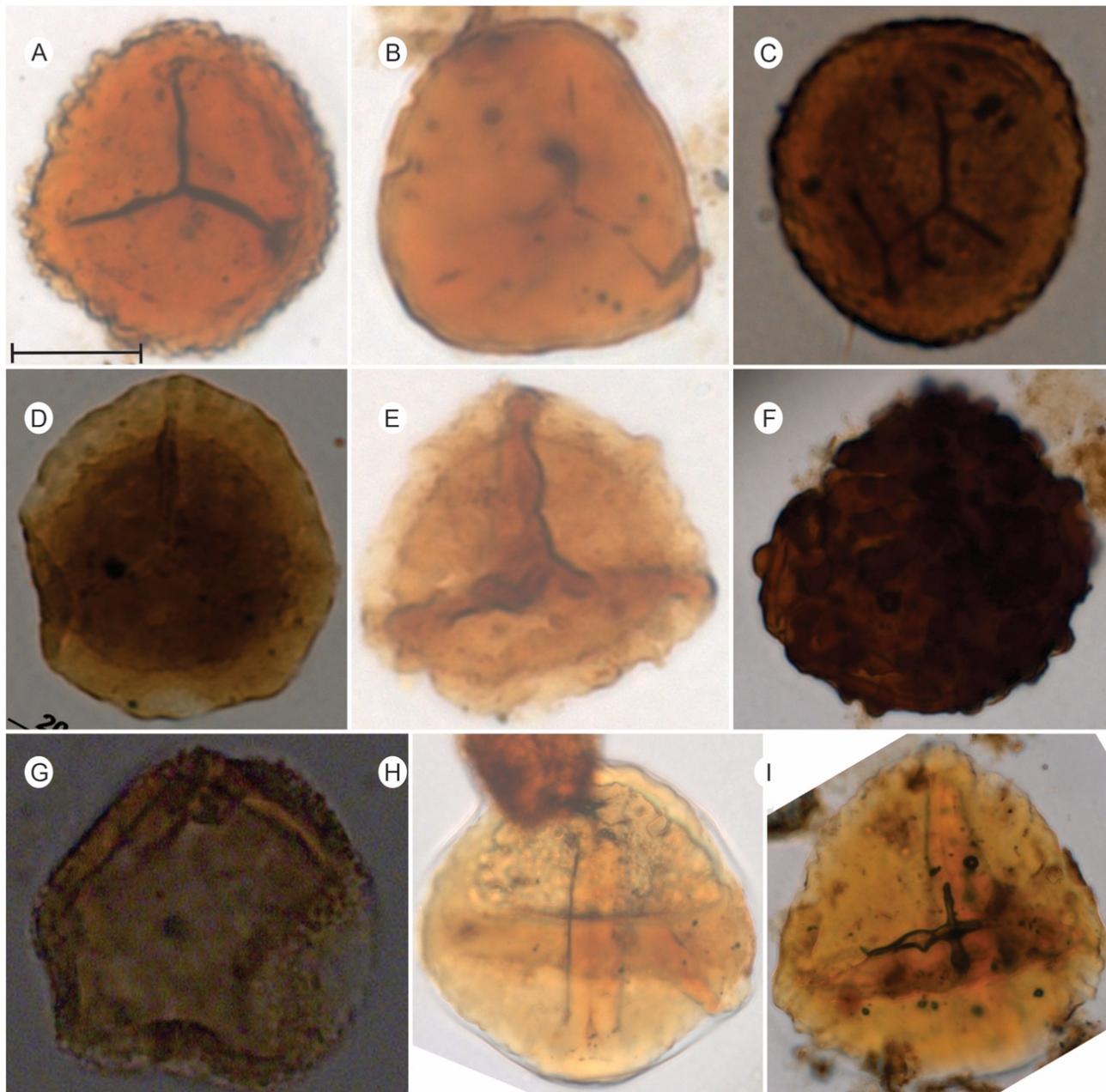


Figura 9. Fotomicrografias representativas do grupo dos miósporos recuperados. (A) *Grandispora echinata* Hacquebard, 1957. 0 m; W25.2; (B) *Synorisporites* sp. cf. *V. grandis* McGregor, 1960. 0 m; k45.1; (C) *Geminispora macromanifesta* (Naumova) Arkhangelskaya, 1985. 1 m; F47.3; (D) *Diducites mucronatus* (Kedo) Van Veen, 1981. 1 m; J48.1; (E) *Grandispora echinata* Hacquebard, 1957. 0 m; T48.4; (F) *Verrucosisporites premnus* Richardson, 1964. 0 m; O37.1; (G) *Auroraspora macra* Sullivan, 1968. 2 m; J48.1; (H) cf. *Planisporites* spp. X40.4; (I) cf. *Colatisporites denticulatus* (Neville) Neves et al., 1973. 0 m; R38.4. Escalas: A – I = 20 µm.

próximo a base da seção, variando entre 426 a 435°C. Para a Palinofácies B, verificou-se predomínio de MOA (88,2%), sem fluorescência, baixo conteúdo de palinomorfos (15%) e com raros miósporos, possuindo valores de COT atingindo percentuais de 6,29%, valores de S2 variando entre bom a muito bom potencial de geração de hidrocarbonetos (3,18 – 23,1 mg HC/g rocha), e T_{máx} variando entre 426 e 429°C,

classificando como imaturo. Os valores de ICE variam de 3,5 a 4,5, caracterizando o estágio imaturo para geração de hidrocarbonetos. A integração das análises geoquímicas, de palinofácies e das associações palinológicas, permitiu concluir que a sedimentação da base da seção reflete um ambiente plataformal distal disóxico-anóxico (Fácies A), com sutil aporte de matéria orgânica de origem continental,

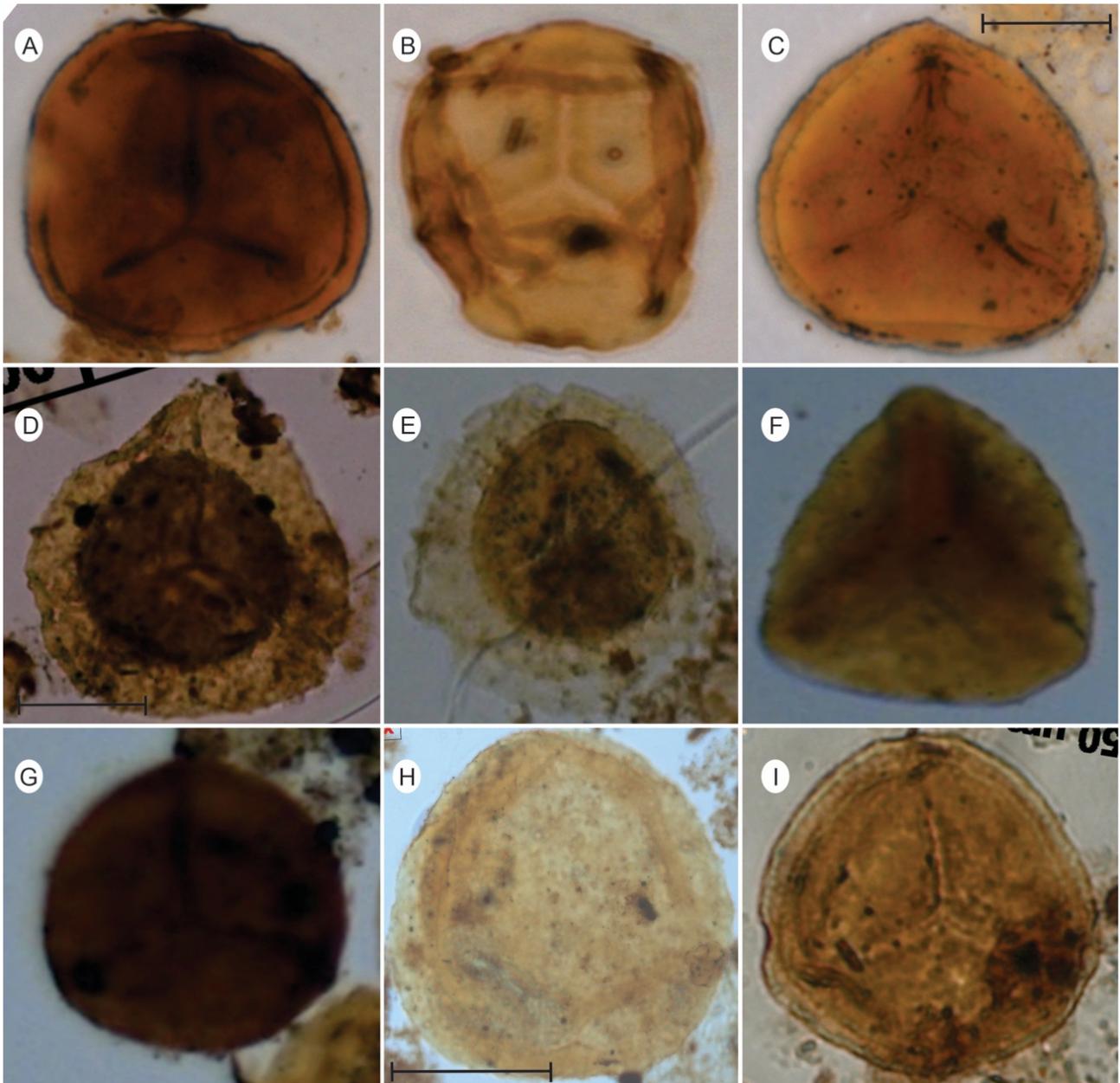
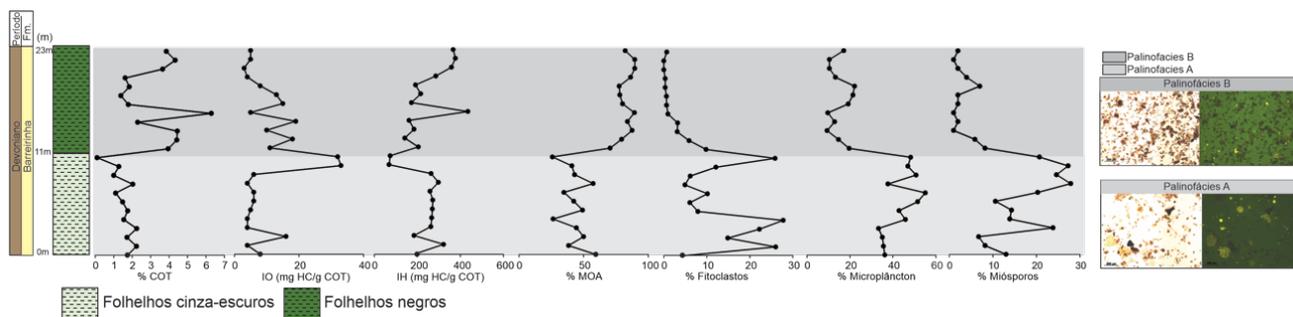


Figura 10. Fotomicrografias representativas das espécies do grupo dos miósporos recuperadas. (A) *Geminospora lemurata* Balme emend. Playford, 1983. 3 m; W39.1; (B) *Retusotriletes triangulatus* (Streel) Streel, 1967. 4 m; R55.2; (C) *Geminospora lemurata* Balme emend. Playford, 1983. 4 m; W56.4; (D) *Grandispora libyensis* Moreau-Benoit, 1980. 0 m; S41.1; (E) *Grandispora gabesensis* Loboziak e Streel, 1989. 0 m; W40.3; (F) *Gulisporites torpidus* (Playford) di Pasquo e Iannuzzi, 2014. 0 m; T48.4; (G) *Geminospora svalbardiae* (Vigran) Allen, 1965. 8 m; W31.1; (H) *Auroraspora macra* Sullivan, 1968. 0 m; O31.4; (I) *Retusotriletes leptocentum* Higgs, 1975. 0 m; W34.2. Escalas: A – C = 20 µm; D – G = 100 µm; H – I = 50 µm.



Fonte: Souza et al. (2021).

Figura 11. Gráficos com a relação entre os grupos de querogênio, palinofácies, carbono orgânico total (COT), índice de oxigênio (IO), índice de hidrogênio (IH) e matéria orgânica amorfa (MOA).

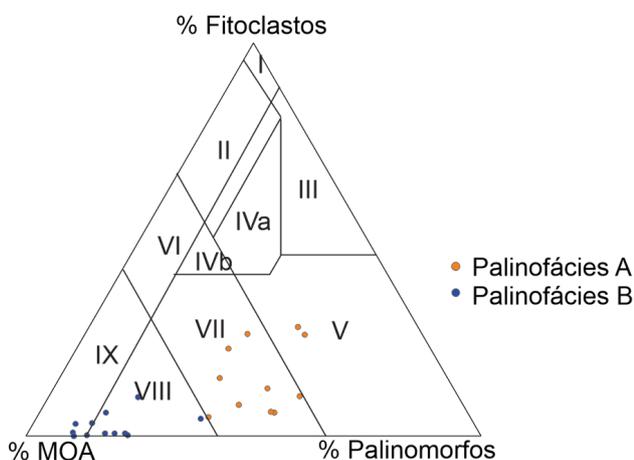


Figura 12. Gráfico representando a porcentagem relativa entre os grupos de querogênio (matéria orgânica amorfa, fitoclastos e palinomorfos). I: Bacia ou plataforma altamente proximal; II: Bacia marginal disóxica — anóxica; III: Plataforma óxica heterolítica; IV: Transição plataforma — bacia; V: Plataforma óxica dominada por lama; VI: Plataforma proximal subóxica — anóxica; VII: “Plataforma” distal disóxica — anóxica; VIII: Plataforma distal disóxica — óxica; IX: Bacia distal subóxica — anóxica/Plataforma carbonática/Marinho Restrito (baseado em Tyson, 1993, 1995).

enquanto a porção superior da seção caracteriza um ambiente de deposição marinho distal euxínico (Fácies B). Sugere-se que, nesta seção estudada, ocorreu uma transição dos estratos de idade entre o Frasniano e o Famêniano, representados pelas palinofácies A e B, respectivamente.

AGRADECIMENTOS

Esta pesquisa foi realizada em associação com o projeto de P&D em andamento registrado como ANP n° 20075-8, “Projeto Pesquisa de Sistemas Petrolíferos em Bacias Sedimentares Brasileiras” (UFBA/Shell Brasil/ANP) — título do projeto ANP (Pesquisas em Sistemas Petrolíferos

de Bacias Sedimentares Brasileiras), patrocinado pela Shell Brasil sob a taxa de P&D da Agência Nacional do Petróleo (ANP) como “Compromisso de Investimentos com Pesquisa e Desenvolvimento”. O presente trabalho também foi realizado com apoio da Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) — Código de Financiamento 001. Os autores também agradecem aos laboratórios LEPETRO/IGEO/UFBA e ao LBPM/Uerj pelo apoio técnico e científico.

ESPÉCIES LISTADAS

- Maranhites stockmansii* — Martin, 1984
- Polydrixium decorum* — Deunff, 1955
- Pterospermella reticulata* — Loeblich Jr. e Reed, 1976
- Maranhites brasiliensis* (Brito) — Burjack e Oliveira, 1989
- Leiosphaeridia* spp.
- Duvernaysphaera angelae* — Deunff, 1964
- Evittia remota* (Deunff) — Lister, 1970
- Polydrixium pharaonis* — Deunff, 1961
- Unellium ampullium* — Reed, 1974
- Multiplicisphaeridium Loriferum* (Deunff) — Lister, 1970
- Duvernaysphaera angelae* — Deunff, 1964
- Leiofusa pyrena* — Wicander e Wood, 1981
- Grandispora echinata* — Hacquebard, 1957
- Synorisporites* sp. cf. *V. grandis* — McGregor, 1960
- Geminospora macromanifesta* (Naumova) — Arkhangelskaya, 1985
- Diducites mucronatus* (Kedo) — Van Veen, 1981
- Verrucosporites premnus* — Richardson, 1964
- Auroraspora macra* — Sullivan, 1968
- Planisporites* spp.
- Colatisporites denticulatus* (Neville) — Neves et al., 1973
- Geminospora lemurata* Balme emend. — Playford, 1983
- Retusotriletes triangulatus* (Streel) — Streel, 1967
- Grandispora libyensis* — Moreau-Benoit, 1980
- Grandispora gabesensis* — Loboziak e Streel, 1989
- Gulisporites torpidus* (Playford) — di Pasquo e Iannuzzi, 2014
- Geminospora svalbardiae* (Vigran) — Allen, 1965
- Retusotriletes leptocentum* — Higgs, 1975

REFERÊNCIAS

- Allen, K. C. (1965). Lower and Middle Devonian spores of North and Central Vestspitsbergen. *Palaeontology*, 8(4), 687-748.
- ANP – Agência Nacional do Petróleo, Gás Natural e Biocombustíveis (2015). *Décima terceira rodada de licitações*. ANP. Disponível em: <https://www.gov.br/anp/pt-br/rodadas-anp/rodadas-concluidas/concessao-de-blocos-exploratorios/13a-rodada-licitacoes-blocos/seminarios>. Acesso em: 5 mar. 2018.
- Antonioli, L., Dino, R., Portela, A. H., Amaral, F. P. (2020). New Method of Rock Samples Preparation for Palynological and Palynofaciological Analysis. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, 43(1), 339-345. https://doi.org/10.11137/2020_1_339_345
- Arkhangelskaya, A. D. (1985). Zonal spore assemblages and stratigraphy of the Lower and Middle Devonian in the Russian Plate. In: Menner, V. V., Byvsheva, T. V. (eds.). *Atlas of Spores and Pollen from the Phanerozoic Petroleum Formations in the Russian and Turanian Plates*. Moscou: Trudy Vsesoiuznogo Nauchno-Issledovatel'skogo Geologorazvedochnogo Neftianogo Institute (VNIGNI), p. 5-21.
- Barnard, P. C., Collins, A. G., Cooper, B. S. (1981). Identification of Kerogen Facies in a Source Rock Horizon. Examples from the North Sea Basin. In: Brooks, J. (ed.). *Organic Maturation Studies and Fossil Fuel Exploration*. Londres: Academic Press, p. 271-282.
- Burjack, M. I. A., Oliveira, S. F. (1989). Contribuição ao conhecimento morfológico e sistemático do gênero Maranhites Brito. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, 7, 45-67. <https://doi.org/10.11606/issn.2317-8078.v0i7p45-67>
- Calderón, S. M. (2017). *Geoquímica orgânica da Formação Barreirinha, Devoniano superior da Bacia do Amazonas, município de Rurópolis, PA: implicações paleoambientais e avaliação do potencial gerador de hidrocarbonetos*. Dissertação (Mestrado). Belém: Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará. Disponível em: <http://repositorio.ufpa.br:8080/jspui/handle/2011/9431>. Acesso em: 28 set 2022.
- Caputo, M. V. (1984). *Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern Basins of Brazil*. PhD Thesis. Santa Barbara: California University. Disponível em: http://repositorio.ufpa.br/jspui/bitstream/2011/8961/6/Tese_StratigraphyTectonicsPaleoclimatology.pdf. Acesso em: 29 set. 2022.
- Cunha, P. R. C., Melo, J. H. G., Silva, O. B. (2007). Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 227-251.
- Daemon, R. F., Contreiras, C. J. A. (1971). Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25., 1971. *Anais...* São Paulo: SBG. v. 3, p. 79-88.
- Deunff, J. (1955). Un microplancton fossile Dévonien à hystrichosphères du Continent Nord-Américain. *Bulletin de Microscopie Appliquée*, 5(2), 138-149.
- Deunff, J. (1961). Quelques précisions concernant les Hystrichosphaeridées de Dévonien du Canada. *Compte Rendu Sommaire des Séances de la Société Géologique de France*, 8, 216-218.
- Deunff, M. J. (1964). Le Genre *Duvernaysphaera* Staplin. *Grana Palynologica*, 5(2), 210-215. <https://doi.org/10.1080/00173136409430014>
- Dino, R., Silva, O. B., Abrahão, D. (1999). Caracterização Palinológica e Estratigráfica de Estratos Cretáceos da Formação Alter do Chão, Bacia do Amazonas. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 10., 1999. *Anais...* Rio Claro: UNESP. p. 557-565.
- di Pasquo, M., Iannuzzi, R. (2014). New palynological information from the Poti Formation (upper Viséan) at the Roncador creek, Parnaíba Basin, northeastern Brazil. *Boletim Geológico y Minero*, 125(4), 405-435.
- Espitalié, J., Laporte, J. L., Madec, M., Marquis, F., Leplat, P., Paulet, J., Boutefeu, A. (1977). Methode rapide de caracterisation des roches mères, de leur potentiel petrolier et de leur degré d'évolution. *Revue de l'Institut Français du Petrole*, 32(1), 23-42. <https://doi.org/10.2516/ogst:1977002>
- Góes, V. C. M., Costa, A. B., Andrade, C. L. N., Cerqueira, J. R., Silva, A. S., Garcia, K. S., Queiroz, A. F., Ribeiro, H. J. P. S., Dino, R. (2022). Hydrocarbon source potential and paleodepositional environment of the (Devonian) Barreirinha formation on the south edge of the Amazonas basin border, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 115, 103722. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103722>
- Góes, V. C. M., Costa, A. B., Cerqueira, J. R., Abreu, N. C., Silva, A. S., Miranda, F. L. C., Queiroz, A. F. S., Ribeiro, H. J. P. S. (2021). Potential gerador e maturidade térmica dos folhelhos da Formação Barreirinha, borda sul da Bacia do Amazonas, Brasil. *Geologia USP. Série Científica*, 21(3), 3-17. <https://doi.org/10.11606/issn.2316-9095.v21-171844>
- Grahn, Y. (1992). Revision of silurian and devonian strata of Brazil. *Palynology*, 16(1), 35-61. <https://doi.org/10.1080/001916122.1992.9989406>

- Hacquebard, P. A. (1957). Plant spores in coal from the Horton Group (Mississippian) of Nova Scotia. *Micropaleontology*, 3(4), 301-324. <https://doi.org/10.2307/1484439>
- Higgs, K. (1975). Upper Devonian and Lower Carboniferous Miospore assemblages from Hook Head, Co. Wexford, Ireland. *Micropaleontology*, 21(4), 393-419.
- Lange, F. W. (1967). Subdivisão bioestratigráfica e revisão da coluna siluro-devoniana da Bacia do Baixo Amazonas. In: Simpósio sobre a Biota Amazônica, 1967. *Atas...* Belém: Conselho Nacional do Petróleo. v. 1, p. 215-236.
- Lister, T. R. (1970). The Acritarchs and Chitinozoa from the Wenlock and Ludlow Series of the Ludlow and Millichope areas, Shropshire. *Monographs of the Palaeontographical Society*, 124(528), 1-100. <https://doi.org/10.1080/2576190.2022.12131715>
- Loeblich Jr., A. R., Reed, W. E. (1976). Organic-walled microplankton from the Lower Devonian Late Gedinnian Haragan and Bois d'Arc formations of Oklahoma, USA, Part 1. *Palaeontographica Abteilung B*, 159(1-3), 1-39.
- Loboziak, S., Caputo, M. V., Melo, J. H. G. (2000). Middle Devonian-Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Revue de Micropaleontologie*, 43(4), 301-318. [https://doi.org/10.1016/S0035-1598\(00\)90154-5](https://doi.org/10.1016/S0035-1598(00)90154-5)
- Loboziak, S., Melo, J. H. G., Rodrigues, R. (1996). Age and correlation of the Barreirinha Formation (Curuá Group, Amazon Basin): new evidence from the miospore biostratigraphy. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 68(2), 206-212.
- Loboziak, S., StreeL, M. (1989). Middle-Upper Devonian miospores from the Ghadamis Basin (Tunisia-Libya): Systematics and stratigraphy. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 58(2-4), 173-196. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(89\)90084-5](https://doi.org/10.1016/0034-6667(89)90084-5)
- Loboziak, S., StreeL, M., Melo, J. H. G. (1999). *Grandispora* (al. *Contagisporites*) *permulta* (Daemon, 1974) Loboziak, StreeL et Melo, *comb. nov.*, a senior synonym of *Grandispora riegelii* Loboziak et StreeL, 1989 — nomenclature and stratigraphic distribution. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 106(1-2), 97-102. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(99\)00003-2](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(99)00003-2)
- Martin, F. (1984). Acritarches du Frasnien supérieur et du Famennien inférieur du bord meridional du Bassin de Dinant (Ardenne Belge). *Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique*, 55(7), 1-57.
- McGregor, D. C. (1960). Devonian spores from Melville Island, Canadian Arctic Archipelago. *Palaeontology*, 3(1), 26-44.
- Melo, J. H. G., Loboziak, S. (2003). Devonian-early carboniferous biostratigraphy of the amazon Basin, northern Brazil. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 124(3-4), 131-202. [https://doi.org/10.1016/S0034-6667\(02\)00184-7](https://doi.org/10.1016/S0034-6667(02)00184-7)
- Milani, E. J., Rangel, H. D., Bueno, G. V., Stica, J. M., Winter, W. R., Caixeta, J. M., Pessoa, J. M., Neto, O. C. (2007). Bacias sedimentares brasileiras-cartas estratigráficas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 15(2), 183-205.
- Moreau-Benoit, A. (1980). Les spores du Dévonien de Libye. Deuxième partie. *Cahiers de Micropaléontologie*, 1(1), 1-53.
- Neves, C. A. O. (1990). Prospectos potenciais e áreas prioritárias para exploração na Bacia do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, 4, 95-103.
- Neves, R., Gueinn, K. J., Clayton, G., Ioannides, N. S., Neville, R. S. W., Kruszezwska, K. (1973). Palynological correlations within the Lower Carboniferous of Scotland and Northern England. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh*, 69(2), 23-76. <https://doi.org/10.1017/S0080456800014939>
- Peters, K. E., Cassa, M. R. (1994). Applied source rock geochemistry. In: Magoon L. B., Dow, W. G. (eds.). *The Petroleum System: from Source to Trap*. AAPG Memoir, v. 60, p. 93-120.
- Playford, G. (1983). The Devonian miospore genus *Geminispora* Balme 1962: a reappraisal based upon topotypic *G. lemurata* (type species). *Memoirs of the Association of Australasian Palaeontologists*, 1, 311-325.
- Richardson, J. B. (1964). Middle Old Red Sandstone spore assemblages from the Orcadian basin, north-east Scotland. *Palaeontology*, 7(4), 559-605.
- SGB/CPRM – Serviço Geológico do Brasil (2021). *Dados Informações e Produtos do Serviço Geológico do Brasil*. CPRM. Disponível em: <http://geosgb.cprm.gov.br/>. Acesso em: 14 abr. 2021.
- Souza, I. M. F., Cerqueira, J. R., Garcia, K. S., Ribeiro, H. J. P. S., Oliveira, O. M. C., Queiroz, A. F. S., Teixeira, L. S. G. (2021). Geochemical characterization and origin of kerogens from source-rock of Devonian in the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 111, 103437. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103437>

- Sullivan, H. J. (1968). A Tournaisian spore flora from the Cementstone Group of Ayreshire, Scotland. *Palaeontology*, 11(1), 116-131.
- Streel, M. (1967). Associations de spores du Dévonien inférieur belge et leur signification stratigraphique. *Annales de la Société Géologique de Belgique*, 90(3), 11-53.
- Streel, M., Caputo, M. V., Loboziak, S., Melo, J. H. G. (2000). Late Frasnian - Famennian climates based on palynomorph quantitative analyses and the question of the Late Devonian glaciations. *Earth-Science Reviews*, 52(1-3), 121-173. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(00\)00026-X](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(00)00026-X)
- Tyson, R. V. (1993). Palynofacies analysis. In: Jenkins, D. G. (Ed.). *Applied Micropaleontology*. Amsterdam: Kluwer Academic Publishers, p. 153-191.
- Tyson, R. V. (1995). *Sedimentary organic matter: organic facies and palynofacies*. Londres: Springer Dordrecht, 615 p. <https://doi.org/10.1007/978-94-011-0739-6>
- Van Veen, P. M. (1981). Aspects of Late Devonian and Early Carboniferous palynology of Southern Ireland. V. The change in composition of palynological assemblages at the Devonian-Carboniferous boundary. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 34(1), 67-97. [https://doi.org/10.1016/0034-6667\(81\)90066-X](https://doi.org/10.1016/0034-6667(81)90066-X)
- Reed, W. R. (1974). Upper Devonian-Lower Mississippian Acritarchs and Prasinophycean Algae from Ohio, USA. *Palaeontographica, Abteilung B*, 148(1-3), 9-43.
- Wicander, R., Wood, G. D. (1981). Systematics and biostratigraphy of the organic-walled microphytoplankton from the Middle Devonian (Givetian) Silica Formation, Ohio, USA. *AASP Contributions Series*, 8, 1-137.