



UNIVERSIDADE DE
COIMBRA



Nei Ahrens Haag

PALINOSTRATIGRAFIA DO MESO-CENOZOICO DA BACIA DO ACRE (AMAZÔNIA SUL
OCIDENTAL, BRASIL)

Tese de Doutoramento em Geologia, Processos Geológicos, orientada pela Doutora Maria Helena
Paiva Henriques e apresentada ao Departamento de Ciências da Terra da Faculdade de Ciências
e Tecnologia da Universidade de Coimbra

Abril de 2019



FACULDADE DE
CIÊNCIAS E TECNOLOGIA
UNIVERSIDADE DE
COIMBRA



Nei Ahrens Haag

**PALINOSTRATIGRAFIA DO MESO-CENOZOICO DA BACIA DO ACRE
(AMAZÔNIA SUL OCIDENTAL, BRASIL)**

Doutorado em Geologia – Geologia Processos Geológicos

Orientadora: Doutora Maria Helena Paiva Henriques

Abril, 2019

I• AGRADECIMENTOS

I • AGRADECIMENTOS

À Universidade Federal do Acre, pela liberação para cursar o doutoramento;

À Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior - CAPES, pela bolsa concedida;

Ao Ministério de Ciência, Tecnologia e Informação - MCTI, pelo apoio financeiro através do projeto: “Biocronoestratigrafia e paleoecologia com base no potencial fossilífero do Cretáceo-Neógeno da Bacia do Acre, Vale do Juruá, Amazônia sul ocidental”, processo nº 012000.001631/2010-32;

Prf^ª. Dr^ª. Maria Helena Paiva Henriques, docente e investigadora da Universidade de Coimbra, Portugal, pelo excelente nível de orientação e dedicação à essa tese. Orientações à parte, nasceu uma grande amizade, que multiplicou amigos por toda Pensínsula Ibérica e outros países sul-americanos;

Ao Instituto Geológico y Minero de España, Madrid - IGME, e ao amigo Dr. Eduardo Barrón, pela dedicação na análise palinológica;

Ao Laboratório Nacional de Energia e Geologia - LNEG, São Mamede de Infesta, Portugal pela preparação e confecção das lâminas palinológicas, e à Dr^ª. Zélia Pereira, pela amizade, atenção e dedicação, sempre acreditando nesse trabalho;

À Dr^ª. Karen Adami Rodrigues, amiga do meu coração, por estimular as pesquisas geológicas e paleontológicas na Amazônia e ao desenvolvimento físico e científico da UFAC - Campus Floresta;

À Universidade Complutense de Madrid, Espanha, pela disponibilização do laboratório do Departamento de Paleontología;

À Prf^ª. Dr^ª. Maria Luiza Canales, docente e investigadora da Universidad Complutense de Madrid, Espanha, pelas aulas de micropaleontologia, por acreditar nesse trabalho, pela amizade e férias inesquecíveis em Madrid;

AGRADECIMENTOS · I

À Universidade Federal do Mato Grosso - UFMT, pela disponibilização do Laboratório de Paleontologia;

À Prof^ª. Dr^ª. Silane A. F. da Silva e ao grupo de alunos da UFMT, que tanto auxílio deram na identificação e classificação de palinomorfos;

Ao Prof. Dr. Eduardo Aldo Musacchio “In memoriam”, da Universidad Nacional de la Patagônia San Juan Bosco, Comodoro Rivadavia, Argentina, quem sugeriu um doutoramento em micropaleontologia, hoje concretizado;

Ao Departamento de Ciências da Vida, Universidade de Coimbra, Portugal, por disponibilizar o laboratório de microscopia;

Ao Prof. Dr. Ant nio Xavier Coutinho, docente e investigador do Departamento de Ciências da Vida, Universidade de Coimbra, pela aten o e amizade;

Aos meus pais, Orlando Arthur Haag e Marlize C. Ahrens Haag “In memoriam”, pela oportunidade de aqui estar;

Aos meus irmãos, pelo apoio moral;

Ao amigo Edson Luís Marcon, todo o meu carinho;

Ao amigo e colega Prof. Dr. Pierre André Garcia Pires (s  nós   que sabemos tudo o que passamos para aqui chegarmos);

  Amiga e colega MSc. Dalva Araújo Martins e sua família, pela recep o quando da minha chegada ao Acre, pelo carinho, pelas noites de ins nia e aventuras acreanas;

Aos colegas Dr. Gabriel de Alemar Barberes e MSc. S lva Clara da Silva, pela grande amizade, pelos anos de convivência em Coimbra, paciência, ajudas informáticas e muito mais (moram no meu cora o);

Ao amigo e colega MSc. Jorge de Carvalho, pela grande ajuda na confec o dos mapas e perfis;

I • AGRADECIMENTOS

Ao colega e conterrâneo MSc. Gustavo Garcia, pela amizade e ajudas informáticas;

Ao sempre amigo Jorge Manuel dos Santos Baptista “In memoriam”, por sempre acreditar que eu conseguiria; e à sua família (minha família em Portugal), pela recepção, amizade, carinho, respeito, por tudo.

E como não há espaço para maiores delongas, agradeço a todos aqueles que fazem parte da minha vida e que, de algum modo, contribuíram na realização desse trabalho, incluindo, aqui, meu maior agradecimento e respeito às leis que regem o universo.

II•RESUMO

Este trabalho reporta os principais resultados obtidos através da análise das associações palinológicas reconhecidas no registro estratigráfico de afloramentos de rochas Mesozoicas no sudoeste da Bacia do Acre, no Parque Nacional da Serra do Divisor e no Vale do Juruá, e inclui o registro inédito de elementos marinhos no SW da Amazônia (Brasil) para aquele intervalo estratigráfico. As associações do Parque Nacional da Serra do Divisor foram coletadas nas formações Moa, Rio Azul e Divisor, e permitiram atribuir uma idade Cenomaniano para a primeira, Albiano superior-Maastrichtiano inferior para a segunda e Maastrichtiano inferior-Eocênico inferior para a última, todas baseadas em evidências palinológicas. Essas unidades foram relacionadas previamente a ambientes essencialmente flúvio-deltaicos; no entanto, a partir da análise da composição das associações palinológicas, em todas elas foi reconhecida uma grande abundância de elementos marinhos, nomeadamente de acritarcas, dinoflagelados e palinoforamíniferos, táxons já referidos em outras bacias do Domínio Tétisiano, que permitem fundamentar a existência de uma conexão entre aquele e o Pacífico, através do “Corredor Hispânico”, ativo desde o Jurássico inferior. A palinoflora reconhecida é muito semelhante àquela identificada na mesma faixa latitudinal durante o Cretácico (Albiano-Maastrichtiano) de outras regiões do globo, como Colômbia, Peru, Venezuela, Congo, Sudão, Sudão do Sul, Senegal, Gabão, Egito, Nigéria, Marrocos, Israel e Índia, e é indicadora de clima quente e úmido, com alguma aridez, combinando perfeitamente com o alcance palinológico do norte de Gondwana. Em relação ao Vale do Juruá, onde aflora a Formação Repouso, subjacente à Formação Solimões, as associações palinológicas permitiram atribuir-lhe uma idade Oligocênico superior-Miocênico superior/Pliocênico inferior, persistindo a presença de elementos marinhos como acritarcas, dinoflagelados e escolocodontes, além de grande quantidade de algas e esporos. O registro de grupos de vertebrados extintos, típicos de ambientes aquáticos ou aquático/marinho ou úmido, representados por toxodontídeos, crocodilianos, quelônios (todos de grande porte), roedores e vários grupos de peixes, permitem inferir a existência de condições flúvio-deltaicas a marinhas ao longo do Neogênico na região sudoeste da Bacia do Acre. A palinoflora foi dominada por plantas aquáticas, pteridófitas, epífitas, lianas, gramíneas, arbustos e algumas ilhas de floresta, representadas por espécies arbóreas como Poaceae, Fabaceae, Cheirolepidiaceae, Arcaceae, Podocarpaceae, Bombacaceae, Ulmaceae, Euphorbiaceae, entre outras de médio e grande porte. Os palinomorfos e o registro de vertebrados sugerem que o clima

RESUMO · II

no sudoeste da Amazônia, durante o Cretácico Superior até ao Miocênico Superior/Pliocênico inferior, seria quente e úmido, apresentando condições ecológicas muito diferentes daquelas hoje existentes, caracterizadas pela presença de vegetação densa, com grandes árvores cobrindo quase toda a região norte da América do Sul, onde muitos dos animais de grande porte, conhecidos no registro fóssil, não se poderiam deslocar. A Amazônia é a maior e a mais biodiversa floresta tropical no mundo; este estudo representa um contributo para a compreensão das origens e evolução da sua biodiversidade e geodiversidade atuais.

Palavras-chave: Palinologia; Estratigrafia; Paleoecologia; Paleobiogeografia; Cretácico-Miocênico/Pliocênico inferior; Bacia do Acre; Amazônia; Brasil

III•ABSTRACT

This work reports the main results obtained through the analysis of the palynological assemblages recognized in the stratigraphic record of Meso-Cenozoic rocks outcropping in the southwest of the Acre Basin at the National Park of Serra do Divisor and at the Juruá Valley. They include the unpublished record of marine elements in the SW of the Amazon (Brazil) for that stratigraphic interval. Assemblages from the National Park of Serra do Divisor were collected at the Moa, Rio Azul e Divisor formations, and provided an Cenomanian age for the first one, upper Albian-lower Maastrichtian for the second one, and lower Maastrichtian-lower Eocene for the last one, all based on palynological evidences. These units were previously related to essentially fluvial-deltaic environments; however, from the analysis of the composition of the palynological assemblages there is a great abundance of marine elements in all the stratigraphic units, namely the presence of acritarchs, dinoflagellates and palinoforaminifera, taxa already recognized in other basins of the Tethysian Domain, which allow to establish a seaway between Tethys and the Pacific, through the "Hispanic Corridor", operating since the lower Jurassic. The recognized palinoflora is very similar to that identified in the same latitudinal belt during the Cretaceous (Albian-Maastrichtian) from other regions of the globe, such as Colombia, Peru, Venezuela, Congo, Sudan, South Sudan, Senegal, Gabon, Egypt, Nigeria, Morocco, Israel and India, which have been subject to a hot and humid climate, with some aridity, thus perfectly matching the palynological range of the northern Gondwana. Regarding the Juruá Valley, which refers to the Repouso Formation, underlying the Solimões Formation, the palynological assemblages enable to assign it a upper Oligocene-upper Miocene/lower Pliocene age. They also show the presence of marine elements such as acritarchs, dinoflagellates and escolecodonts, as well as a great amount of algae and spores. The record of extinct groups of vertebrates, with aquatic or aquatic/marine or wet mode of life, represented by toxodontids, crocodilians, chelonians (all large), rodents and various groups of fish, allow to infer the existence of marine to fluvial-deltaic conditions throughout the Paleogene at the southwest region of the Acre Basin. The palinoflora was dominated by aquatic plants, epiphytes, lianas, pteridophytes, grasses, shrubs and some forest islands, represented by arboreal specimens of Poaceae, Fabaceae, Cheirolepidiaceae, Arcaceae, Podocarpaceae, Bombacaceae, Ulmaceae, Euphorbiaceae, among others, of medium and large size. The palynomorphs and the vertebrate record suggest that the climate in the southwest of the Amazonia, during the Upper Cretaceous

ABSTRACT · III

to the Upper Miocene/lower Pliocene, would be hot and humid, displaying ecological conditions very different from those recognized today, characterized by the presence of dense vegetation, with large trees covering almost the entire northern region of South America, where many of the large animals known in the fossil record could not move. The Amazon is the largest and most biodiverse tropical forest in the world; this study represents a contribution to the understanding of the origins and evolution of its current biodiversity and geodiversity.

Keywords: Palynology; Stratigraphy; Paleoecology; Paleobiogeography; Cretaceous-Miocene/lower Pliocene; Acre Basin; Amazonia; Brazil

IV • ÍNDICE

I Agradecimentos.....	1
II Resumo.....	7
III Abstract.....	11
IV Índice.....	15
V. Lista de Figuras.....	21
VI Lista de Tabelas.....	29
VII Lista de Quadros.....	33
VIII Lista de Anexos.....	37
1. Introdução e Objetivos.....	43
1.1. Considerações Gerais.....	45
1.1.1. Antecedentes sobre a palinologia na Amazônia.....	46
1.1.2. Importância das áreas de estudo.....	49
1.1.2.1. Parque Nacional da Serra do Divisor.....	49
1.1.2.2. Rio Juruá.....	52
1.2. Objetivos.....	53
1.2.1. Geral.....	53
1.2.2. Específicos.....	54
2. Enquadramento das áreas de estudo.....	55
2.1. Localização e história geológica da Bacia do Acre.....	57
2.2. Enquadramento estratigráfico das formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso.....	74
2.2.1. Formação Moa.....	74
2.2.1.1. Membro Capanauá.....	76
2.2.1.2. Membro Água Branca.....	77
2.2.2. Formação Rio Azul.....	78
2.2.3. Formação Divisor.....	80
2.2.4. Formação Repouso.....	81
2.3. Localização e enquadramento estratigráfico dos perfis estudados.....	87
2.3.1. Rio Moa.....	87
2.3.2. Vale do Juruá.....	90
3. Métodos e Técnicas de Estudos.....	93
3.1. Trabalho de campo.....	95
3.2. Trabalho laboratorial.....	101

ÍNDICE · IV

3.3. Trabalho de gabinete.....	109
4. Descrição dos Perfis Estudados.....	111
4.1. Rio Moa - Parque Nacional da Serra do Divisor.....	113
4.1.1. Perfil PPNSD02.....	113
4.1.2. Perfil PPNSD07.....	115
4.1.3. Perfil PPNSD09.....	116
4.1.4. Perfil PPNSD11.....	119
4.1.5. Perfil PPNSD15.....	120
4.2. Vale do Rio Juruá.....	123
4.2.1. Perfil PRJ02A.....	123
4.2.2. Perfil PRJ07.....	125
4.2.3. Perfil PRJ12A.....	127
4.2.4. Perfil PRJ18B.....	129
4.2.5. Perfil PRJ19.....	131
4.2.6. Perfil PRJ21.....	133
4.2.7. Perfil PRJ23.....	134
4.2.8. Perfil PRJ34.....	136
5. Palinologia das formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso	139
5.1. Aspectos gerais da palinologia.....	141
5.1.1. Palinomorfos.....	144
5.1.2. Pólens.....	144
5.1.3. Esporos	145
5.1.4. Acritarcas.....	145
5.1.5. Dinoflagelados.....	147
5.2. Sistemática de pólenes, esporos, acritarcas, dinoflagelados, algas e <i>Incertae sedis</i> das formações Moa, Rio Azul e Divisor - Parque Nacional da Serra do Divisor e Formação Repouso, Vale do Juruá.....	148
5.2.1. Esporos.....	149
5.2.2. Pólens.....	175
5.2.3. Acritarcas.....	235
5.2.4. Dinoflagelados.....	239
5.2.5. Algas.....	253

5.2.6. <i>Incertae sedis</i>	255
5.3. Distribuições estratigráficas dos táxons identificados.....	268
6. Estratigrafia das Formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso.....	273
6.1. Aspectos gerais da Estratigrafia e da Biostratigrafia.....	275
6.2. Estratigrafia e Biostratigrafia das formações Moa, Rio Azul e Divisor.....	275
6.2.1 Formação Moa.....	276
6.2.2. Formação Rio Azul.....	277
6.2.3. Formação Divisor.....	277
6.3. Estratigrafia e Biostratigrafia da Formação Repouso.....	281
7. Paleontologia.....	290
7.1. Histórico da paleontologia no estado do Acre.....	295
7.2. As coleções dos Laboratórios de Paleontologia do Campus Floresta (Cruzeiro do Sul) e Campus Sede (Rio Branco)	297
8. Considerações Paleoecológicas ePaleobiogeográficas.....	299
8.1. Considerações paleoecológicas relativas ao sudoeste da Bacia do Acre.....	305
8.2. Considerações Paleobiogeográficas.....	310
9. Discussão dos Resultados.....	321
9.1. Estratigrafia das unidades Meso-Cenozoicas da Bacia do Acre.....	323
9.2. Paleobiogeografia da Bacia do Acre.....	324
9.3. Geoconservação do Patrimônio Geológico e Paleontológico da Bacia do Acre...325	
10. Conclusões, Limitações e Implicações.....	331
10.1. Conclusões.....	333
10.2. Limitações.....	335
10.3. Implicações.....	335
11. Referências Bibliográfias.....	337
12. Anexos.....	409

V•LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1. - Afloramento da Formação Formosa, em referência às rochas que sustentam a cachoeira homônima, no Igarapé Capanauá, Parque Nacional da Serra do Divisor (Imagem: Carla Boechat, 11.05.2017).....	51
Figura 2.1. - Localização da Bacia do Acre em território brasileiro (BRASIL, 2013).....	57
Figura 2.2. - Localização dos limites da Bacia do Acre e das demais bacias sub-andinas (Milani & Thomaz Filho, 2000)	58
Figura 2.3. - Configuração da Bacia do Acre em território brasileiro e sua relação com as bacias do Solimões e do Amazonas. Representam-se, igualmente, as unidades litostratigráficas aflorantes em cada uma delas (Souza <i>et al.</i> , 2013).....	59
Figura 2.4. - Seção longitudinal esquemática das bacias do Acre, do Solimões, da Amazônia e de Marajó, exibindo os arcos e, altos estruturais que as separam (modificado de Wanderley Filho & Travassos, 2009; retirado de Caputo & Soares 2016).....	60
Figura 2.5. - Seção geológica esquemática da Bacia do Acre. TR: Triássico; JR: Jurássico; K: Cretácico e T: Terciário (Feijó & Souza, 1994).....	61
Figura 2.6. - Litostratigrafia da Bacia Sedimentar do Acre (modificado de Barros & Carneiro, 1991; Cunha, 2007).....	65
Figura 2.7. - Seção sísmica da Bacia do Acre. As falhas antigas normais foram reativadas e transformaram-se em falhas inversas no Jurássico Superior (Orogenia Juruá) e no Cenozoico (Orogenia Andina). (Modificado de Caputo <i>et al.</i> , 2011).....	70
Figura 2.8. - Mapa Geológico do extremo oeste do Estado do Acre, onde aparecem unidades paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas (Modificado de BRASIL, 2015). Os círculos vermelhos indicam a localização dos perfis estudados.....	81
Figura 2.9. Vale do Rio Moa - Parque Nacional da Serra do Divisor.....	83
Figura 2.10. - Esboço geológico e localização do Parque Nacional da Serra do Divisor (modificado de ACRE, 2010; retirado de Haag & Henriques, 2014). Ver texto sobre o significado de Formação Solimões quando se refere à Bacia do Acre.	89

LISTA DE FIGURAS · V

Figura 2.11. - Localização dos perfis efetuados ao longo do Vale do Rio Moa, no Parque Nacional da Serra do Divisor (Fonte: Google Earth, 2015).....	90
Figura 2.12. - Vista aérea do Rio Juruá, exibindo o seu traçado meandriforme característico (Fonte: ESA, 2013).....	91
Figura 2.13. - Localização dos perfis efetuados ao longo do Vale do Rio Juruá, entre os municípios de Marechal Taumaturgo e Vila da Foz do Breu (Fonte: Google Earth, 2015).....	92
Figura 3.1. - Logística e base de apoio do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - ICMBio, localizado no Parque Nacional da Serra do Divisor. Da imagem esquerda, superior, para a direita, em sentido horário: subida do Rio Moa; aldeia indígena; base de apoio do ICMBio, na entrada do PNSD; e corredeiras do Rio Moa.....	96
Figura 3.2. - Logística para a realização dos trabalhos de campo no Vale do Rio Juruá, município de Marechal Thaumaturgo.....	98
Figura 3.3. - Armazenagem e identificação das amostras recolhidas para a realização do presente estudo.....	100
Figura 3.4. - Armazenagem e identificação das amostras após a primeira lavagem.....	101
Figura 3.5. – Armazenagem do HF para posterior reciclagem/destruição.....	102
Figura 3.6. – Resíduos finais, devidamente identificados.....	101
Figura 3.7. - Coloração de amostras para observação de palinórfos mais translúcidos.....	103
Figura 3.8. - Lavagem das amostras para retirada do excesso de corante Safranina.....	106
Figura 3.9. - Adição de dispersante HEC para evitar a aglutinação dos palinórfos.....	106
Figura 3.10. – Lamelas com as amostras para secagem à estufa.....	107
Figura 3.11. - Confecção das lâminas e selagem com resina Entellan®.....	108
Figura 3.12. - Análise prévia das lâminas em microscópio biológico.....	109

Figura 4.1. - Perfil estratigráfico PPNSD02 (A); aspecto geral do afloramento (B) e do nível de coleta de palinomorfos (C).....	114
Figura 4.2. - Perfil estratigráfico PPNSD07 (A); aspecto geral do afloramento (B) e de pormenor dos estratos analisados (C).....	115
Figura 4.3. - Perfil estratigráfico PPNSD09 (A); aspecto geral do afloramento (B); e níveis de coletas de palinomorfos (C1 e C2).....	117
Figura 4.4. - Perfil estratigráfico PPNSD11 (A); aspecto geral do afloramento e nível de coleta de palinomorfos (B).....	119
Figura 4.5. - Perfil estratigráfico PPNSD15 (A); aspecto geral do afloramento (B) e dos níveis de coletas de palinomorfos (C1 e C2).....	122
Figura 4.6. - Perfil estratigráfico PRJ02A (A); aspecto geral do afloramento (B) e do nível de coleta de palinomorfos (C1 e C2).....	124
Figura 4.7. - Perfil estratigráfico PRJ07 (A); aspecto geral do afloramento (B); nível de coleta para palinomorfos (C1 e C2) e de pormenor do estrato analisado (C3).....	126
Figura 4.8. - Perfil estratigráfico PRJ12A (A); aspecto geral do afloramento (B); cimentação carbonática (C1) e de pormenor do estrato analisado (C2).....	128
Figura 4.9. - Perfil estratigráfico PRJ18B (A); aspecto geral do afloramento (B) e nível da coleta de palinomorfos (C).....	130
Figura 4.10. - Perfil estratigráfico PRJ19 (A); aspecto geral do afloramento (B).....	132
Figura 4.11. - Perfil estratigráfico PRJ21 (A); aspecto geral do afloramento (B).....	133
Figura 4.12. - Perfil estratigráfico PRJ23 (A); aspecto geral do afloramento (B); nível da coleta de palinomorfos (C) e vértebra de crocodiliano (D).....	135
Figura 4.13. - Perfil estratigráfico PRJ34 (A); aspecto geral do afloramento e nível da coleta de palinomorfos (B).....	136
Figura 5.1. - A relevância dos palinomorfos para a datação de sedimentos, consoante o tipo de ambiente deposicional (modificado de Fleisher & Lane, 1999).....	143
Figura 5.2. - Distribuição estratigráfica dos principais táxons identificados nas formações Moa (colunas cinzentas), Rio Azul (colunas azuis), Divisor (colunas lilás) e Repouso (colunas verdes). As linhas vermelhas indicam a distribuição dos táxons na Bacia do Acre; as linhas pretas indicam a distribuição em outras bacias da América do Sul e do mundo; as linhas tracejadas indicam intervalos em que ainda não foram reconhecidos registros desses táxons.....	269

LISTA DE FIGURAS · V

Figura 6.1. - Correlação dos perfis levantados ao longo do Rio Moa – PNSD.....	279
Figura 6.2. - Correlação dos perfis levantados ao longo do Rio Juruá - Vale do Juruá.....	287
Figura 6.3. - Quadro estratigráfico das unidades Meso-Cenozoicas da Bacia do Acre, no Parque Nacional da Serra do Divisor (formações Moa, Rio Azul e Moa), e no Vale do Rio Juruá (Formação Repouso).....	289
Figura 6.4. - Quadro zonal palinológico reconhecido para o Cenozoico da Bacia do Acre.....	291
Figura 7.1. - Diagrama representando a frequência dos diferentes taxa na coleção da Universidade Federal do Acre (Haag & Henriques, 2016).....	299
Figura 8.1. - No Cretácico Inferior (Albiano) o clima era frio a temperado nas altas latitudes, com neve e gelo nos polos durante o inverno, e as florestas temperadas cobriam as regiões polares; já nas regiões tropicais o clima era quente e árido (Scotese, 2001). A cordilheira dos Andes ainda não se havia soerguido.....	306
Figura 8.2. - Durante o Cretácico Superior, o clima global era mais quente que o atual e não havia gelo nos polos; os répteis migravam entre as zonas temperadas quentes e temperadas frias, conforme as mudanças de estações (Scotese, 2001).....	307
Figura 8.3. - O clima durante o Paleocênico era muito mais quente que o atual. Havia palmeiras na Groenlândia e na Patagônia. Os mangues do sul da Austrália localizavam-se a 65° de latitude sul (Scotese, 2001).....	309
Figura 8.4. - O clima durante o Miocênico era similar ao atual, mas mais quente. Cinturões climáticos bem definidos estendiam-se dos polos ao equador; no entanto, existiam palmeiras e crocodilianos na Inglaterra e no norte da Europa. A Austrália era menos árida do que é agora (Scotese, 2001).....	309
Figura 8.5. - Durante os últimos 2 bilhões de anos, o clima da Terra se alternou entre frio - icehouse e quente - greenhouse, como o atual (Scotese, 2001).....	311
Figura 8.6. - Reconstituição paleogeográfico durante o Albiano Superior (Scotese, 2001). O Mar de Tétis ligava-se ao norte e oeste da América do Sul, através do Caribe.....	313

Figura 8.7. - Mapa paleogeográfico do Aptiano (Modificado de Scotese, 2001). O extremo nordeste do Brasil ainda estava ligado à África, mas as águas do Atlântico Central alcançavam o Atlântico setentrional, através de um seaway epicontinental. As áreas em violeta representam as grandes bacias evaporíticas; o traço vermelho representa a barreira constituída pelo alinhamento da Dorsal de São Paulo - Alto de Florianópolis; os círculos vermelhos representam o reconhecimento da Ecozona de Subtilisphaera, que é sugestiva da influência tetisiana; a estrela vermelha representa a ocorrência deste gênero na Bacia do Acre, na região do Parque Nacional da Serra do Divisor; os círculos amarelos assinalam registros de microfiteofloras tipicamente austrais; e o ponto azul refere-se à ocorrência de radiolários da Formação Areado (Kattah, 1991; Dias-Brito et al., 1999; Arai, 2007; 2014).....314

Figura 8.8. - (A) A incursão marinha inferida para o Mioceno superior por Räsänen et al. (1995), conectando o oeste do Mar do Caribe com o Atlântico Sul através da Bacia de Llanos, Venezuela/Colômbia, oeste da Amazônia, planície de Beni-Chaco e Bacia do Paraná, na Argentina. (B) Modelo proposto para o Miocênico superior. Indicam-se: a posição da planície dos Andes centrais a 20-15o S; os depósitos do Miocênico superior da Mesopotâmia (níveis mais baixos da Formação Ituzaingo - de acordo com South American Land Mammals - SALMA, da Argentina) e a Formação Kiyu, na Bacia do Prata; a Formação Urumaco na Venezuela e a sedimentação continental da Formação Solimões; a ocorrência de discordância do Miocênico Superior nos sedimentos costeiros da Formação Barreiras (BFD) e a discordância intra-Chaco na Bolívia (ICHHD). Hoorn (1994a) não registrou sedimentos do Miocênico Superior nos afloramentos mais setentrionais das planícies do sudeste da Colômbia, sendo que as rochas paleozoicas da Formação Araraquara e os afloramentos dos sedimentos do Miocênico médio-inferior, unidade Mariñame (L/MM?), deverão ter constituído um obstáculo para ingressões marinhas no início do Miocênico superior, oriundas do Mar do Caribe (Hoorn, 1993) (Modificado de Latrubesse et al., 2007).....317

LISTA DE FIGURAS · V

- Figura 8.9.** - Localidades onde foram registradas influência marinha durante o Miocênio. Os pontos vermelhos indicam locais que se referem ao estudo de Boonstra et al. (2015): 1 - Mariñame; 2 - Tres Islas; 3 e 5 - Apaporis; 4 e 7, Los Chorros; 8 - Mocagua; 9 - El Salado (Cotuhé); 10 - Buenos Aires; 11 - Puerto Caimán; 12 - Nuevo Horizonte. Os pontos a negro indicam estudos de outros autores. Os pontos amarelos indicam os locais que se referem ao presente estudo (Modificado de Boonstra et al., 2015)..... 319
- Figura 9.1.** - Localização dos Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil publicados nos 3 volumes até agora editados pelo SIGEP (Winge, 2013).....326
- Figura 9.2.** - Tipos de conteúdos e valor patrimonial da coleção de Paleontologia da Universidade Federal do Acre (UFAC), de acordo com o sistema integrado de qualificação e classificação proposto por Henriques & Pena dos Reis (2015). O conteúdo patrimonial de um fóssil pode ser hierarquizado em três categorias de valor crescente: categoria I - cinzento; categoria II - azul; categoria III - lilás (retirado de Haag & Henriques, 2015).....328

VI • LISTA DE TABELAS

Tabela 7.1. - Fósseis recolhidos durante o presente estudo ao longo do Rio Juruá, Formação Repouso e depositados no Laboratório de Paleontologia da UFAC - Campus Floresta.....299

VII·LISTA DE QUADROS

Quadro 3.1. - Coordenadas geográficas dos perfis levantados e amostrados (a sombreado amarelo) ao longo do Rio Moa, Parque Nacional da Serra do Divisor. Com * assinalam-se os afloramentos cujas amostras revelaram a presença de palinórfos.....	97
Quadro 3.2. - Coordenadas geográficas dos perfis levantados e amostrados (a sombreado amarelo) ao longo do Vale do Rio Juruá. Com * assinalam-se os afloramentos cujas amostras revelaram a presença de palinórfos.....	99
Quadro 3.3. - Lista de identificação das lâminas confeccionadas.....	104
Quadro 9.1. - O patrimônio geológico do Parque Nacional da Serra do Divisor, caracterizado com base em conteúdos patrimoniais determinados a partir de um sistema qualitativo de avaliação e com base nas categoriais consideradas pelo SIGEP.....	327
Quadro 9.2. - Os geossítios paleontológicos da Bacia do Acre caracterizado com base nas categoriais consideradas pelo SIGEP. De acordo com o sistema integrado de qualificação e classificação proposto do patrimônio geológico (Pena dos Reis & Henriques, 2009), estes geossítios terão valor documental. O patrimônio paleontológico que lhe dão esse valor, é ex situ, e integra a coleção de Paleontologia da Universidade Federal do Acre (UFAC, cujo valor patrimonial está expresso na Fig. 9.2.).....	329

VIII·LISTA DE ANEXOS

Estampa I: A- *Polypodiisporites* sp. 1 (PPNSD02-1-22) ; B- *Polypodiisporites* sp. 2 (PPNSD09-G-2-11); C- *Polypodiisporites* sp. 3 (PPNSD11-B-1-90); D- *Ariadnaesporites longiprocessum* (PPNSD15-E-3-17); E- *Ariadnaesporites potonieii* (PPNSD15-E-3-3); F- *Ariadnaesporites spinosus* (PPNSD09-G-2-38); G- *Ariadnaesporites* sp. (PPNSD11-B-2-16); H- *Varirugosisporites* sp. (PPNSD02-1-45); I- *Psilatriteles* sp. (PPNSD07-3-48); J- *Retitriteles* sp. (PPNSD09-F-1-5); K- *Gabonisoris* sp. (PPNSD07-4-23); L- *Undulatisporites* sp. (PPNSD09-G-2-43); M- *Verrucatotriteles* sp. (PPNSD09-F-3-11); N- *Zlivisoris blanensi* (PPNSD09-G-1-17); O- *Droseridites senonicus* (PPNSD11-B-2-71). Escala: 20 µm.....411

Estampa II: A- *Ephedripites sulcatus* (PPNSD11-B-1-38); B- *Equisetosporites ambiguus* (PPNSD11-B-1-71); C- *Equisetosporites strigatus* (PPNSD11-B-2-98); D- *Gnetaceaepollenites jansonii* (PPNSD09-G-2-49); E- *Steevesipollenites giganteus* (PPNSD11-B-1-73); F- *Classopollis classoides* (PPNSD11-B-1-112); G- *Bacumorphomonocolpites tausae* (PPNSD02-1-12); H- *Cycadopites* sp. (PPNSD07-3-18); I- *Echimonocolpites coni* (PPNSD02-1-46); J- *Liliacidites variegatus* (PPNSD02-1-18); K- *Liliacidites* sp. (PPNSD02-1-16); L- *Mauritiidites franciscoi* var. *franciscoi* (PPNSD02-1-47); M- *Monocolpopollenites spheroidites* (PPNSD09-G-1-46); N- *Monosulcites* sp. (PPNSD09-G-3-10); O- *Psilamonocolpites* sp. (PPNSD11-B-2-82); P- *Retimonocolpites* sp. 1 (PPNSD09-F-9-10); Q- *Retimonocolpites* sp. 2 (PPNSD09-F-6-9). Escala: 20 µm.....412

Estampa III: A- *Stellatopollis densicornatus* (PPNSD02-1-31); B- *Echiperiporites akanthos* (PPNSD02-1-48); C- *Psilaperiporites boliviensis* (PPNSD07-2-14); D- *Proteacidites* sp. (PPNSD09-G-3-38); E- *Tricornites elongatus* (PPNSD07-4-34); F- *Echitricolpites* sp. (PPNSD07-2-51); G- *Psilatricolpites* sp. (PPNSD09-G-2-48); H- *Retitricolpites* sp. (PPNSD09-F-7-14); I- *Bombacacidites nacimientoensis* (PPNSD02-1-42); J- *Bombacacidites* sp. (PPNSD02-1-17); K- *Rhoipites guianensis* (PPNSD02-1-2); L- *Siltaria* sp. (PPNSD11-B-2-102). Escala: 20 µm.....413

Estampa IV: A- *Cretacaeiporites mulleri* (PPNSD02-1-11); B- *Cretacaeiporites scabratus* (PPNSD07-4-17); C- *Cretacaeiporites* sp. (PPNSD07-3-6); D- *Spirosyncolpites spiralis* (PPNSD09-G-2-57); E- *Syncolporites* cf. *poricostatus* (PPNSD15-E-3-50); F- *Retistephanocolpites* sp. (PPNSD02-1-43); G- *Ulmoideipites krempii* (PPNSD02-2-26); H- *Fenestrites* sp. (PPNSD07-4-12); I- *Podocarpidites* sp. 3

AGRADECIMENTOS · I

(PPNSD07-2-75); J- *Podocarpidites* sp. 4 (PPNSD09-G-1-12); K- *Ovoidites* sp. 1 (PPNSD09-G-2-13); L- *Ovoidites* sp. 2 (PPNSD15-E-3-65). Escala: 20 µm.....414

Estampa V: *Leiosphaeridium* sp. 1 (PPNSD07-4-32); B- *Leiosphaeridiumum* sp. 2 (PPNSD09-G-3-54); C- *Veryhachium* sp. (PPNSD11-B-1-103); D- *Dinogymnium heteroscostatum* (PPNSD03-F-1-8); E- *Dinogymnium acuminatum* (PPNSD09-G-1-39); F- *Dinogymnium* sp. (PPNSD07-4-19); G- *Fromea* sp. (PPNSD11-B-1-46); H- *Impletosphaeridium banterwickense* (PPNSD11-B-2-22); I- *Impletosphaeridium* sp. (PPNSD09-G-2-21); J- *Subtilisphaera* sp. (PPNSD07-4-41); K- *Achomosphaera* sp. (PPNSD07-3-62). Os círculos amarelos indicam a posição do epicisto. Escala: 20 µm.....415

Estampa V-A: A- *Isabelidinium* sp. (PPNSD09-G-3-35); B- *Baltisphaeridium* sp. (PPNSD02-1-7); C- *Cerodinium* sp. (PPNSD11-B-1-12); D- *Spiniferites* sp. 1 (PPNSD07-2-1); E- *Spiniferites* sp. 2 (PPNSD07-2-17); F- Palinoforaminífero não identificado (PPNSD07-3-63); G- Escolecodonte não identificado (PPNSD09-G-2-56). Círculos amarelos indicam a posição do epicisto. Escala: 20 µm.....416

Estampa VI: A - *Conosphaeridium* sp. (PPNSD07-2-63); B - *Incertae sedis* sp. 1 (PPNSD07-2-41); C - *Incertae sedis* sp. 2 (PPNSD09-G-1-51); D - *Incertae sedis* sp. 3 (PPNSD07-2-59); E - *Incertae sedis* sp. 4 (PPNSD07-3-34); F - *Incertae sedis* sp. 5 (PPNSD09-F-2-11); G - *Incerta sedis* sp. 6 (PPNSD11-B-2-38); H - *Incertae sedis* sp. 7 (PPNSD09-G-1-28); I - *Incertae sedis* sp. 8 (PPNSD09-G-3-41); J - *Incertae sedis* sp. 9 (PPNSD07-3-21); K - *Incertae sedis* sp. 10 (PPNSD15-E-3-57); L - *Incertae sedis* sp. 11 (PPNSD07-3-35). Escala: 20 µm.....417

Estampa VII: A- *Echimonoletes* sp. 1 (PRJ12A-B-2-17); B- *Echimonoletes* sp. 2 (PRJ12A-B-1-8); C- *Laevigatosporites tibuensis* (PRJ07B2-4-8); D- *Perinomonoletes* sp. (PRJ12A-B-1-17); E- *Polypodiisporites planus* (PRJ02A-13-3); F- *Polypodiisporites usmensis* (PRJ12A-B-2-5); G- *Verrucatosporites favus* (PRJ07B2-4-19); H- *Echitriletes muelleri* (PRJ23D-1-72); I- *Magnastriatites grandiosus* (PRJ18B-A-14-18); J- *Polypodiaceoisporites fossulatus* (PRJ18B-A-10-7); K- *Undulatisporites* sp. (PRJ07B2-1-12); L- *Verrucatotriletes etayoi* (PRJ07B2-4-26); M- *Podocarpidites* sp. 2 (PRJ02A-12-2); N- *Pseudoschizaea circula* (PRJ02A-11-2); O- *Pseudoschizaea rubina* (PRJ02A-2-4). Escala: 20 µm.....418

- Estampa VIII:** A- *Verrutritetes "echinatus"* (PRJ12A-B-1-16); B- *Clavainaperturites microclavatus* (PRJ23-D-1-66); C- *Crotonoidaepollenites reticulatus* (PRJ18B-A-4-16); D- *Grimsdalea* sp. (PRJ18B-A-2-1); E- *Echimonocolpites densus* (PRJ12A-B-2-16); - F- *Echimonocolpites protofranciscoi* (PRJ12A-B-2-20); G- *Echimonocolpites* aff. *tersus* (PRJ23-D-3-46); H- *Longapertites* cf. *microfoveolatus* (PRJ23-D-3-38); I- *Mauritiidites franciscoi* var. *franciscoi* (PRJ07B2-3-19); J- *Monocolpopollenites* sp. (PRJ23-D-3-6); K- *Nijssenosporites fossulatus* (PRJ02A-2-5). Escala: 20 μm419
- Estampa IX:** A- *Psilamonocolpites grandis* (PRJ02A-7-3); B- *Psilamonocolpites medius* (PRJ07B2-7-14); C- *Psilamonocolpites operculatus* (PRJ07B2-8-12); D- *Psilamonocolpites rinconii* (PRJ18B-A-9-9); E- *Multimarginites vanderhammeni* (PRJ07B2-3-6); F- *Proteacidites* sp. (PRJ07B2-7-3); G- *Echiperiporites akanthos* (PRJ07B2-4-2); H- *Echiperiporites estelae* (PRJ18B-A-9-7); I- *Echiperiporites intectatus* (PRJ18B-A-12-2); J- *Echiperiporites lophatus* (PRJ02A-5-8); K- *Multiporopollenites crassinexinatus* (PRJ12A-B-2-9); L- *Psilaperiporites* sp. (PRJ18B-A-13-23). Escala: 20 μm420
- Estampa X:** A- *Crototricolpites annemariae* (PRJ18B-A-13-21); B- *Retitricolpites microreticulatus* (PRJ18B-A-2-15); C- *Bombacacidites* sp. 2 (PRJ18B-A-1-4); D- *Illexpollenites* cf. *tropicalis* (PRJ07B2-4-27); E- *Margocolporites vanwijhei* (PRJ18B-A-14-2); F- *Malvacipolloides maristellae* (PRJ18B-A-1-11); G- *Psilatricolporites undulatus* (PRJ02A-9-8); H- *Siltaria* sp. (PRJ18B-A-11-17); I- *Perisyncolporites pokorny* (PRJ07B2-4-24); J- *Stephanocolpites evansii* (PRJ12A-B-3-1-II); K- *Podocarpidites* cf. *ellipticus* (PRJ07B2-3-10); L- *Podocarpidites* sp. 1 (PRJ02A-9-9). Escala: 20 μm421
- Estampa XI:** A- *Leiosphaeridium* sp. 4 (PRJ12A-B-2-22); B- *Leiosphaeridium* sp. 5 (PRJ18B-A-3-2); C- *Nelsoniella aceras* (PRJ07B2-2-6); D- *Trichodinium castanea* (PRJ07B2-3-14); E- *Operculodinium* sp. (PRJ07B2-2-5); F- *Valensiella* sp. (PRJ07B2-2-8); G- *Incertae sedis* sp. 12 (PRJ07B2-3-20); H- *Incertae sedis* sp. 13 (PRJB2-3-21); I- *Incertae sedis* sp. 14 (PRJ07B2-4-13); J- *Incertae sedis* sp. 15 (PRJ18B-A-12-22); K- *Incertae sedis* sp. 16 (PRJ23-D-1-22); L- *Incertae sedis* sp. 17 (PRJ23-D-1-22). Círculos amarelos indicam a posição do epicisto. Escala: 20 μm422

AGRADECIMENTOS · I

Estampa XII: A- *Incertae sedis* sp. 18 (PRJ23-D-3-42); B- *Incertae sedis* sp. 19 (PRJ23-D-1-82); C- *Incertae sedis* sp. 20 (PRJ23-D-2-35); D- *Incertae sedis* sp. 21 (PRJ23-D-2-29); E-*Incertae sedis* sp. 22 (PRJ02A-10-4); F- Escolecodonte (PRJ12A-B-1-18); G- Escolecodonte (PRJ12A-B-2-23); H- Palinoforaminífero (PRJ12A-B-1-6). Escala: 20 μm423

Estampa XIII: A- Carapaça de *Chelus colombianus* em vista ventral (PRJ19); B- Dente de crocodiliano (PRJ19); C- Crânio incompleto de *Mourasuchus* sp. em vista dorsal, com pormenor dos dentes (PRJ19) (Imagem do acervo do Laboratório de Paleontologia do Campus Floresta); D- Fragmento de osteoderme de crocodiliano (PRJ19); E- Fragmento de espinhas peitorais de peixes (PRJ34); F- Dentes de peixes Characiformes (PRJ34) (Fotografia: Paulo R. O. Souza, 2017); G- Dentes de peixes e partes de quelas de crustáceos (PRJ34); H- Dentes de peixes (PRJ34); I- Fragmento de vértebra de peixe (PRJ34); J- Contra-molde de bivalve (PRJ34).....424

1•INTRODUÇÃO E OBJETIVOS

No presente capítulo apresenta-se o enquadramento geral do projeto de investigação subjacente à presente tese (em 1.1.), com enfoque especial nos estudos palinológicos e paleobotânicos previamente realizados nas unidades de idade Meso-Cenozoicas da região amazônica (em 1.1.1.). Discute-se igualmente a relevância das áreas que foram alvo de investigação (1.1.2.), situadas no Parque Nacional da Serra do Divisor (em 1.1.2.1.), e ao longo das margens do Rio Juruá, no Vale do Juruá (1.1.2.1.). Por fim, (em 1.2), apresentam-se o objetivo geral (em 1.2.1.) e os objetivos específicos (em 1.2.2.) que guiaram o presente trabalho.

1.1. Considerações Gerais

A Amazônia sul ocidental brasileira está coberta por rochas cretácicas e terciárias pertencentes às formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso, que afloram principalmente no Estado do Acre, às margens dos rios Moa, Juruá, Tarauacá, Envira, Purus, Iaco e Acre que, para Silva (2008), apresentam níveis particularmente ricos em fósseis de invertebrados, vertebrados e restos vegetais.

Os fósseis até agora recolhidos estão depositados no Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Acre, tendo sido objeto de publicação, sobretudo em periódicos nacionais e/ou resumos em congressos nacionais, o que limita a difusão desse conhecimento à comunidades científicas mais amplas. Por outro lado, muito desse material carece de informações mais detalhadas quanto ao controle estratigráfico dos níveis de recolha, que possam permitir elaborar um quadro geral sobre a paleoecologia da Amazônia brasileira.

O trabalho de investigação apresentado ao longo dessa tese se constitui em um dos primeiros estudos palinostratigráficos, de caráter preliminar, realizados em unidades do Meso-Cenozoico, aflorantes ao longo das margens do Rio Moa, porção que compreende o interior do Parque Nacional da Serra do Divisor - PNSD, e às margens do Rio Juruá, no Vale do Juruá, ambos percorridos até a fronteira com o Peru.

O trabalho de campo realizado no âmbito do presente estudo foi financiado através do projeto do Ministério de Ciência, Tecnologia e Inovação (MCTI), intitulado *Biocrostratigrafia e Paleoecologia com base no Potencial Fossilífero do Cretácico - Neogênico da Bacia do Acre, Vale do Juruá, Amazônia Sul Ocidental* (2010-2016), que

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS · 1

permitiu o levantamento de perfis estratigráficos e a recolha de amostras para realização de análises paleopalinológicas.

Os resultados obtidos permitiram incrementar o conhecimento científico existente sobre idade geológica, paleoecossistemas, paleoambientes e paleogeografia das formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso, enquanto parte integrante da história da Amazônia durante o Cretácico e Cenozoico que, de acordo com Jaramillo *et al.* (2010), ainda é pouco compreendida.

Na porção sudoeste da Amazônia, os estudos palinológicos são considerados em fase inicial de conhecimento; estão circunscritos a depósitos Meso-Neomiocênicos continentais, nos quais se reconhecem uma influência marinha episódica (Hoorn, 1993; Leite, 2006; Silva, 2004).

Neste sentido, são discutidos, no presente estudo, alguns aspectos relativos ao quadro biostratigráfico tradicionalmente aceito para a região do Vale do Juruá, na Bacia do Acre, e é proposta uma nova interpretação cronostratigráfica baseada no registro palinológico. Com esses dados será possível determinar as idades do vasto e rico acervo de fósseis ali encontrados, até agora mal conhecidas, incrementando, assim, o seu valor enquanto patrimônio paleontológico da Amazônia.

1.1.1. Antecedentes sobre a palinologia na Amazônia

Embora a maioria dos estudos palinológicos na Amazônia sejam relacionados à prospecção de hidrocarbonetos e publicados em relatórios técnicos de empresas petrolíferas, como Petrobras, Petroperu, Petroecuador, YPFB - Bolívia, Ecopetrol - Colômbia e Petróleos da Venezuela – PDVSA, ainda são poucos os trabalhos desenvolvidos sobre esse tema para o norte da América do Sul, principalmente para a região sudoeste.

Sendo a Amazônia o maior celeiro da biodiversidade do mundo, que abriga uma enorme variedade de vida vegetal e animal, a sua geodiversidade ainda é pouco conhecida; a sua extensão geográfica, a densa cobertura vegetal e as dificuldades de acesso obstaculizam as pesquisas para o conhecimento da sua história geológica, paleontológica e o melhor entendimento da sua evolução, principalmente no que diz respeito à região sul-ocidental do estado do Acre (Haag, 2011).

Dados palinológicos e paleobotânicos revelam que durante o Neogênico a região amazônica já foi coberta por uma floresta altamente diversificada e multiestratificada, que variou em composição e distribuição ao longo do tempo, sob influência de grandes eventos (Hoorn, 1993, 1994a, 1994b; Wesselingh *et al.*, 2006), caracterizados por mudanças climáticas, flutuação do nível do mar e instabilidade tectônica (Zachos *et al.*, 2008).

Estes três fenômenos deixaram suas marcas no desenvolvimento da vegetação da paisagem amazônica e, embora o registro sedimentar durante o Neogênico seja incompleto, a análise dos afloramentos ao longo dos rios e dos dados obtidos através da exploração mineral permitem fundamentar uma visão sobre a história da vegetação amazônica (Pardo-Trujillo & Jaramillo, 2010).

O primeiro arcabouço palinostratigráfico estabelecido para o Neogênico, desenvolvido em áreas tropicais, foi descrito por Germeraad *et al.* (1968) para a África e América do Sul e, posteriormente, melhorado por Regali *et al.* (1974a, b), que estudou sedimentos de idade cenozoica no Amazonas e propôs uma zonção para esta região.

Desde essa altura, houve um enorme esforço de correlação da região amazônica com outras zonações propostas, em particular na Venezuela, a zonação palinostratigráfica de Lorente (1986), que possui maior suporte estraigráfico e, posteriormente, com a zonação de Muller *et al.* (1987), que estabelece correlação com zonas de microforaminíferos e nanofósseis calcários, que começa a ser muito usada por toda a região (Hoorn, 1993, 1994a,b; Silveira & Nogueira, 2007; Silveira & Souza, 2015, 2016, 2017; Leite, 2006; Jaramillo *et al.*, 2010; Kachniaz & Silva-Caminha, 2017).

Posteriormente, a zonação de Jaramillo *et al.* (2011) tem por base a análise de 6707 amostras em 70 seções na Colômbia. Esta zonação, muito sólida, encontra-se bem calibrada com zonas de foraminíferos, geocronologia e isótopos de carbono ($\delta^{13}C_{TOM}$), sendo muito válida, além de introduzir muita informação biostratigráfica com base na ocorrência de algumas espécies zonais, sendo que algumas mostram o contrário.

A partir de estudos palinológicos realizados no Alto Rio Solimões, em amostras de sedimentos de vários poços, recolhidos durante a execução do Projeto Carvão no Alto Solimões (1977), foram estabelecidas três zonas palinostratigráficas, correspondendo ao Miocênico, Miocênico/Pliocênico e Pliocênico (Cruz, 1984).

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS · 1

Na década de 1990, aquele quadro biostratigráfico foi utilizado em outros estudos paleontológicos (Hoorn, 1993, 1994), para a porção leste do estado do Acre, e reformulado com o estabelecimento de cinco zonas palinológicas que dataram o Miocênico: *Zona Verrutricolporites* e *Zona Retitricolporites* (Miocênico Inferior/Médio); *Zona Psiladiporites - Crototricolpites* (Miocênico Médio); *Zona Crassoretitriletes* e *Zona Grimsdalea* (Miocênico Médio/Superior; Hoorn, 1993), zonas essas extrapoladas para toda a região amazônica.

A referida autora considerou que o registro sedimentar na Amazônia durante o Miocênico é caracterizado por dois sistemas deposicionais distintos: o primeiro, com sedimentação do tipo planície costeira, onde predomina a vegetação típica de mangue e pteridófitas dos gêneros *Deltoidospora* e *Crassoretitriletes*, e o segundo, de planície aluvial, contendo palmeiras e vegetação arbórea.

Silva (2004, 2008) não encontrou indicadores de ambiente marinho, como microforaminíferos e dinoflagelados, contrariando estudos realizados por Hoorn (1993), Hoorn *et al.* (1996), Wesselingh *et al.* (2006) e Räsänen *et al.* (1995) que, por meio de interpretação de estruturas sedimentares, afirmam a presença de um *seaway* que cobriu parte da Amazônia durante o Terciário.

Latrubesse *et al.* (2010) apresentam resultados que demonstram que os depósitos na Amazônia peruana, atribuídos ao Miocênico, para ambientes de marés, são realmente sedimentos fluviais que foram mal interpretados (ambiental e cronologicamente) por vários autores supracitados.

Para Caputo (1972), toda a sequência do Miocênico Superior foi depositada a partir do oeste do Arco do Purus até a fronteira do Brasil com o Peru, em um ambiente continental dentro de uma bacia sedimentar.

As análises de fácies, fauna fóssil e registro palinológico indicam que o ambiente de deposição foi dominado por rios aluviais, associados a sistemas de megaleques e ambientes de inundação (pântanos, lagos e deltas internos), com áreas mais secas, que foram dominadas por cerrados e matas de galeria em um clima tropical a subtropical (Latrubesse *et al.*, 2010).

Os fósseis coletados no estado do Acre, na sua maioria vertebrados, principalmente nos rios Acre, Purus e Juruá, são genericamente datados do Miocênico Superior-Pliocênico, mas necessitam ser correlacionados com uma escala biostratigráfica

de referência, estabelecida a partir de fósseis-índice válidos para ambientes continentais, de que os pólenes constituem exemplo.

Uma vez estabelecida a referida escala, será possível proceder à datação relativa de muitos dos espécimes que integram as coleções fósseis dos Laboratórios de Pesquisas Paleontológicas (LPP), da Universidade Federal do Acre (UFAC), Campus Sede, em Rio Branco e Laboratório de Paleontologia (LP) Campus Floresta, em Cruzeiro do Sul.

A importância científica daquelas coleções é demonstrada não somente pelo número significativo de espécimes encontrados, mas também pela localização dos mais de 70 sítios fossilíferos de onde são recolhidas e que, com exceção da rodovia BR 364, ficam submersos aproximadamente nove meses por ano, uma vez que se encontram às margens dos rios da região.

As coleções são constituídas por mais de 4500 exemplares, todos devidamente catalogados, estando muitos já descritos e publicados (Haag & Henriques, 2016). Atualmente, a idade da fauna fóssil coletada é estimada por datação relativa, por meio de correlações com idade dos mamíferos da Argentina - *South American Land Mammal Age* - *SALMA*, devido à ausência de rochas terciárias potencialmente datáveis na região (Latrubesse, 1992).

Pretende-se, assim, com o presente estudo, estabelecer um quadro biostratigráfico de referência, com base no registro palinológico das formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso, que permita determinar a idade dos fósseis ali encontrados.

1.1.2. Importância das Áreas de Estudo

O presente estudo centra-se nas unidades do Meso-Cenozoico, aflorantes ao longo das margens do Rio Moa, porção que compreende o interior do Parque Nacional da Serra do Divisor (1.1.2.1.), e do Rio Juruá, no Vale do Juruá (1.1.2.2.).

1.1.2.1. Parque Nacional da Serra do Divisor

O Parque Nacional da Serra do Divisor (PNSD) é uma unidade de conservação brasileira de proteção integral da natureza e está localizado a noroeste do Estado do Acre, entre as coordenadas 72°45' e 74°00'W e 07°15' e 09°04'S, na fronteira com o Peru.

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS · 1

Com uma área de aproximadamente 843.000 hectares, é o quarto maior parque nacional brasileiro, e forma, junto com os parques nacionais do Cabo Orange, das Montanhas do Tumucumaque, do Monte Roraima e do Pico da Neblina, o conjunto dos parques nacionais fronteiriços da Amazônia brasileira (ICMBio, 2009).

Contudo, para além da riqueza em termos de biodiversidade, no PNSD é possível reconhecer importantes valores de geodiversidade, nomeadamente de sítios fossilíferos, que resultam do fato de nele aflorarem as rochas mais antigas do estado do Acre (Pré-Câmbrico), cuja superfície é maioritariamente ocupada por terrenos de idade Terciária (Feijó & Souza, 1994).

Do ponto de vista geológico, o PNSD situa-se na Bacia do Acre, onde ocorrem rochas não-aflorantes paleozoicas, representadas pelas formações Apuí (neocarbonífera), Cruzeiro do Sul (eopermiana) e Rio do Moura (neopermiana); rochas não-aflorantes mesozoicas, representadas pela Formação Juruá-Mirim (possivelmente jurássica); rochas aflorantes de idade cretácica, que constituem o Complexo Fisiográfico da Serra do Divisor e rochas aflorantes de idade cenozoica (Feijó & Souza, 1994; Cunha, 2007).

De acordo com ACRE (2010), as rochas encaixantes da Bacia do Acre são representadas pelo Complexo Jamari, a unidade estratigráfica mais antiga, constituída por rochas gnáissicas, granulitos, anfibólitos, quartzo-dioritos e xistos. Em discordância com essa unidade ocorre a Formação Formosa, cujos litotipos são resultantes de uma emersão do escudo brasileiro. Leite (1958) introduziu a denominação Formação Formosa em referência às rochas que sustentam a cachoeira homônima, no Igarapé Capanauá (Fig. 1.1).

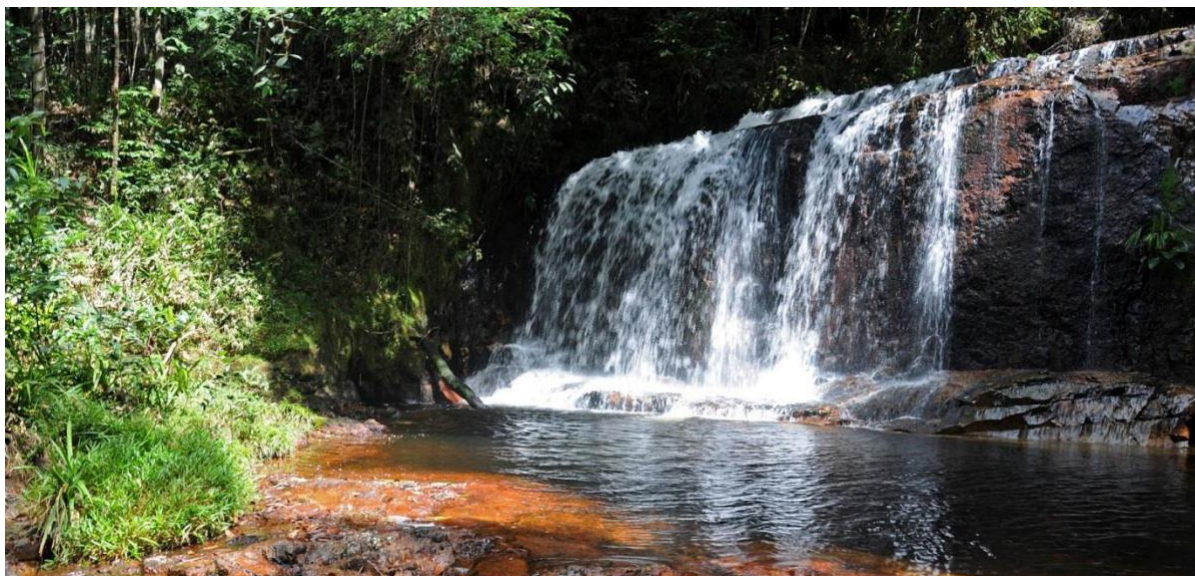


Figura 1.1: Afloramento da Formação Formosa, em referência às rochas que sustentam a cachoeira homônima, no Igarapé Capanauá, Parque Nacional da Serra do Divisor (Imagem: Carla Boechat, 11.05.2017).

No que diz respeito à idade desta unidade, Moura & Wanderley (1958), Leite (1958) e Miura (1972) atribuem a tais litologias idade paleozoica; Caputo (1972) considerou que tais rochas seriam do Proterozoico Superior, uma vez que se encontram cortadas por rochas ígneas atribuídas ao Escudo Brasileiro.

Sob a denominação de Grupo Acre reúnem-se as formações Moa, Rio Azul e Divisor, formadas por rochas siliciclásticas (conglomerados, arentios e intercalações de folhelhos e níveis de calcário). Tais litologias sustentam as serras que ocorrem a oeste do Estado do Acre (Serras do Jaquirana, do Moa, do Juruá-Mirim e do Rio Branco), que estão condicionadas a uma estrutura dobrada. No flanco interno da dobra encontra-se a Formação Rio Azul, na porção central a Formação Moa e, no flanco externo e ocidental a Formação Divisor, esta em referência à serra homônima (ACRE, 2010).

A Formação Repouso, cobertura terciária da Bacia do Acre, tradicionalmente atribuída à Formação Solimões, perfaz a maior parte da área, em conjunto com os depósitos holocênicos (Moraes Rego, 1930; Haag, 2012).

Até ao momento, nenhum dos locais com interesse geológico consta do inventário nacional coordenado pela Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP, 2014), apesar de um vasto leque de geossítios com interesse paleontológico terem já sido inventariados no âmbito do Projeto RadamBrasil (BRASIL, 1977; 1998).

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS · 1

No entanto, Haag & Henriques (2014) publicaram uma inventariação do patrimônio geológico do PNSD, recorrendo a uma avaliação qualitativa integrada dos diversos conteúdos patrimoniais que se reconhecem em três dos seus geossítios: Serra do Divisor, margem do Rio Moa e Cachoeira Formosa.

Tal metodologia, que assenta num sistema de classificação qualitativo (Henriques *et al.*, 2013), é passível de utilização a outros geossítios do parque, contribuindo os resultados da sua aplicação para a incorporação da vertente geológica na valorização do PNSD (Haag & Henriques, 2014). Assim, no PNSD é possível identificar diversos objetos geológicos com valor patrimonial, nos quais se reconhecem diferentes conteúdos - indicial, documental, cênico e simbólico - que, em alguns geossítios, se verificam em acumulação, o que resulta num incremento do seu valor patrimonial (Pena dos Reis & Henriques, 2009).

O PNSD representa uma fronteira política natural, um “*divortium aquarium*” entre o extremo ocidental do Brasil e o Peru, que, até ao século XIX, separava o Império Português da Coroa Espanhola. Para além deste conteúdo simbólico, assente em razões de natureza histórica e geográfica (Haag & Henriques, 2014), na Serra do Divisor afloram unidades litostratigráficas que ilustram, de forma particularmente representativa, transformações geológicas que ocorreram na região, desde o Pré-Câmbrico, sendo o estratotipo da Formação Divisor, datada do Maastrichtiano (ACRE, 2010), justificando, assim, o seu conteúdo documental.

Acresce, ainda, a existência de registro fóssil de grande significado, em particular conservações excepcionais de dentes de tubarão (Ranzi, 2000), a que corresponde um conteúdo indicial (Henriques & Pena dos Reis, 2015).

1.1.2.2. Rio Juruá

O Rio Juruá nasce no Peru e possui uma extensão de 2.414 quilômetros, atravessando os estados brasileiros do Acre e Amazonas, sendo o segundo rio mais meandrante do mundo e o maior afluente da margem direita do Rio Amazonas; no estado do Acre, atravessa inúmeras reservas indígenas e a Reserva Extrativista do Alto Juruá (ACRE, 2010), onde foram amostrados parte dos dados palinológicos desta tese.

A riqueza fossilífera registrada ao longo do Rio Juruá é conhecida internacionalmente e as coleções paleontológicas constituídas ao longo de décadas são de grande importância para uma melhor compreensão da paleofauna cenozoica da América do Sul que, segundo Salgado-Labouriau (1994), derivou como uma ilha, que permaneceu isolada por aproximadamente 65 milhões de anos, desde o Cretácico até o Pliocênico.

A consequência deste isolamento faunístico, em relação às demais faunas do Planeta, resultou numa singular fauna pretérita, registrada através dos achados fósseis por todo esse continente (Negri, 1999), em particular na Formação Repouso, tradicionalmente atribuída à Formação Solimões, unidade siliciclástica flúvio-lacustre do Miocênio (BRASIL, 1976) que, na Bacia do Acre, se sobrepõe àquela.

A falta de estudos geológicos que permitam enquadrar estratigraficamente os fósseis encontrados tem estimulado discussões quanto ao estabelecimento da idade dos mesmos, fato que retardou os estudos paleoambientais na Amazônia por algumas décadas. Desta forma, muitas vezes são utilizados apenas alguns parâmetros e, sobre estes, são levantadas hipóteses gerais para explicar um ecossistema complexo com diferentes mosaicos de habitats (Silva, 2004).

Por essa razão, o presente trabalho abrange estudos multidisciplinares que integram dados geológicos e paleontológicos das áreas em estudo, que se localizam entre os rios Moa e Juruá, na Serra do Divisor e no Vale do Juruá, respectivamente.

1.2. OBJETIVOS

Na presente seção referem-se os objetivos geral (1.2.1.) e específicos (1.2.2.) do projeto de investigação subjacente à presente tese.

1.2.1 Geral

A presente tese tem como objetivo geral datar as formações Meso-Cenozoicas aflorantes na região compreendida entre os vales dos rios Moa e Juruá (Estado do Acre), com base no seu registro micropaleontológico, mais concretamente através das associações de pólenes e esporos. Assim, o estudo centrou-se nas Formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso, a partir da análise detalhada de amostras recolhidas em perfis aflorantes na Serra do Divisor e no Vale do Juruá.

INTRODUÇÃO E OBJETIVOS · 1

1.2.2. Objetivos Específicos

A presente tese tem, como objetivos específicos:

Descrever os perfis estratigráficos das Formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso, aflorantes na Serra do Divisor e no Vale do Juruá;

Identificar e caracterizar as associações palinológicas registradas nos perfis estudados;

Datar e correlacionar os perfis estratigráficos da Serra do Divisor e do Vale do Juruá, com base no conteúdo palinológico;

Propor um quadro estratigráfico baseado no registro palinológico para o Meso-Cenozoico da porção oeste da Bacia do Acre;

Enquadrar estratigraficamente as associações de microfósseis já reconhecidas na área de estudo, nomeadamente os fósseis advindos de coletas em superfície na última década e depositados no Laboratório de Pesquisas Paleontológicas da Universidade Federal do Acre (Campus Floresta);

Inferir os fatores paleoambientais (bióticos e abióticos) que condicionaram o desenvolvimento das paleocomunidades;

Caracterizar os ambientes deposicionais que geraram as unidades Meso-Cenozoicas da Bacia do Acre, aflorantes na Serra do Divisor e no Vale do Juruá;

Detalhar a paleogeografia para o Meso-Cenozoico da Bacia do Acre;

Valorizar o patrimônio palinológico e paleontológico do Museu de Paleontologia da Universidade Federal do Acre (Campus Floresta).

2•EQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

2 · ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

Neste capítulo apresenta-se a localização geográfica e a história geológica da Bacia do Acre (em 2.1); o enquadramento estratigráfico das formações nela aflorantes e que foram objeto de amostragem para estudo palinológico - Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso (em 2.2) e a localização e enquadramento estratigráfico dos perfis estudados no presente trabalho (em 2.3).

2.1. Localização e história geológica da Bacia do Acre

A Bacia do Acre é uma bacia interior brasileira que se localiza na parte sudoeste da Amazônia, região que, ao longo da sua história, sofreu grandes mudanças geológicas, climáticas e ambientais (Feijó & Souza, 1994) (Fig. 2.1).

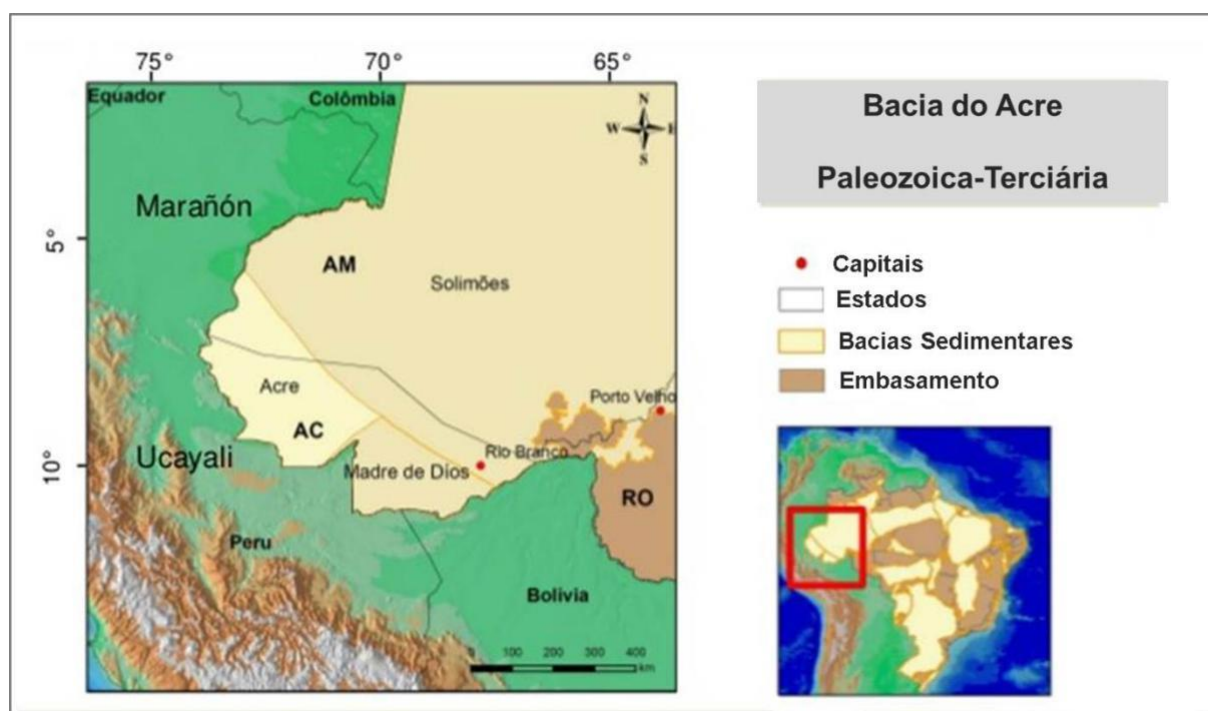


Figura 2.1 - Localização da Bacia do Acre em território brasileiro (BRASIL, 2013).

Um importante evento geológico registrado no final do Cretácico Superior foi a Orogenia Andina, que só afetou as bacias sub-andinas de forma mais significativa durante o Cenozoico (Hoorn *et al.*, 2010), transformando a Bacia do Acre de marginal aberta para o tipo intracontinental, o que provocou mudanças significativas na direção da drenagem, na geologia, no clima e, conseqüentemente, na vegetação e na fauna (Miura, 1972).

ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO · 2

A Bacia do Acre é a única bacia mesozoica do tipo Antepaís Retroarco conhecida no Brasil, formada ao longo do flanco oriental da Cordilheira dos Andes, juntamente com as bacias de Bermejo (Jordan, 1995), Neuquén, Llanos, Barinas, Apure, Marañon, Ucayali e Madre de Diós (Milani & Thomaz Filho, 2000) (Fig. 2.2).

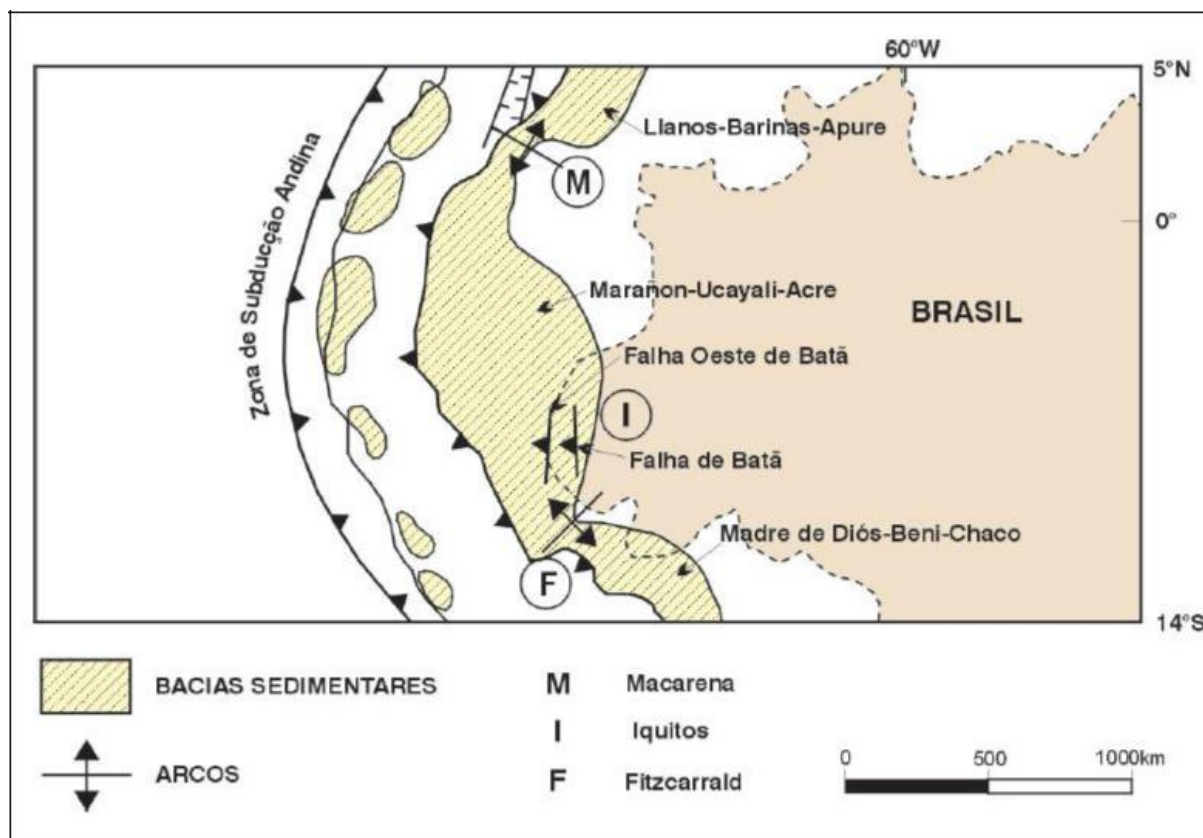


Figura 2.2 - Localização dos limites da Bacia do Acre e das demais bacias sub-andinas (Milani & Thomaz Filho, 2000).

As bacias de antepaís retroarco são estruturas de grande escala e longa duração, centenas de quilômetros de largura, milhares de quilômetros de extensão, muitos quilômetros de espessura e 10-100 milhões de anos de duração. Formam-se ao longo dos flancos de cinturões orogênicos de margem continental, do lado voltado para o interior do continente, e sua sedimentação é dominada por depósitos não-marinhos e marinhos rasos (Jordan *et al.*, 1995).

A delimitação e subdivisões das bacias da Amazônia ocidental divergem substancialmente de autor para autor (Gross *et al.*, 2011), e a Bacia do Acre não é exceção.

2 · ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

Assim, para alguns autores (*e.g.*, Miura, 1972; Cavalcante, 2006; Cunha, 2007), a Bacia do Acre apresenta, em território brasileiro, uma área aproximada de 230.000 km², dos quais 40.000 km² incluem uma seção não aflorante de rochas paleozoicas, sendo limitada, a nordeste, pelo Arco de Iquitos, que a separa da Bacia do Solimões, e a sudeste pelo Lineamento Madeira; ao sul, está limitada pelo Escudo Brasileiro e a oeste e noroeste pelo Lineamento Juruá, estendendo-se pelo território peruano (Fig. 2.3).

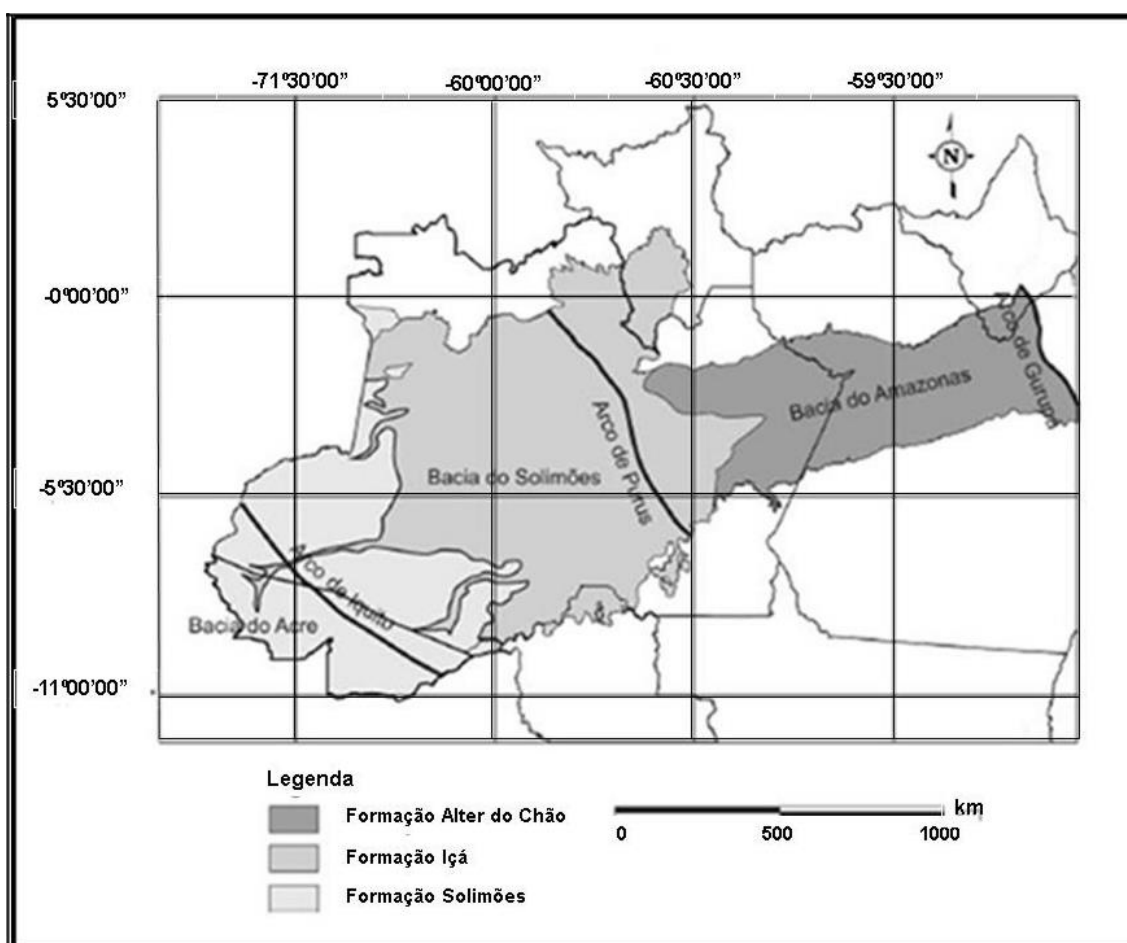


Figura 2.3 - Configuração da Bacia do Acre em território brasileiro e sua relação com as bacias do Solimões e do Amazonas. Representam-se, igualmente, as unidades litostratigráficas aflorantes em cada uma delas (Souza *et al.*, 2013).

Na década de 1970, pesquisas abrangentes desenvolvidas pelo Projeto Radambrasil (BRASIL, 1976) e Projeto Carvão no Alto Solimões (BRASIL, 1977) forneceram informações mais detalhadas sobre a configuração da Bacia do Acre, cuja

ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO · 2

delimitação, com base em informações de subsuperfície, levaram a considerar a sub-bacia de Eirunepé, para muitos autores tida como parte integrante da Bacia de Solimões, como representando a margem oriental da Bacia do Acre, por situar-se a oeste do Arco de Iquitos (Gross *et al.*, 2011).

Contudo, para Caputo *et al.* (2014), o Arco de Iquitos corresponde a um pequeno alto na Bacia do Solimões que não a separa da Bacia do Acre, sendo esta separação atribuída ao Arco de Envira, datado do Jurássico Superior e resultante da Orogenia Juruá, situado mais a ocidente, o que restringiria a Bacia do Acre, em território brasileiro, a uma superfície aflorante de 40 000 km² (Fig. 2.4).

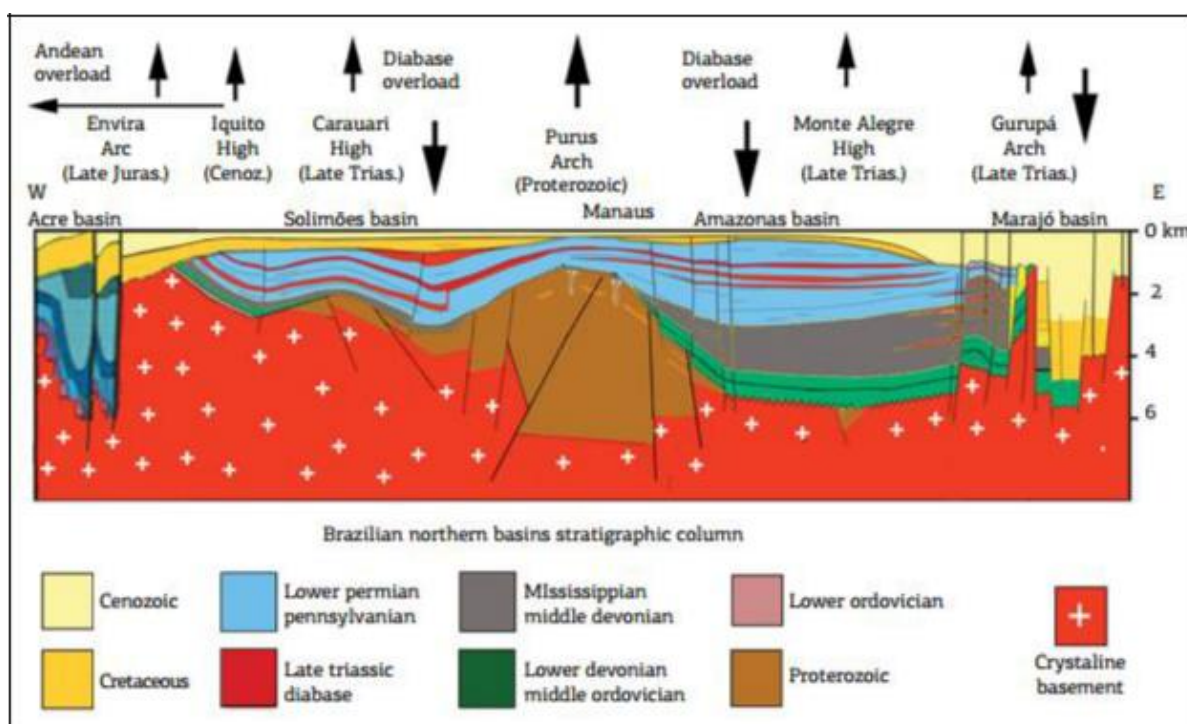


Figura 2.4 - Seção longitudinal esquemática das bacias do Acre, do Solimões, do Amazonas e do Marajó, exibindo os arcos e altos estruturais que as separam (modificado de Wanderley Filho & Travassos, 2009; retirado de Caputo & Soares, 2016).

Na sua acepção mais ampla, a Bacia do Acre representa a parte mais distal da cunha sedimentar, cuja idade compreende o intervalo Cretácico ao Pliocênico (Feijó & Souza, 1994), e sua estrutura consiste do conjunto de falhas reversas de direção norte-sul, da qual a mais importante é a Falha Batã, que marca a terminação oriental da sequência

2 · ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

sedimentar paleozoica-jurássica, estendendo-se desde os Andes (Milani & Thomaz Filho, 2000) (Fig. 2.5).

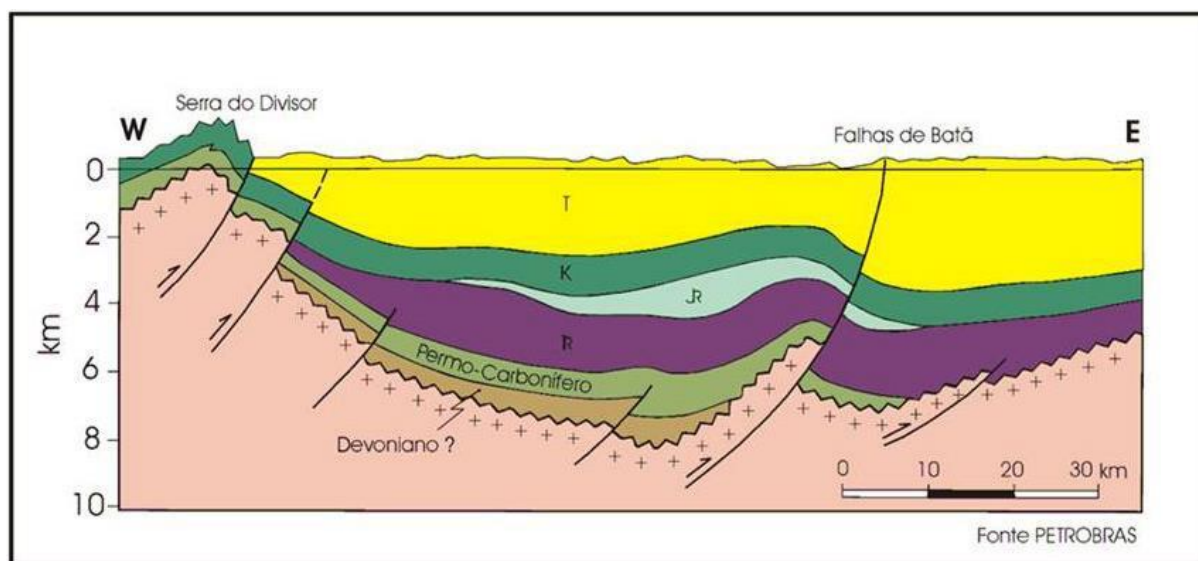


Figura 2.5 - Seção geológica esquemática da Bacia do Acre. TR: Triássico; JR: Jurássico; K: Cretácico e T: Terciário (Feijó & Souza, 1994).

De acordo com Cavalcante (2006), análises de feições sismostratigráficas e das principais estruturas da bacia permitem concluir que a sedimentação inicial se deu por rifteamento intracontinental, com possíveis incursões marinhas, e que, após o soerguimento dos Andes, a deposição se deu em ambiente essencialmente intracontinental, com a presença de lagos e, posteriormente, de megaleques aluviais.

A abundância e preservação dos fósseis encontrados indicam um ambiente redutor de baixa energia, evidenciado por abundantes níveis carbonosos e sedimentos finos, e a ocorrência de veios de gipsita e material carbonático nesta unidade indicam clima tropical (BRASIL, 1976; Monsh, 1998).

As estruturas mais importantes na configuração do quadro atual são o Arco do Purus, que desde o Paleozoico até a inversão da cadeia andina, no Mesozoico, teria funcionado como paleodivisor de dois sistemas de drenagem, os quais corriam, respectivamente, para leste e para oeste; o Lineamento Madeira, que limita a Bacia do Acre a sudeste e que também serviu como divisor de drenagem durante o Cretácico; o Arco de Iquitos, que separa a Bacia do Acre da Bacia do Solimões e o Lineamento Juruá (Cavalcante, 2006).

ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO · 2

No período Juro-Triássico houve inversão dos depocentros da bacia, culminando com forte evento compressivo no final do Jurássico (Orogenia Juruá; Kimmeridgiano - 150 Ma), que inverteu toda a bacia (Caputo *et al.*, 2014; Caputo & Soares, 2016).

A partir desse episódio, durante o Cretácico, houve momentos de incursões marinhas sucessivas, em ambiente de bacia de antepaís, ou seja, limitada por um maciço rígido situado aquém da zona de enrugamento em relação ao impulso orogênico (Cavalcante, 2006).

Ainda para a mesma autora, o Arco de Iquitos, que separa a Bacia do Acre da Bacia do Solimões, funcionou como área fonte de sedimentos nos momentos de sedimentação clástica regressiva (momentos de saída do mar); com a Orogenia Andina e sua fase deformadora Quéchua (a única fase que afetou a bacia), originando a Serra do Divisor, houve compressão e inversão na área pelo avanço da cadeia andina para leste; o Arco de Iquitos é rebaixado e a Bacia do Acre torna-se intracontinental, com área fonte vinda de oeste, acarretando uma inversão no fluxo das principais drenagens, que se preserva até hoje, como o fluxo dos rios Solimões e Amazonas, de oeste para leste (Figs. 2.2 e 2.3).

Na porção mais ocidental do Brasil, a Bacia do Acre retrata uma condição especial: é a única região do território brasileiro efetivamente submetido à tectônica andina, afetada por falhas reversas relacionadas a esse importante fenômeno geotectônico da placa sul-americana, registrando uma complexa história evolutiva iniciada no Paleozoico e estendendo-se até o Recente, sempre sob influência de eventos tectônicos compressivos atuantes na margem oeste do continente (Cunha, 2007).

A evolução da Bacia do Acre pode ser relacionada a ciclos deposicionais e tectônicos, separados por fases orogênicas que atuaram na placa sul-americana: os ciclos orogênicos Herciniano e Andino (Barros & Carneiro, 1991).

Para Cunha (2007), o Sistema Herciniano ou Pré-Andino é representado pelos ciclos deposicionais Ordovícico-Devônico Inferior, Devônico-Carbônico Inferior e Permo-Carbônico; o Sistema Andino é representado pelos ciclos Permo-Triássico, Juro-Triássico, Jurássico, Cretácico Inferior-Eocênico e Eocênico-Pliocênico, ciclos estes bem representados nas bacias sub-andinas e que podem ser projetados para a Bacia do Acre.

Mais recentemente, e com base em interpretação de seções sísmicas que se estendem ao longo das bacias sub-andinas do Peru, Equador, Colômbia, Venezuela,

2 · ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

Bolívia, Argentina, Chile e Brasil, Caputo (2014) reconhece a existência de uma inconformidade regional entre as rochas pré-andinas (com idades desde o Ordovícico ao Jurássico) e as Andinas (do Jurássico terminal ao Cenozoico), e atribui idade Jurássico Superior (Kimmeridgiano) a um episódio de intenso tectonismo (Orogenia Juruá) relacionado com importantes mudanças geodinâmicas à escala global na orientação da convergência entre placas oceânicas, nomeadamente no Oceano Pacífico, e resultantes da abertura do Atlântico Central.

Bally & Snelson (1980) classificam a Bacia do Acre como uma perissutura assente sobre litosfera rígida, associada à formação de uma megassutura compressional, o cinturão andino. Segundo classificação de Klemme (1980), ela corresponde a uma plataforma de exogeossinclíneo resultante da transformação de bacia marginal aberta do tipo V para o tipo andino, passando à bacia do tipo Intracontinental Composta Móvel.

De acordo com Feijó & Souza (1994), na Bacia do Acre estão presentes rochas sedimentares neopaleozoicas, mesozoicas e cenozoicas, que são representadas pelas formações Apuí, Cruzeiro do Sul, Rio Moura, Juruá Mirim, Moa, Rio Azul, Divisor, Ramón e Repouso, essa última anteriormente denominada de Formação Solimões.

Os seus 6.000 metros de rochas sedimentares (Milani & Thomaz Filho, 2000) estão distribuídos em quatro supersequências: Carbônica-pérmica, Jurássica, Cretácica e Terciária (Feijó & Souza, 1994; Ramos & Alemán, 2000).

Estudos mais recentes, baseados em crono-correlações com as bacias sub-andinas, e com enfoque nas premissas que regem a Estratigrafia de Sequências, permitiram interpretar com maior detalhe o preenchimento da Bacia do Acre, com reformulações dos seus limites de sequências (Cunha, 2007).

As sequências litológicas correspondentes aos sedimentos que preenchem a bacia estão representadas por rochas de idade paleozoica, com cerca de 1.500 metros de espessura máxima, recobertas por sedimentos mesozoicos, que atingem até 4.000 metros de espessura e, finalmente, sobrepostos por sedimentos clásticos finos cenozoicos que alcançam cerca de 2.200 metros de espessura.

Toda essa coluna rochosa fanerozoica está assente, discordantemente, em substrato proterozoico, constituído por rochas ígneas e metamórficas da Faixa Móvel Rondoniana-San Ignácio, de direção NW-SE, desenvolvida entre 1,5 Ga e 1,3 Ga, durante o Ciclo Uruaçuano (Cunha, 2007).

ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO · 2

Segundo Cunha (2006; 2007), o arcabouço estratigráfico da Bacia do Acre, descrito a seguir, é constituído por onze sequências estratigráficas de segunda ordem, separadas pelos horizontes correspondentes aos limites de sequências ou grandes discordâncias regionais (Fig. 2.6).

A **Sequência Silúrico/Devônico inferior** é representada, no oriente peruano, pelos sedimentos do Grupo Contaya, da Bacia do Marañon, sendo a sua ocorrência na Bacia do Acre inferida por sísmica de reflexão. Dalmayrac (1978) postula que a região central do Peru teria permanecido soerguida durante o Silúrico, constituindo o bordo da bacia eopaleozoica. Barros & Carneiro (1991) e Ham & Herrera (1963) atribuem a provável ausência desta sequência na Bacia do Acre à erosão provocada pela Orogenia Caledoniana; nas bacias de Ucayali, Marañon e Solimões, essa sequência é composta por sedimentos terrígenos (folhelhos, siltitos e arenitos) de plataforma marinha rasa.

2 · ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

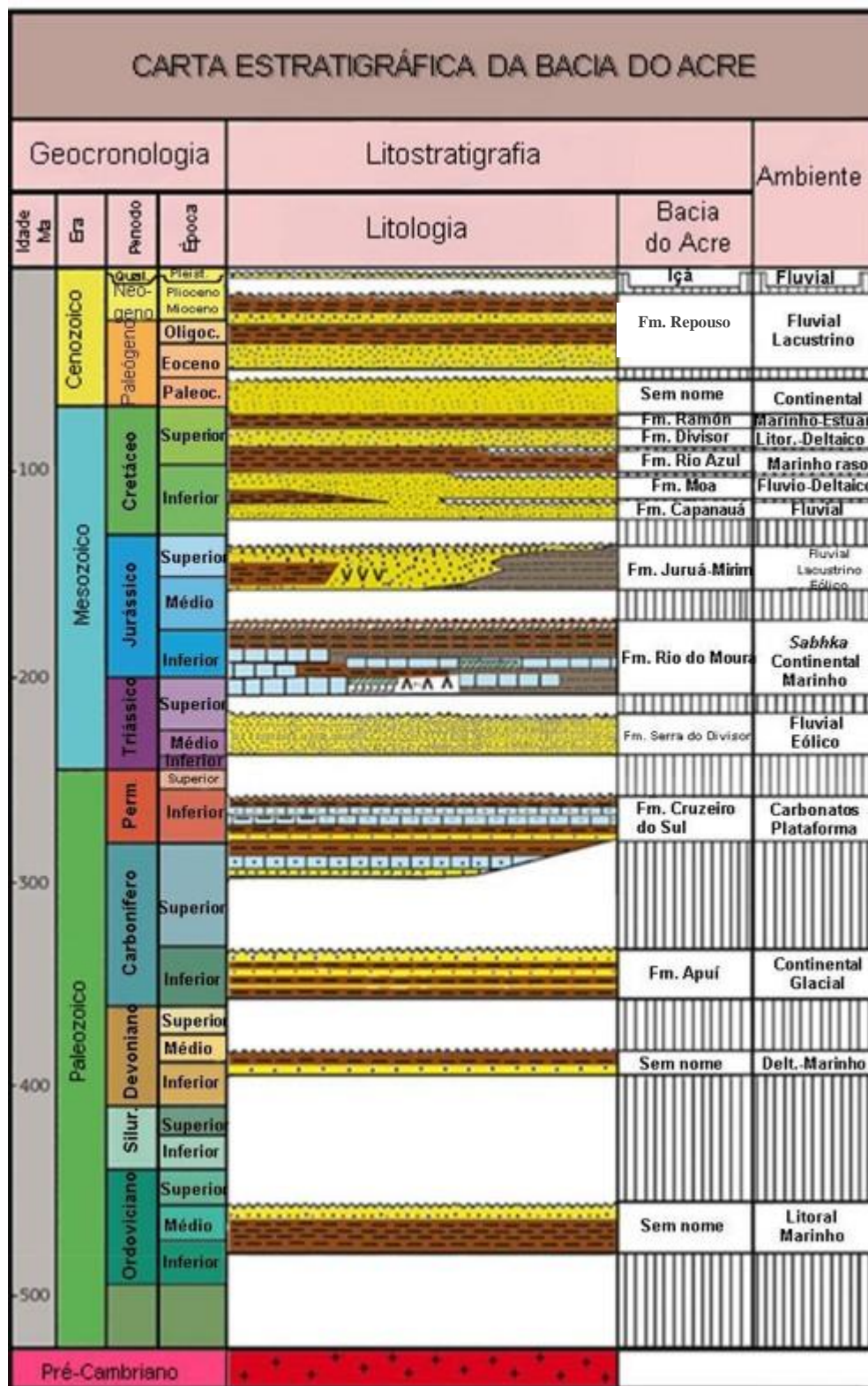


Figura 2.6 - Litostratigrafia da Bacia Sedimentar do Acre (modificado de Barros & Carneiro, 1991; Cunha, 2007).

A **Sequência Devônico inferior/Carbônico inferior a médio (?)** assenta na existência, baseada em dados sísmicos e objecto de alguma controvérsia, de um pacote Devônico, correlacionável ao que nos países vizinhos se constitui numa seção basal arenítica a conglomerática, sobreposta por um espesso pacote de folhelhos, onde se encontram os potenciais geradores das bacias. Linhas sísmicas mostram uma discordância na base do Permo-Carbônico, sobreposta a uma sequência sedimentar mais antiga que acunha e desaparece para leste, no sentido de uma plataforma rasa, onde a seção do Paleozoico Superior assenta diretamente sobre o embasamento. Esse ciclo pré-Carbônico possui carácter distensivo, e os demais, compressivos (Cunha, 2006; 2007).

Aventada a sua existência através de dados sísmicos, pode ser constituída, principalmente, por folhelhos marinhos com potencial gerador de hidrocarbonetos, a exemplo das bacias limítrofes, como as de Ucayali (Peru) e do Solimões (Brasil) (Cunha, 2007).

Ao tempo da deposição da **Sequência Carbônico inferior a médio/Pérmico médio a superior**, a bacia era do tipo intracratônica/marginal, com subsidência flexural para oeste, desenvolvendo uma *hinge-line* numa plataforma carbonática. Essa sequência pode ser dividida em dois estágios: no primeiro, ocorrido durante o Mississipiano terminal, uma tectônica distensiva foi responsável por uma sedimentação essencialmente continental (Formação Apuí) (Cunha, 2007). Ainda para o mesmo autor, no segundo estágio, no final do Pensilvaniano, ocorreu a sedimentação carbonática da Formação Cruzeiro do Sul em ampla área até os limites do Escudo Brasileiro. O primeiro estágio possui o limite inferior associado grande regressão arenosa de dissecação do relevo Eoherciniano, compreendendo uma base areno-conglomerática da Formação Apuí.

A Formação Apuí, proposta por Feijó & Souza (1994), é constituída por conglomerado castanho, com seixos e grânulos de quartzo, feldspato e granito, com matriz areno-argilosa, de leques aluviais, atribuindo-se-lhe idade neocarbônica, através de relações estratigráficas. Seu contacto inferior é discordante ou com as rochas do embasamento proterozoico ou possivelmente com as sequências sedimentares sotopostas inferidas, enquanto, no topo, possui relação concordante com a Formação Cruzeiro do Sul.

O segundo estágio é representado pela deposição de uma seção transgressiva, culminando no Eopérmico com sedimentação generalizada de calcários, desde a Bacia de

Ucayali até a Bacia do Acre, onde o início da deposição da Formação Cruzeiro do Sul representa a superfície transgressiva. Acima, essa unidade aloja, também, a superfície de máxima inundação da sequência, e sobrepostos aos calcários ocorrem arenitos marinhos e continentais regressivos, ocorrendo também, nesta sequência, folhelhos pérmicos (Feijó & Souza, 1994; Cunha, 2006).

A Formação Cruzeiro do Sul está sobreposta, concordantemente, aos conglomerados da Formação Apuí e sotoposta, também concordantemente, aos sedimentos da Formação Rio do Moura. A Formação Cruzeiro do Sul caracteriza-se pelas espessas camadas de calcarenitos bioclásticos e intercalações de leitos de anidritas, calcilitos e folhelhos calcíferos (Cunha, 2007).

Para Feijó & Souza (1994), seu conteúdo faunístico permite atribuir idade eopérmica a essa unidade (com base em palinóforos), que retrata ambiente deposicional marinho raso, de plataforma e restrito.

No Eopérmico, uma bacia carbonática pouco subsidente se estendeu até grande parte do Peru Central (Formação Cruzeiro do Sul); no decorrer do Eo-Mesopérmico, uma fase de dobramentos afetou a região sul-peruana, enquanto na parte central peruana essa fase está representada por movimentos epirogenéticos positivos (Feijó & Souza, 1994; Cunha, 2007).

Sequência Pérmico médio a superior/Pérmico superior-Triássico inferior é caracterizada, no oriente peruano, pelos depósitos molássicos: essencialmente *redbeds*, associados a níveis de evaporitos. Corresponde ao Grupo Mitu, nas bacias de Ucayali e Marañon, onde ocorrem intercalações de rochas vulcânicas riolíticas e andesíticas, características de uma fase de distensão tectônica, retratada pelas falhas normais sinsedimentares que cortam os sedimentos dessa unidade naquelas bacias (Cunha, 2007).

De acordo com Cunha (2006; 2007), inicia-se na Bacia do Acre, com arenitos marinhos transgressivos, assentes sobre os arenitos da sequência anterior; são sobrepostos por uma seção mista de siltitos, arenitos, folhelhos e carbonatos, em continuação à fase transgressiva atuante na época de deposição da Formação Rio do Moura; os arenitos basais dessa unidade constituem bons reservatórios e os folhelhos são potenciais geradores de petróleo.

A Formação Rio do Moura engloba a seção clástico-carbonática que recobre os sedimentos finos da Formação Cruzeiro do Sul; sua porção basal compreende espessas

camadas de arenitos intercaladas com siltitos e folhelhos que gradam para carbonatos no sentido do topo da seção. Seu contato inferior é concordante com a Formação Cruzeiro do Sul, enquanto o superior é discordante com a Formação Juruá-Mirim, Eotriássica. Conforme indicam os poucos dados biostratigráficos com base em palinomorfos, é provável que seja de idade neopermiana. Dentro de um contexto transgressivo, presume-se representar ambiente deposicional marinho raso (Cunha, 2007).

De acordo com Barros & Carneiro (1991), estabeleceu-se, a seguir, uma sedimentação de arenitos avermelhados, argilitos e evaporitos, correspondentes a uma continentalização do Permo-Carbônico (porção superior da Formação Rio do Moura), truncada erosionalmente pelos efeitos de soerguimentos ligados à Orogênese Tardiherciniana; a fase Tardiherciniana, da orogenia Herciniana, marcou o fim do Sistema Pré-Andino e o início do Sistema Andino, causado pelo início da subducção da Placa de Nazca e, à escala global, com a quebra do Supercontinente Pangea.

A **Sequência Triássico inferior/Jurássico inferior** corresponde a uma importante fase de subsidência que ocorreu na bacia intracratônica durante o Triássico: a subsidência flexural para oeste causou espessamento de sedimentos arenosos nessa área e a deposição de calcários e dolomitos escuros, intercalados com folhelhos, arenitos betuminosos e camadas evaporíticas, proporcionando, ainda, a formação de um alto intrabacinal na posição da futura Falha de Batã; posteriormente, no Eojurássico, ocorreu a deposição de evaporitos; ainda nesse tempo, um evento compressivo gerou dobras de baixa amplitude e longo período, causando halocinese. Essa sedimentação muda gradualmente para o topo, para uma seção continental regressiva, constituída por *red-beds* (Cunha, 2006; 2007).

A essa associação sedimentar denominou-se Formação Juruá-Mirim, que é constituída por depósitos de ambientes fluviais lacustrinos, *sabkha* e marinho restrito, passando no sentido do topo para ambiente eólico. A base corresponde à Formação Pucará, nas bacias do oriente peruano, enquanto o topo corresponde à Formação Sarayaquillo e ao topo da Formação Juruá-Mirim, nas bacias do oriente peruano e do Acre, respectivamente (Cunha, 2007).

Essa sequência é representada litologicamente pela metade inferior da Formação Juruá-Mirim e constituída por um pacote basal de arenitos, seguidos de siltitos vermelhos, com intercalações de halita, anidrita e carbonatos. Dentro dessa sequência ocorrem rochas

ígneas ácidas extrusivas na Bacia do Acre, representadas por traquitonefelínico com idade de 194 ± 12 Ma (K-Ar), datação obtida a partir de amostra de poço. Corresponde, cronologicamente, às intrusivas básicas da Bacia do Solimões (magmatismo Penatecaua) (Cunha, 2007).

A Formação Juruá-Mirim é constituída, predominantemente, por siltitos avermelhados, intercalados com anidritas e halitas, todos sobrejacentes a uma seção basal espessa de arenitos possivelmente eotriássicos. Ambos os contatos são discordantes: o inferior, com a Formação Rio do Moura e o superior, com o Grupo Jaquirana. Considera-se a Formação Juruá-Mirim associada a ambiente deposicional flúvio-lacustre com alguma influência marinha refletida em sedimentos de planície de *sabkha* (Cunha, 2007).

A **Sequência Jurássico inferior/Jurássico superior** corresponde à porção superior da Formação Juruá-Mirim, constituída por arenitos avermelhados e rosáceos, eólicos, com intercalações delgadas de folhelhos vermelhos. Nessa sequência, é digna de nota a ocorrência de basalto, com idade de 177 ± 8 Ma, obtida em determinação geocronológica (K-Ar) em amostra de poço (Cunha, 2007).

Uma importante fase deformacional ocorreu durante o Neojurássico-Eocretácico, quando o denominado Diastrofismo Juruá (Campos & Teixeira, 1988) provocou forte compressão na bacia e foi responsável pelo deslocamento inicial da Falha de Batã, causando fortes inversões e falhamentos a oeste desta falha, além de halocinese com o deslocamento de leitos salinos para os altos dos anticlinais. Essa compressão também ocasionou reativações de falhas antigas.

Erosão e peneplanização fecham esse ciclo tectônico, a que Caputo (2014) chamou Orogenia Juruá e atribuiu idade Kimmeridgiana (150 Ma), com base na reativação de falhas antigas normais, posteriormente transformadas em falhas inversas, de acordo com a interpretação de seções sísmicas da Bacia do Acre (Fig. 2.7).

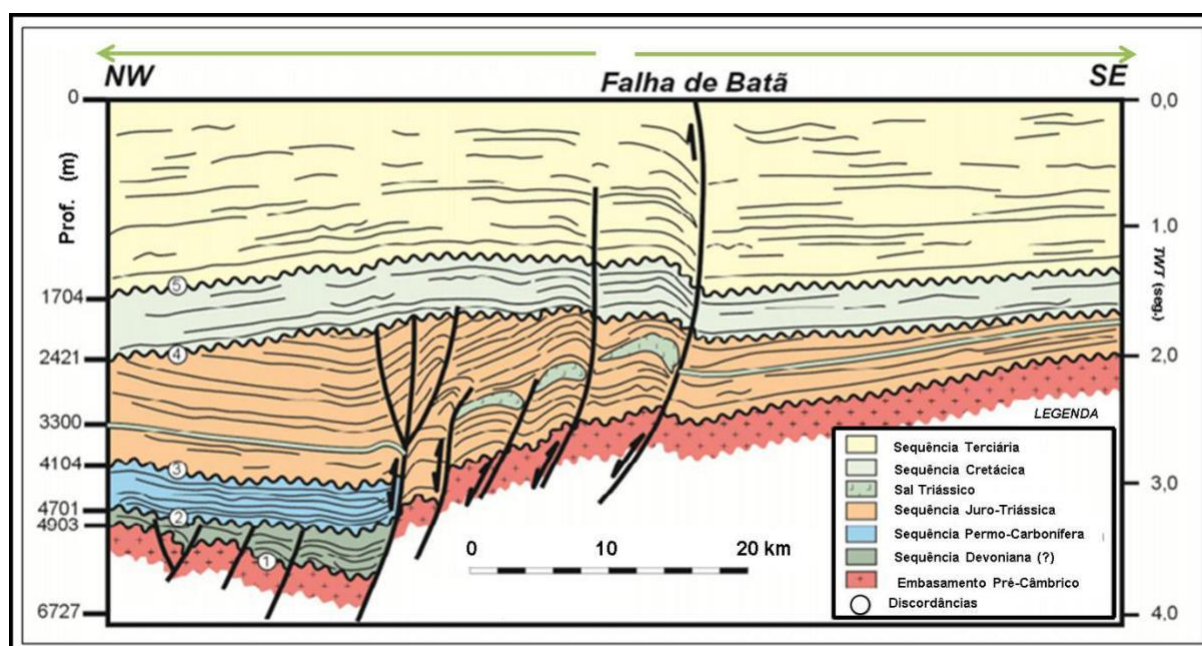


Figura 2.7 - Seção sísmica da Bacia do Acre. As falhas antigas normais foram reativadas e transformaram-se em falhas inversas no Jurássico Superior (Orogenia Juruá) e no Cenozoico (Orogenia Andina). (Modificado de Caputo *et al.*, 2011).

A **Sequência Aptiano/Albiano superior-Cenomaniano** refere-se a um período temporal que é caracterizado por quietude tectônica. Após extensa peneplanização, depositou-se esta sequência, que é constituída por sedimentos clásticos grosseiros na base, devido ao aporte de sedimentos oriundos dos escudos Brasileiro e das Guianas. Corresponde à base do Grupo Jaquirana, constituído pelos sedimentos flúvio-deltaicos e neríticos da porção inferior da Formação Moa, depositados em bacia de *foreland* adjacente ao cinturão andino. Seu limite inferior é discordante com a Formação Juruá-Mirim. A Formação Moa (inferior) constitui-se essencialmente de arenitos finos a médios (Cunha, 2007).

A **Sequência Albiano superior-Cenomaniano/Turoniano superior-Coniaciano** corresponde à porção superior da Formação Moa, constituída por arenitos e folhelhos subordinados. O nível do folhelho parece representar a superfície de máxima inundação de maior expressão desde o Triássico, e representaria a passagem Cenomaniano/Turoniano, nível esse amplamente reconhecido na margem atlântica e na região sub-andina. A Formação Moa (superior) constitui-se essencialmente de arenitos finos a médios e folhelhos subordinados (Pereira, 1994).

A **Sequência Turoniano superior-Coniaciano/Campaniano inferior** é representada pelos pelitos marinhos da Formação Rio Azul, que poderiam retratar uma outra superfície de inundação máxima do Neosantoniano e por raros arenitos intercalos. Esta formação constitui-se de folhelhos cinzentos e castanhos e de arenitos finos (Cunha, 2007).

A **Sequência Campaniano inferior/Eocênico inferior** é representada pelos arenitos fluviais basais da Formação Divisor, em contato abrupto sobre os folhelhos marinhos e transicionais da Formação Rio Azul e pelos sistemas deposicionais transgressivos associados à Formação Ramón, composta por folhelhos e carbonatos que representam a superfície de inundação máxima do Paleocênico (Cunha, 2007).

Após a ocorrência das primeiras fases da Orogenia Andina, estabeleceu-se a sedimentação do ciclo representado pela **Sequência Eocênico inferior/Pliocênico**, que é caracterizada, no oriente peruano, pela deposição de folhelhos de ambiente marinho raso e lacustre, intercalados com níveis arenosos, seguidos de depósitos de *red-beds*. É representada pelas Formações Poza, Chambira, Pebas, Marañon e Ypururu, no oriente peruano, e Repouso, na Bacia do Acre. Esta sequência é composta por sedimentos finos, flúvio-deltaico a marinho, que assentam em *onlap* contra sua borda leste, como resultado do grande tectonismo terciário dos Andes (Cunha, 2006; 2007).

No passado, todo o registro pós-paleozoico das bacias do Amazonas e do Solimões era designado de Formação Alter do Chão, com uma idade provavelmente cenozoica (Caputo & Soares, 2016). Posteriormente, Caputo *et al.* (1972) reformularam a Formação Solimões como unidade superior de idade cenozoica para a Bacia do Solimões, de natureza lutítica e indicadora de ambientes redutores, em substituição da Série Solimões, de Moraes-Rego (1930), permanecendo a unidade inferior, de natureza arenítica, como Formação Alter do Chão, de idade cretácica. Eiras *et al.* (1994) voltaram a agregar as duas unidades no Grupo Javari, mas tal não foi adotado por ANA (2015), dada a existência de inconformidade entre as formações Solimões e Alter do Chão.

Sobre a Formação Alter do Chão assenta uma unidade pelítica, de idade Oligocênico superior ou Miocênico inferior até ao início do Miocênico superior, tradicionalmente referida à Formação Solimões, e que foi objeto de numerosos trabalhos de geologia e de palinologia (Steinmann, 1930; Ruegg & Rosenzweig, 1949; Da Cunha, 1963; Khobzi *et al.*, 1980; Sheppard & Bate, 1980; Hoorn, 1993, entre outros).

ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO · 2

Na região do Arco do Purus, as camadas cretácicas estão ausentes. A leste do Arco do Purus afloram sedimentos do Miocênio inferior-médio, provenientes do Arco de Gurupá, pertencentes à Formação Alter do Chão; a oeste, afloram sedimentos de natureza pelítica, tradicionalmente referidos à parte inferior da Formação Solimões, e que correspondem à Formação Repouso, nome derivado de uma localidade em Atalaia do Norte, estado do Amazonas, no baixo Rio Javari, onde o poço 1AS-4a-AM foi perfurado em 90 m acima do nível do mar, até 353 m, pelo Projeto Carvão no Rio Javari (Maia *et al.*, 1977; ANA, 2015). Este poço foi estudado por Hoorn (1993), e proposto como a seção-tipo para a Formação Repouso (04° 23'S e 70° 55'W), no intervalo de profundidade entre 23,5 e 330 m, onde se registra uma mudança litológica (ANA, 2015).

Os sedimentos da Formação Repouso são compostos de argilitos e siltitos laminados e/ou massivos, de cor cinza-escuro a verde-claro, fossilíferos, e de arenitos de grão fino, de cor cinzento-esverdeado, localmente com intercalações de calcário branco a cinza-esverdeado, indicadores de influência marinha transicional, que se registram em vários níveis estratigráficos. Os afloramentos desta unidade não estão delimitados, e ocorrem apenas na Bacia do Acre e na parte mais ocidental da Bacia do Solimões (Caputo & Soares, 2016).

Em horizontes de subsuperfície desta unidade, localizados entre 170,90 e 174,40 m de profundidade do poço 1AS-31-AM, do Projeto Carvão no Alto Solimões (Maia *et al.*, 1977), na amostra do alto Rio Solimões, existem evidências de ambiente marinho e transitório, com base em foraminíferos planctônicos e bentônicos, ostracodes nodulares, briozoários, arraias, dentes de tubarão, crustáceos (cracas), otólitos de peixe e moluscos marinhos marginais, datados do Miocênio médio (Ramos *et al.*, 2011; Linhares *et al.*, 2011).

O poço 1AS-4a-AM, estudado por Hoorn (1993), indica um ambiente costeiro, com vegetação de mangue e ambiente marinho, com a presença de microforaminíferos, acritarcas e dinoflagelados em diferentes níveis dessa formação, devido à subida do nível do mar.

Hoorn (1993) e Hoorn *et al.* (2010) consideram ser provável que a idade desta unidade seja do Oligocênio superior-Miocênio superior ou da parte inferior do Miocênio superior, sendo correlacionada com a Formação Barreiras, no litoral do Brasil, bem como com a porção superior da Formação Alter do Chão, na Bacia do Amazonas,

2 · ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

de caráter flúvio-lacustre, da qual se distingue pela natureza continental, transicional e marinha (Caputo & Soares, 2016).

Cruz (1984) zoneou uma seção do Cenozoico da Bacia do Solimões, baseado em esporomorfos encontrados em vários poços do Projeto Carvão no Alto Solimões, e colocou a Formação Repouso no Miocênico, mas esta unidade ainda é pouco conhecida, justificando-se a necessidade de realizar estudos estratigráficos mais rigorosos. Para Caputo & Soares (2016), a Formação Repouso é igualmente correlacionável com a Formação Pebas, na Bacia de Marañon, e com a Formação Chambira, na Bacia de Ucayali, ambas no Peru.

A Formação Repouso, na Bacia do Acre, foi afetada pela Orogenia Andina, principalmente durante o Miocênico médio-Pliocênico, na Fase Quéchuá, a mais longínqua manifestação topográfica da tectônica andina na América do Sul. As falhas de Batã e Oeste de Batã foram reativadas, causando a edificação da Serra do Divisor, registrando-se, ainda, fenômenos de halocinese nos sedimentos jurássicos (Oliveira, 1994).

A parte superior desta unidade está em contato discordante com a Formação Solimões, e foi estabelecida, em campo, por Campbell *et al.* (2006), sendo nomeada, no Rio Acre, de discordância Ucayali. A seção-tipo da Formação Solimões está localizada no vale do Alto Rio Solimões, entre os municípios de Benjamim Constant, Tabatinga e São Paulo de Olivença, que fazem parte da tríplice fronteira Brasil, Peru e Colômbia (Moraes-Rego, 1930).

De acordo com Caputo & Soares (2016), a Formação Solimões consiste de xistos e siltitos cinza a verdes, por vezes com veios de gesso, bem como nódulos de calcário branco e arenitos vermelhos, com fósseis de vertebrados e invertebrados, característicos de paleoambientes flúvio-lacustres.

A Formação Solimões é constituída por sedimentos provenientes dos Andes e de ambiente flúvio-lacustre, e é mais recente do que as formações Repouso e Alter do Chão, que são equivalentes laterais nas bacias do Solimões e Amazonas, e que, na Bacia do Acre, assenta sobre a Formação Repouso (Caputo & Soares, 2016).

Os mesmos autores consideram que a Bacia do Solimões deve ter sido exposta no final do Oligocênico ou no início do Miocênico inferior, quando o nível do mar estava

ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO · 2

mais baixo. Na Bacia do Amazonas ainda não foi possível comprovar uma possível discordância intra-Alter do Chão, baseada em fósseis do Oligocênio superior.

No final do Miocênio Superior-Pliocênio Inferior, devido à subida do nível do mar (Haq *et al.*, 1987), a deposição dos sedimentos da Formação Solimões ocorreu em contexto fluvial, com materiais provenientes dos Andes, nas bacias do Acre e Solimões, e em uma pequena parte da extremidade oeste da Bacia do Amazonas (Cunha *et al.*, 2007; Motta, 2008).

De acordo com Feijó & Souza (1994), a litostratigrafia da Bacia do Acre tem registrado melhor entendimento a partir da adição de informes oriundos de perfuração de poços pela PETROBRAS e, por revelar escassez de afloramentos, está melhor caracterizada em subsuperfície, onde aparecem unidades paleozoicas, mesozoicas e cenozoicas.

O presente estudo permitiu reconhecer, em afloramento, as diversas unidades litostratigráficas que integram a Bacia do Acre, bem como analisar as relações estratigráficas entre elas.

2.2. Enquadramento estratigráfico das formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso

Os perfis amostrados no presente estudo enquadram-se em unidades da Bacia do Acre, aflorantes ao longo dos vales dos rios Moa e Juruá e cujo acesso foi possível para a recolha de amostras para estudo palinológico das formações Moa (em 2.2.1), Rio Azul (em 2.2.2), Divisor (em 2.2.3) e Repouso (em 2.2.4) que, de seguida, se descrevem em detalhe.

2.2.1. Formação Moa

Coube a Moraes-Rego (1930) a primeira referência empregando a denominação de “Série Acre” para os sedimentos cretácicos do Estado do Acre, que compreendem o arenito de Contamana na parte superior, e um ou mais horizontes calcários, com arenitos intercalados, na parte inferior.

Moura & Wanderley (1938) subdividiram a Formação Moa em dois membros: o inferior, Capanauá e o superior, Moa; entretanto, os referidos autores cometeram engano

na denominação do membro Moa, uma vez que vai de encontro ao Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica.

Leite (1958) admite a subdivisão da Formação Moa em dois membros: Capaunauá (inferior) e Água Branca (superior), redenominando estes no sentido de dar maior clareza à nomenclatura usada anteriormente.

Oliveira & Leonardos (1943) colocam esta formação na base do Sistema Acre, período Neocomiano, definido pelos autores com base no material fossilífero coletado por Chandless (1866) e pelos estudos geológicos de Oliveira (1936), Oppenheim (1937) e Moura & Wanderley (1938).

Bouman (1959), mapeando uma área compreendida pelo Rio Moa e as cabeceiras do Rio do Moura, situada no noroeste do Estado do Acre, cita que só ocorrem camadas no Membro Água Branca.

Para Painter (1959), apenas uma pequena parte da falha da Formação Moa é exposta ao longo de uma grande falha que pressiona os sedimentos cretácicos sobre o Terciário nas cabeceiras do Rio Branco e do Rio Ouro Preto.

O Projeto Radambrasil conseguiu mapear esta unidade litostratigráfica no flanco leste das serras do Jaquirana, Moa e Juruá-Mirim, utilizando as imagens de radar associadas aos dados de campo obtidos no levantamento geológico, bem como à compilação bibliográfica existente (BRASIL, 1977).

Em dados obtidos pelo Projeto Radambrasil, a Formação Moa está em discordância angular sobre os quartzitos da Formação Formosa, através de um conglomerado basal observado em pequeno trecho do Igarapé Capanauá, nas proximidades da Cachoeira Formosa; também recobre em discordância angular erosional as rochas intrusivas alcalinas (Sienito República) e o Complexo Basal, em região ao norte do Igarapé Capanauá (Leite, 1958).

Seu contato superior é feito em mudança normal e gradacional com a Formação Rio Azul no aparecimento da ocorrência de intercalações milimétricas de argilitos cinza-claros com arenitos muito finos pertencentes àquela formação, muito bem exposta por 4 quilômetros às margens do Rio Moa, a montante de sua saída da Serra do Jaquirana. A datação desta formação deixa uma certa dificuldade para o seu posicionamento cronológico com precisão, em virtude da ausência de fósseis nestas rochas, que possibilitem uma determinação fidedigna da sua idade (BRASIL, 1977).

ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO · 2

Oppenheim (1937) correlaciona tentativamente à Formação Pongo “Sandstone”, no Peru, descrita por Singewald Jr. (1928) e posicionada abaixo das camadas fossilíferas do Senoniano, sendo provavelmente Neocomiano.

Moura & Wanderley (1938) propõem a idade Neocomiano para estas rochas, correlacionando-as com arenitos de Água Caliente, de Moran & Fyfe (1933) e Pongo “Sandstone”, de Singewald Jr. (1928).

Moura & Wanderley (1938) definiram, no Igarapé Capanauá, a ocorrência de um conglomerado e o colocaram no topo do Paleozoico, separando, por uma possível discordância, os arenitos da Formação Moa dos quartzitos da Formação Formosa.

Leite (1958) engloba este conglomerado do Membro Capanauá e refere que o mesmo, às vezes, não está presente no seu contato inferior com as rochas sotopostas, podendo constituir uma lente na base dos arenitos da Formação Moa.

Caputo (1973) correlaciona também à Formação Água Caliente, do Grupo Oriente, no Peru e ao membro inferior da Formação Napo, no Equador, posicionando esta unidade litostratigráfica desde o Cenomaniano ao Coniaciano.

2.2.1.1. Membro Capanauá

De acordo com BRASIL (1977), este membro inferior da Formação Moa é caracterizado pela presença de um conglomerado basal, polimítico, mal selecionado, com componentes do tamanho de seixo e matacão, constituídos de quartzitos, quartzo-traquito, silte-xisto, arenito e sienito, apresentando uma espessura que varia de 2 a 3 metros e, às vezes, ausente.

Sua matriz é composta de areia grossa a conglomerática, que em geral não apresenta estratificação e, quando presente, está entre sedimentos argilosos e sílticos (BRASIL, 1977).

Para Leite (1958), localmente ocorrem lentes de argilitos micáceos escuros a cinza escuro, com material carbonoso de plantas remanescentes.

Sobrepõe-se, a este conglomerado, um espesso pacote de arenitos, cuja espessura varia de local para local, chegando a atingir 150 metros; tem sua base, em certos locais, constituída por fina camada (0,5 m de siltito estratificado em lâminas), apresentando restos de vegetais carbonizados ao longo dos planos de estratificação; grada em direção ao topo a um arenito fino com 0,8 m de espessura, constituído essencialmente por grãos

de quartzo, apresentando estratificação plano-paralela; acima deste, ocorre uma seção característica da parte basal deste membro: são os arenitos grosseiros a conglomeráticos, com grãos de quartzo, atingindo diâmetro de até 3 mm; a sequência arenosa tem continuidade em direção ao topo, com a deposição de camadas e bancos compactos de arenitos de cor vermelha, com tonalidade arroxeadas, quando argilosos, e creme-branquiçada, quando isentos de minerais argilosos. A composição mineralógica destes arenitos é predominantemente quartzosa; a granulometria varia de fina à média, sendo que, ao longo da seção são observados níveis estratificados plano-paralelos de granulometria grossa e cores amareladas, devido à abundância de hidróxidos de ferro. Verifica-se, também, dentro deste pacote de arenitos, a presença de várias lentes de arenitos sílticos caolínicos, com pequenas partículas de material carbonoso (BRASIL, 1977).

Sob o ponto de vista estrutural, foi observado, no Igarapé Capanauá, uma predominância de mergulhos para NO e SO, em torno de 15° a 20°, evidenciando, assim, a discordância existente entre o Membro Capanauá e os quartzitos da Formação Formosa, que mergulham para SE; estes arenitos encontram-se bastantes fraturados, com direção constante para NE e mergulhos verticais para NO (BRASIL, 1977).

2.2.1.2. Membro Água Branca

De acordo com o Projeto Radambrasil, as descrições litológicas e estruturais deste membro foram extraídas de compilações dos trabalhos de Moura & Wanderley (1938), Leite (1958) e Bouman (1959).

Este membro é formado por espessa seção de arenitos de cor amarela, creme a rósea; apresenta-se ao longo da seção e, com maior frequência, com granulometria fina à média, muito uniforme. Nas partes inferiores deste pacote arenoso são observados níveis com grãos de quartzo grossos a conglomeráticos, geralmente ferruginosos, conferindo-lhes uma cor amarela e, às vezes, dando-lhes maior consistência, originando quedas d'água de grandes dimensões e topografias muito acidentadas, com escarpas verticalizadas (Moura & Wanderley, 1938).

Intercaladas a estes arenitos, são observadas, por toda a seção, principalmente nas partes médias e inferiores, finas camadas de argila rósea e amarela, bem como a presença de siltitos com estratificações plano-paralelas com suaves ondulações, de cor cinza-

esverdeada, cujas espessuras, encontradas no Rio Moa, variam de 10 a 50 cm; estes arenitos apresentam, ao longo da seção, variações graduais de granulometria fina a grossa, associada a estratificações cruzadas de pequena a média amplitude; muitas vezes são vistos em bancos compactos e espessos, porém, bastantes friáveis, tornado-se totalmente desagregados quando amostrados (Leite, 1958) .

Quanto às feições estruturais, são observados, no Rio Moa, na saída da serra, arenitos depositados em camadas estratificadas na direção 5° NE, com mergulho para 5° SE; subindo o rio, verifica-se a inversão de mergulho, evidenciando a existência de uma estrutura dobrada, a qual já foi referida, por vários geólogos, como “Anticlinal do Moa” (Bouman, 1959).

2.2.2. Formação Rio Azul

Singewald Jr. (1928), ainda na área de Pachitea, Peru, definiu as rochas dessa formação como “Série de xistos calcários cretácicos”, correlacionadas, no Brasil, por diversos geólogos com a referida formação. Com referência às rochas desta unidade litostratigráfica, diz: “como em Chonta Isla, Peru, as camadas são de xisto fraturado-nodular de cor cinza e xisto calcário de cor cinza claro a branco-acinzentado, com camadas finas de cor cinza mais escuro para azul-acinzentado” (p. 39).

Oppenheim (1937), com relação a essa formação, se expressa da seguinte maneira: “seguindo os arenitos próximos das cabeceiras dos rios Azul e Moa, existem afloramentos bastantes extensos de argila e xistos azuis e cinzentos-escuros, arenitos com muito calcário e intercalações finas de calcário” (p. 102).

Moura & Wanderley (1938), reportando-se sobre as rochas dessa formação, descrevem que “sobre os arenitos do Moa se assentam em concordância arenitos que apresentam caráter de intercalações de folhelhos argilosos, individualização de níveis calcários nítidos e uma generalizadora impregnação calcífera no conjunto da série” (p. 68).

Os autores denominaram esse conjunto de rochas de “Série com folhelhos e calcários” devido à correlação que fazem com a formação de Singewald Jr. (1928); posteriormente, passaram a adotar a denominação de Formação Rio Azul, como referência à localidade de melhores exposições dessas rochas.

2 · ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

Oliveira & Leonardo (1943) englobam a Formação Rio Azul no “Sistema Acre”, posicionando-a no Albiano e citando sua composição litológica de folhelhos argilosos, mostrando níveis calcários e generalizada impregnação calcífera.

Leite (1958), escolhe para seção tipo dessa unidade estratigráfica a localidade do Rio Azul e cita, em seu trabalho, que “a Formação Rio Azul é composta por uma sequência de arenitos, siltitos e calcário ocasional, de idade provavelmente Cretácico Médio, que recobre a Formação Moa” (p. 44).

Bouman (1959), baseado na composição litológica, divide a Formação Rio Azul em dois membros: a) inferior, caracterizado por uma sequência uniforme de arenitos creme-amarelados e vermelho-acastanhados, de granulometria fina a média, friável, espessos e com estratificação cruzada; b) superior, caracterizado pelas grandes frequências de intercalações de folhelhos e siltitos. Para Painter (1959), estas rochas afloram no eixo da anticlinal do Igarapé Rangel, onde ocorrem os dois membros.

BRASIL (1977) caracterizou esta unidade litostratigráfica ao longo do Rio Moa no flanco oeste da anticlinal homônima, numa extensão aproximada de 750 metros. Observa-se, em imagens aéreas, com radar de visada lateral, que a região da Serra do Divisor, onde afloram as rochas da Formação Rio Azul, apresenta uma topografia bem mais arrasada em relação às rochas da Formação Moa, onde a topografia é bem mais positiva, com escarpas íngremes

Esta unidade litostratigráfica tem suas relações de contatos, tanto inferior como superior, concordantes; o primeiro, já referido com a Formação Moa, subjacente, é feito através de mudanças litológicas observadas na região do Rio Moa, onde afloram espessos pacotes de arenitos sotopostos às camadas plano-paralelas intercaladas de folhelhos e siltitos de cor cinza, pertencentes à Formação Rio Azul; o contato superior é feito com a Formação Divisor, na passagem de espessas camadas de sedimentos finos sílticos, folhelhos e material carbonoso para camadas de arenitos de granulometria média a grossa, presentes na base da Formação Divisor (Leite, 1958).

As rochas da Formação Rio Azul também são vistas em contato com a Formação Repouso, na Serra do Divisor, ao sul do Rio Juruá-Mirim e suas melhores exposições são encontrados no Rio Moa, numa extensão aproximada de 1 quilômetro. O seu posicionamento na coluna estratigráfica foi baseado na sua posição em relação à

ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO · 2

Formação Moa e nas correlações com formações provavelmente sincrônicas nas regiões da Bacia do Oriente, no Equador e na Bacia de Pastaza, no Peru (BRASIL, 1977).

Moura e Wanderley (1938) correlacionaram-na com a série *Shale-limestone*, de Singewald Jr. (1928) e Calizas de Chonta, de Moran & Fyfe (1933), baseados na presença de calcários e no caráter subordinado dos folhelhos.

Com referência à série *Shale-limestone*, no Pongo de Manseriche e Rio Pachitea, no Peru, foram encontrados, com certa abundância, fósseis de amonites, equinodermos, pelecípodes e gastrópodes, assinalando, para a formação, um provável período Albiano (Moura & Wanderley, 1938).

Por outro lado, para Rüegg (1952), a Formação Chonta, correlativa à Formação Rio Azul é datada como Coniaciano-Maastrichtiano (incluindo todo o Cretácico Superior) com base em estudos feitos com assembleias de cefalópodes recolhidos na parte inferior da Bacia Marañon.

Miura (1972) coloca-a no intervalo Turoniano-Campaniano, argumentando, para tal, que a grande transgressão marinha, que teria ocorrido no Peru, no início do Albiano e atingindo a Bacia do Acre no final no Cenomaniano, teria depositado ali os folhelhos cinza da Formação Rio Azul, que se tornam em ambiente cada vez mais continental em direção a leste.

Esta hipótese parece bem razoável, uma vez que os geólogos que fazem investigações no estado do Acre são unânimes em afirmar que o posicionamento da Formação Divisor, no Cretácico Superior, está provavelmente relacionado ao Maastrichtiano (BRASIL, 1977).

2.2.3. Formação Divisor

De acordo com Cunha (2007) essa formação é representada pelos arenitos fluviais basais em contato abrupto sobre os folhelhos marinhos e transicionais da Formação Rio Azul e pelos sistemas deposicionais transgressivos associados à Formação Ramón (ver subcapítulo 2.1., Sequência Campaniano Inferior/Eocênico Inferior).

2.2.4. Formação Repouso

Tradicionalmente chamava-se Formação Solimões a toda a cobertura sedimentar cenozoica das bacias do Acre e Solimões (Caputo *et al.*, 1972). Contudo, Caputo & Soares (2016) distinguem como Formação Repouso (ANA, 2015) a unidade essencialmente pelítica, de idade Oligocênico Superior a Miocênico Inferior-base do Miocênico Superior, sobre a qual assenta, em inconformidade, a Formação Solimões, de idade Miocênico Superior-Pliocênico, descrita em afloramento por Moraes-Rego (1930). Os afloramentos da Formação Repouso ainda não estão devidamente cartografados, mas é possível reconhecerem-se na Bacia do Acre e na parte ocidental da Bacia de Solimões.

As primeiras pesquisas geológicas sobre a Formação Solimões, enquanto cobertura cenozoica da Amazônia brasileira ocidental, iniciaram-se com trabalhos desenvolvidos por Chandless (1866) e Orton (1870), que descreveram sequências litológicas fossilíferas presentes na região limítrofe entre Brasil e Peru.

Caputo *et al.* (1971) observaram as semelhanças litológicas regionais e revalidaram o termo criado por Moraes-Rego (1930) como Formação Solimões, para designar o pacote sedimentar que ocorre na porção ocidental da Amazônia brasileira, que cobre, também, territórios do Peru, onde é denominada Formação Pebas, e da Colômbia, onde é referida como Terciário Amazônico (Hoorn, 1993).

Naquela acepção, a Formação Solimões ocuparia uma extensão de aproximadamente 1.000.000 km² (Santos, 1976) e distribuir-se-ia pelas bacias do Acre e Solimões, prolongando-se pelas bacias do Amazonas, Caquetá-Putumayo, na Colômbia e bacias de Pastaza e Ucayali, no Peru (Schobbenhaus *et al.*, 1984; Valderrama & Marmos, 2000).

Na cartografia mais recente da Bacia do Acre (BRASIL, 2015), considera-se que a Formação Solimões aflora em toda área a oeste do Arco de Iquitos, a leste daquele, nos domínios do Rio Solimões, ao norte, no Rio Japurá e, finalmente, ao sul, no Rio Purus (Santos & Silva, 1976; Maia *et al.*, 1977), sendo a unidade litostratigráfica mais importante da bacia, que compreende, igualmente, em sua porção mais a oeste, remanescentes de registro estratigráfico Mesozoico e até Pré-Câmbrico (Cavalcante, 2006) (Fig. 2.8).

2 · ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

A Formação Repouso apresenta fácies de alta energia, constituída essencialmente por rochas sedimentares predominantemente pelíticas, altamente fossilíferas, nomeadamente argilitos com intercalações de siltitos, arenitos finos, calcários e materiais carbonosos (linhito) e micáceos, representativas de ambiente redutor, predominantemente flúvio-deltaico a marinho, com estratificações paralelas e cruzadas tabulares e acanaladas, que é possível analisar em detalhe ao longo do Rio Moa (Maia *et al.*, 1977; BRASIL, 2015), e ao longo do Rio Juruá.

A Formação Solimões, que se sobrepõe à Formação Repouso, inclui essencialmente argilitos e siltitos finamente laminados e maciços, contendo lentes de linhito e turfa, concreções carbonáticas e gipsíferas, além de quantidades menores de sedimentos arenosos (Costa *et al.*, 2013).

A Formação Solimões, entendida como cobertura sedimentar cenozoica das bacias do Acre e Solimões, sempre foi objeto de intensa controvérsia, sobretudo quanto à sua gênese e à idade dos sedimentos que a compõem. Santos (1974) considerou que a Formação Solimões se originou, provavelmente, a partir do Terciário Inferior e que os depósitos desta formação seriam de origem continental, vinculados a um ambiente flúvio-lacustre, semelhante ao atualmente encontrado na região.

Caputo *et al.* (1971) consideraram, por meio de dados geológicos, que a Formação Solimões seria de idade Paleocênico a Pleistocênico, ideia que foi contestada por Barros (1977), que admitiu idade Plio-Pleistocênico e caracterizou esta formação pela presença de argilitos vermelhos. Por meio de estudos geológicos e palinostratigráficos, Maia *et al.* (1977), Cruz (1984), Latrubesse (1992), Hoorn (1993) e Latrubesse *et al.* (1997) indicaram idade neogênica à sedimentação mais superficial da referida formação.

Maia *et al.* (1977) analisaram a Formação Solimões do ponto de vista biostratigráfico, defendendo que o seu registro paleontológico indicaria uma idade situada no intervalo Miocênico a Pliocênico, alcançando o Oligocênico nas suas partes de maior espessura.

Cruz (1984), com base em associações esporopólicas, estabeleceu três zonas palinológicas, correspondendo ao Miocênico, Miocênico/Pliocênico e Pliocênico, e relacionou a Formação Solimões a um ambiente deposicional fluvial meandrante e lagos formados por canais abandonados.

ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO · 2

Hoorn (1993) e Räsänen *et al.* (1998) relacionaram a Formação Solimões a um sistema lacustre que cobria inteiramente a Amazônia Ocidental e que teria uma estreita conexão com o mar do Caribe e os rios que drenavam a partir dos Andes, em processo de soerguimento; os rios ingressavam neste lago pelo oeste, passando através de uma zona costeira aluvial de antearco relativamente estreita.

Os sedimentos que integram a Formação Solimões ter-se-iam depositado em conexão com a orogenia andina durante o Neogênico, em um ciclo flúvio-lacustre, com episódios de incursões marinhas durante o Miocênico Inferior e Médio (Hoorn, 1993), devido ao aumento global do nível dos oceanos (Haq *et al.*, 1987).

Latrubesse *et al.* (1994) confirmaram o intervalo Miocênico Superior/Pliocênico para a deposição das unidades superiores da formação, de onde descrevem uma abundante e variada paleofauna de vertebrados, coletada em toda a sequência exposta, tanto às margens dos rios como nos interflúvios, no topo da formação.

Räsänen *et al.* (1998) concluem que a origem da Formação Solimões vincular-se-ia a um sistema fluvial que drenava a região de leste para oeste, em direção a uma área deprimida posicionada nas bordas da cadeia andina em processo de soerguimento (Orogenia Quéchuá), que também receberia sedimentação de alta energia sob a forma de leques aluviais provenientes da Cordilheira dos Andes.

Latrubesse *et al.* (2007) refutam a tese anterior de que estes sedimentos teriam sido depositados em ambientes marinhos, devido às inconsistências e às interpretações de uma influência de maré, baseados principalmente pelos achados fósseis que estão sempre relacionados com ambientes continentais, ou no máximo, mixoalinos.

Tais sedimentos teriam sido acumulados em ambiente de águas rasas pouco movimentadas, provavelmente lagos rasos a pouco profundos, ou em áreas pantanosas, o que terá gerado as condições de ambiente redutor característico da Formação Solimões e, decorre disso, a abundância de níveis carbonosos e de fósseis e a predominância de sedimentos finos, ocasionalmente com precipitações químicas (Latrubesse *et al.*, 2007).

Para Westaway (2006) a Formação Solimões e correspondentes unidades litológicas nos países vizinhos, apesar de objeto de diversos estudos geológicos e paleontológicos, conduzem a conclusões muitas vezes conflitantes, como por exemplo, a abrangência e duração de incursões marinhas ocorridas durante o Miocênico, que constituem o centro da polêmica.

Só recentemente, Caputo & Soares (2016) reconhecem, na Formação Solimões (em sentido lato), uma unidade inferior (Formação Repouso), com idade Oligocênico Superior a Miocênico Inferior - base do Miocênico Superior, de natureza pelítica, siltítica e arenítica, rica em fósseis, com intercalações de calcários e níveis lenticulares de lenhito, que refletem influência marinha e de transição em várias posições estratigráficas, correlativa da Formação Barreiras, definida na costa brasileira, e da Formação Alter do Chão, definida na Bacia do Amazonas. Apesar da grande quantidade de nomes atribuídos às unidades cenozoicas da bacia do Acre, Caputo & Soares (2016) distinguem, para esta bacia, as formações Repouso, Solimões e Içá, terraços e sedimentos aluviais, destacando o carácter mais completo do seu enchimento quando comparado com o da Bacia de Solimões, e enfatizando a necessidade de aprofundamento de estudos nas unidades da parte inferior do Cenozoico.

2.3. Localização e Enquadramento Estratigráfico dos Perfis Estudados

Os perfis estudados no presente trabalho situam-se em duas áreas geograficamente distintas da Bacia do Acre: ao longo do Rio Moa, que corta o Parque Nacional da Serra do Divisor (descritos em 2.3.1.), e ao longo do Vale do Rio Juruá (descritos em 2.3.2.). No seu conjunto, integram as formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso.

2.3.1. Rio Moa - PNSD

O Rio Moa é um rio brasileiro que banha o estado do Acre e está situado na Serra do Divisor, na fronteira Brasil-Peru (Fig. 2.9). Em sua nascente está o ponto extremo ocidental do Brasil, entre as coordenadas 07° 33' 13"S e 73° 59' 32"W no município de Mâncio Lima, desaguando à margem esquerda do Rio Juruá, no município de Cruzeiro do Sul (Leonardi, 1999).



Figura 2.9 - Vale do Rio Moa - Parque Nacional da Serra do Divisor.

Percorre o Parque Nacional da Serra do Divisor (PNSD) que, de acordo com BRASIL (1977), está dividido em quatro blocos: Serra do Divisor, Serra do Moa, Serra do Jaquirana e Serra Juruá-Mirim; é uma unidade de conservação brasileira de proteção integral da natureza, cujo patrimônio geológico foi recentemente objeto de avaliação qualitativa integrada (Haag & Henriques, 2016) (Fig. 2.10).

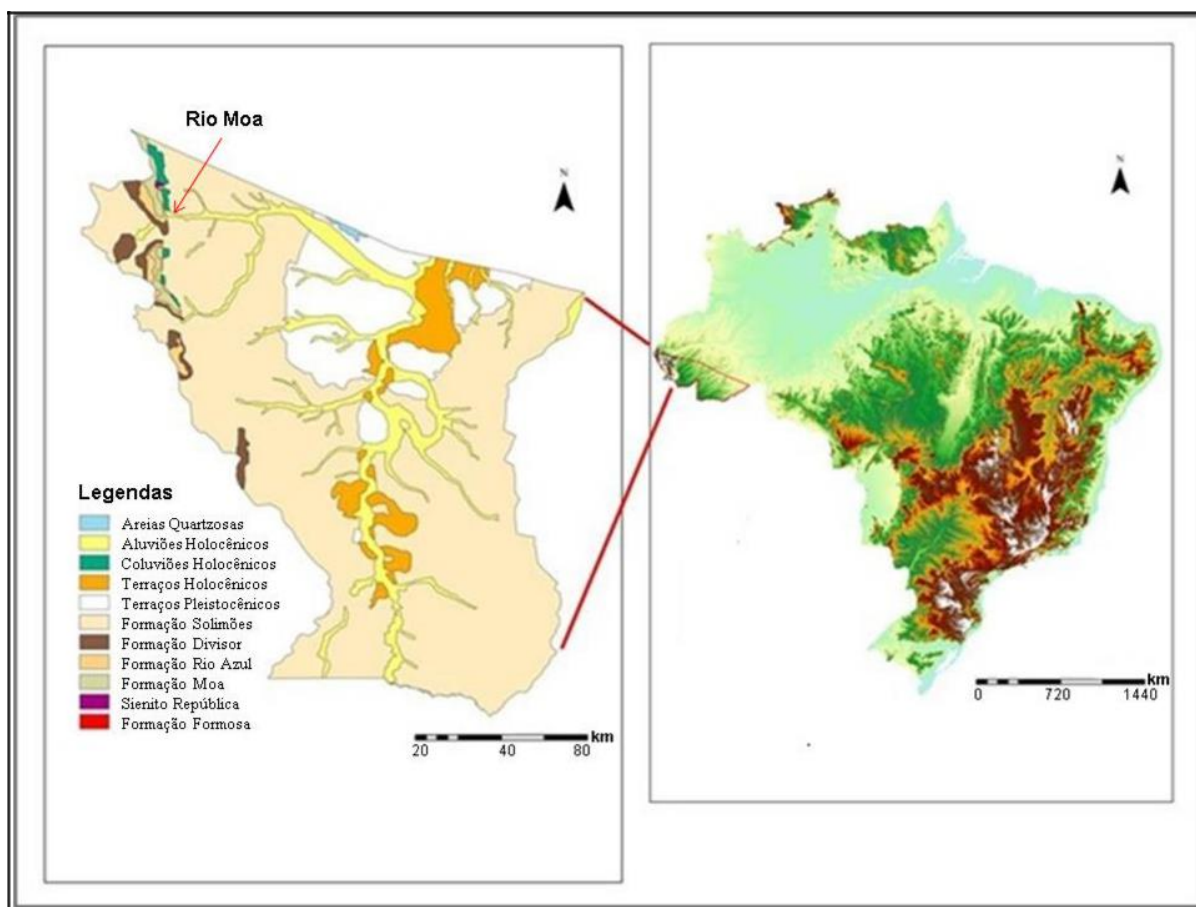


Figura 2.10 - Esboço geológico e localização do Parque Nacional da Serra do Divisor (modificado de ACRE, 2010; retirado de Haag & Henriques, 2014). Ver texto sobre o significado de Formação Solimões quando se refere à Bacia do Acre.

Ao longo do Vale do Rio Moa, desde à sua nascente, próximo à fronteira com o Peru, até a entrada da Serra do Divisor, foram levantados 14 perfis, que se descrevem no capítulo 4; somente em 5 deles foram recolhidas amostras com potencial para estudos palinológicos, sendo que a descrição sistemática de pólenes, esporos, algas, acritarcas e dinoflagelados reconhecidos se apresenta no Capítulo 5 (Fig. 2.11).

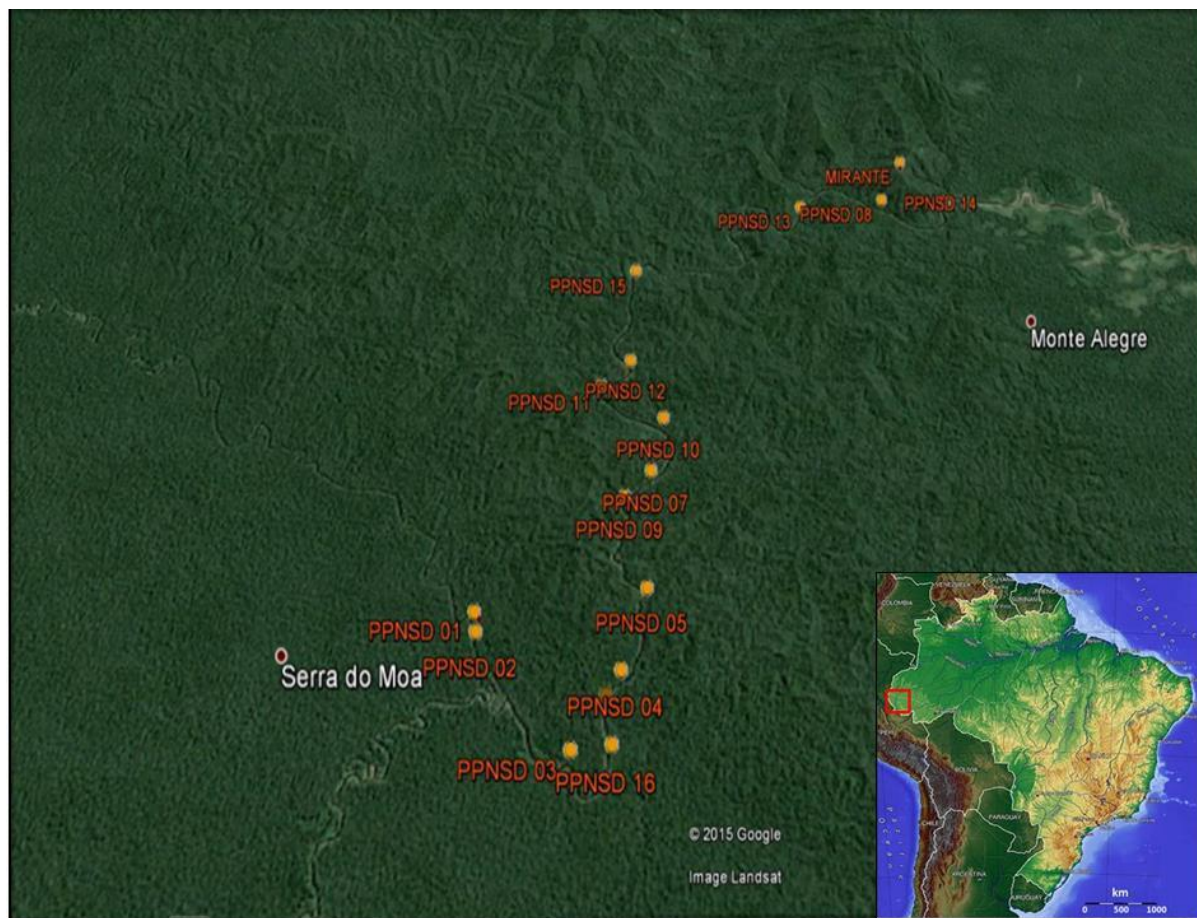


Figura 2.11 - Localização dos perfis efetuados ao longo do Vale do Rio Moya, no Parque Nacional da Serra do Divisor (Fonte: Google Earth, 2015).

Do ponto de vista estratigráfico, as unidades aflorantes correspondem às formações Moya, Rio Azul e Divisor, genericamente caracterizadas pela ocorrência de rochas sedimentares neopaleozoicas, mesozoicas e cenozoicas (Cunha, 2007).

2.3.2. Vale do Rio Juruá

O Rio Juruá nasce no Serro das Mercês (Serra da Contanama, Peru) a 453 metros de altitude, um dos mais importantes afluentes da margem direita do Rio Amazonas e o segundo rio mais meandriforme do mundo (Mendonça, 1989) (Fig. 2.12).

2 · ENQUADRAMENTO DAS ÁREAS DE ESTUDO

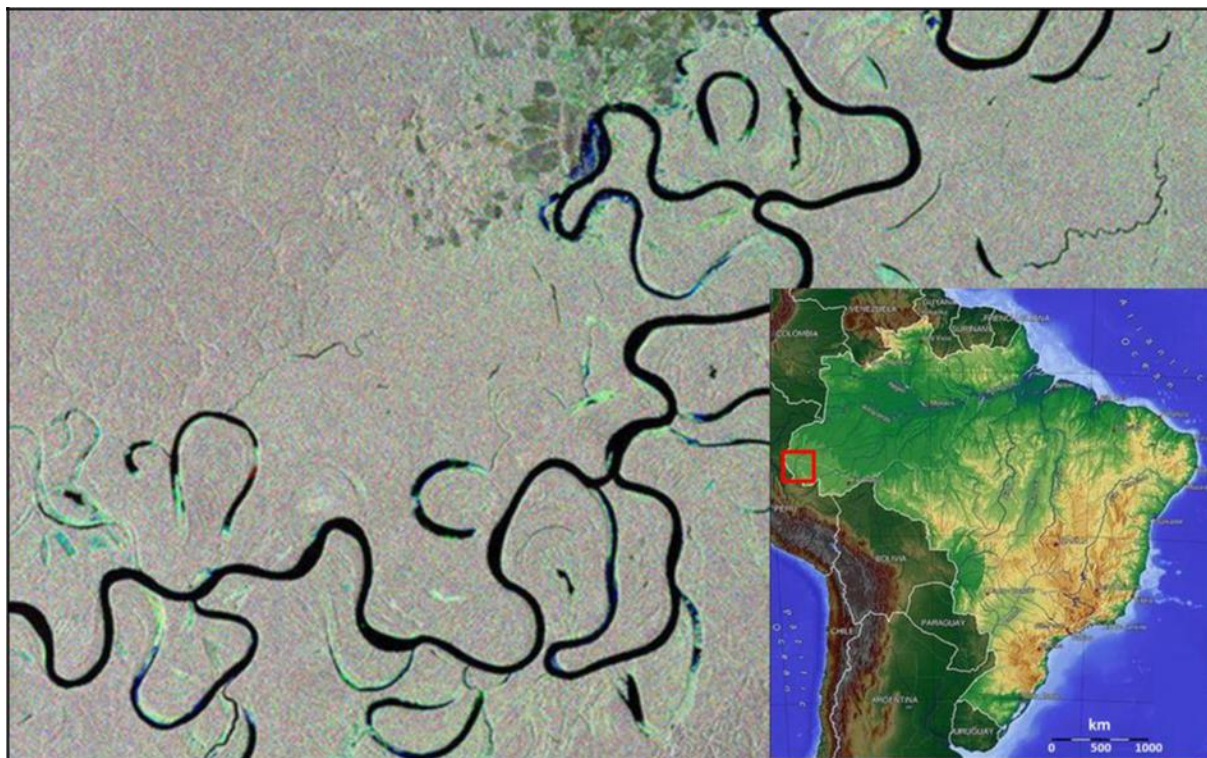


Figura 2.12 - Vista aérea do Rio Juruá, exibindo o seu traçado meandriforme característico (Fonte: ESA, 2012).

Possui 2.414 quilômetros de extensão e sua largura, na foz, em frente à Ilha Consciência, próximo da Vila de Tamaniquá, no estado do Amazonas, varia de 350-400 metros. No estado do Acre banha as cidades de Marechal Thaumaturgo, Porto Walter, Rodrigues Alves e Cruzeiro do Sul; no estado do Amazonas, banha as cidades de Carauari, Juruá, Eirunepé, Itamarati, Ipixuna e Canamari. Da sua foz até o Rio Tarauacá, no Acre, a sua largura média é de 140 metros, podendo sofrer variações entre 8-16 metros no nível das águas entre a vazante e a enchente, respectivamente (Mendonça, 1989).

Ao longo do Vale do Rio Juruá, entre os municípios de Marechal Thaumaturgo e a Vila da Foz do Breu, na fronteira com o Peru, foram levantados 30 perfis, tendo-se procedido a recolha de 9 amostras para estudos palinológicos, sendo que somente 5 destas apresentaram potencial para estudos de palinórnorfos, que se descrevem no Capítulo 4, sendo que a descrição sistemática de pólenes, esporos, algas, acritarcas, dinoflagelados e *Incertae sedis* reconhecidos se apresenta no Capítulo 5 (Fig. 2.13).

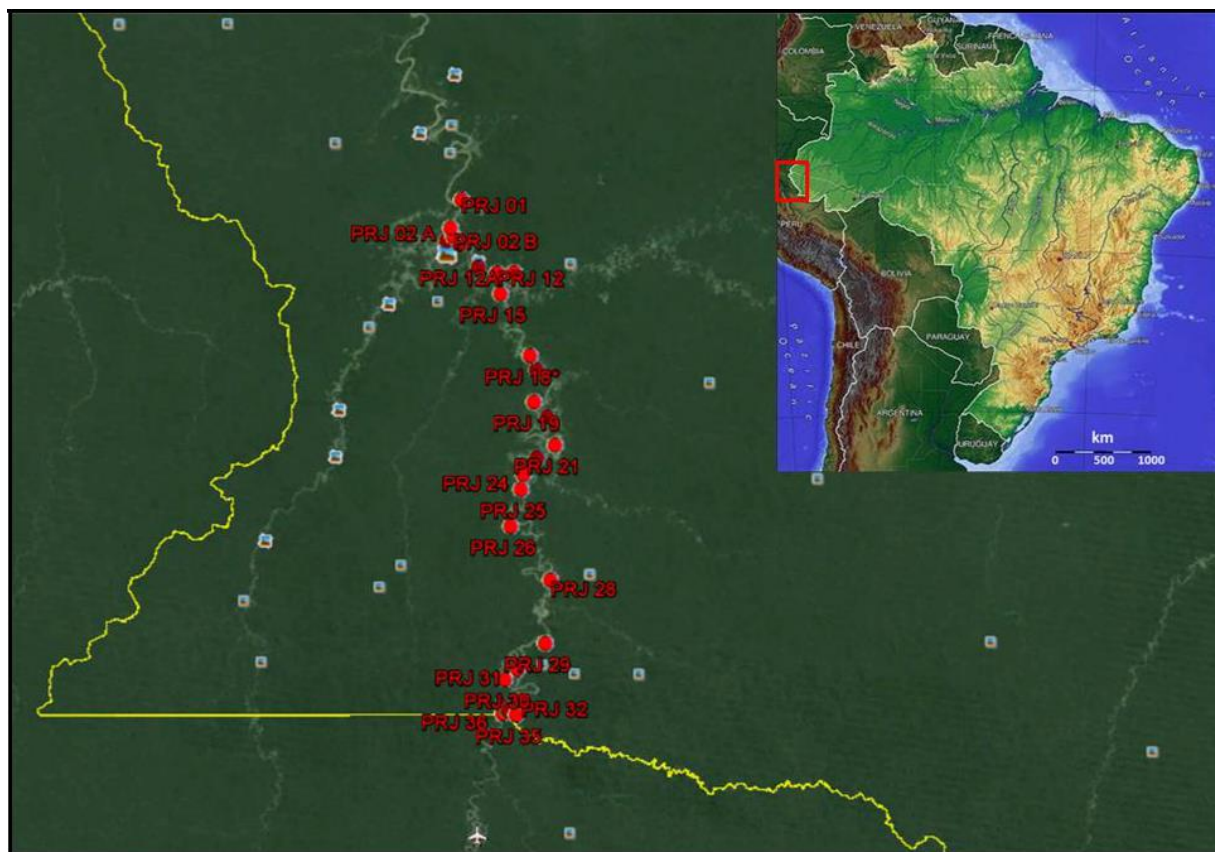


Figura 2.13 - Localização dos perfis efetuados ao longo do Vale do Rio Juruá, entre os municípios de Marechal Taumaturgo e Vila da Foz do Breu (Fonte: Google Earth, 2015).

Do ponto de vista estratigráfico, as unidades ali aflorantes correspondem à Formação Repouso (Oligocênio superior-Miocênio superior), constituída por argilitos, siltitos e arenitos compactos, típicos de ambiente flúvio-deltaico a marinho (ANA, 2015; Caputo & Soares, 2016), reconhecida internacionalmente pelo seu registro fóssil, tal como anteriormente referido por Haag (2011).

Os métodos e técnicas utilizados para a realização do presente estudo, que envolveram trabalho de campo, trabalho laboratorial e trabalho de gabinete apresentam-se de seguida, no capítulo 3.

3• MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO

No presente capítulo descrevem-se os métodos e técnicas utilizados para a realização do presente estudo, que envolveram trabalho de campo (em 3.1), trabalho laboratorial (em 3.2) e trabalho de gabinete (em 3.3).

3.1. Trabalho de campo

A realização de trabalho de campo na floresta amazônica é fortemente condicionada, o que justifica a relativa escassez de literatura relativa à localização e caracterização de afloramentos adequados para se proceder a amostragem para estudos palinológicos. O acesso aos afloramentos, maioritariamente localizados ao longo de tributários do Amazonas, de que são exemplo os rios Moa e Juruá, só é possível por barco, e apenas durante a estação seca, isto é, de julho a setembro (Haag & Henriques, 2016).

Além disso, a falta de infra-estruturas de apoio às atividades de campo representa dificuldades acrescidas para o levantamento de perfis estratigráficos e realização de amostragem que, no caso de estudos palinológicos, requerem ainda a ocorrência de litologias muito particulares.

Acresce que a região em apreço se situa numa das rotas do narcotráfico oriundo do Peru, de elevado risco, nem sempre sendo possível ter o apoio do Exército Brasileiro para garantia de segurança dos investigadores, até porque a fronteira com o Peru, quando não é definida através de um curso de água, é difícil de reconhecer em plena floresta, uma vez que não está referenciada com nenhum tipo de marca física ou estas, quando existentes, estão recobertas pela vegetação.

Assim, a seleção dos perfis, para a realização de amostragem, iniciou-se por uma exaustiva revisão da literatura sobre a geologia das regiões referentes ao Rio Moa e ao Rio Juruá, ambos localizados no estado do Acre, com o intuito de identificar e caracterizar as áreas com registro estratigráfico aflorante, ainda pouco conhecidas ou mesmo desconhecidas para a referida área de estudo.

A amostragem teve como objetivo a recolha de amostras de rochas sedimentares ao longo das margens do Rio Moa, desde a entrada do Parque Nacional da Serra do Divisor (PNSD), até a fronteira com o Peru (coordenadas UTM: 641.894E; 9.171.277S a 646.483E; 9.176.697S), e no Rio Juruá (Vale do Juruá), entre o município de Marechal Taumaturgo e a Vila da Foz do Breu (coordenadas UTM: 745.061E; 9.015.851S a

749.261E; 8.959.007S), na fronteira com o Peru, locais estes com difícil reconhecimento dos limites entre as unidades e de difícil acesso.

Os trabalhos de campo realizados no Rio Moa, localizado no interior do PNSD, ocorreram entre os dias 17 e 22 de agosto de 2014, com o apoio de dois barcos e a participação de 6 investigadores, numa viagem de aproximadamente 24 horas até a base de apoio do Instituto Chico Mendes de Biodiversidade - ICMBio, onde a equipe ficou instalada (Fig. 3.1).



Figura 3.1 - Logística e base de apoio do Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade - ICMBio, localizado no Parque Nacional da Serra do Divisor. Da imagem esquerda, superior, para a direita, em sentido horário: subida do Rio Moa; aldeia indígena; base de apoio do ICMBio, na entrada do PNSD; e corredeiras do Rio Moa.

As coordenadas geográficas dos perfis estudados e amostrados no Rio Moa estão representadas no Quadro 3.1. Foi possível realizar amostragem em afloramentos das

3 · MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO

Formações Moa, Rio Azul e Divisor, localizados às margens do rio, que foi percorrido até ao limite de navegabilidade, tendo sido impossível aceder à Formação Ramón, cujos afloramentos já se situam em trechos impenetráveis.

Quadro 3.1 - Coordenadas geográficas dos perfis levantados e amostrados (a sombreado amarelo) ao longo do Rio Moa, Parque Nacional da Serra do Divisor. Com * assinalam-se os afloramentos cujas amostras revelaram a presença de palinórfos.

Ponto	Coordenadas UTM: 18L		Cota (m)
	Oeste (E)	Sul (S)	
PPNSD 01	641.849	9.171.277	249
PPNSD02*	641.887	9.171.095	232
PPNSD03	642.888	9.470.077	233
PPNSD04	643.304	9.170.744	244
PPNSD05	643.512	9.171.512	225
PPNSD07*	643.496	9.172.726	254
PPNSD08	646.222	9.176.252	234
PPNSD09*	643.239	9.172.432	231
PPNSD10	643.603	9.173.333	227
PPNSD11*	642.904	9.173.694	234
PPNSD12	643.207	9.474.020	223
PPNSD13	645.200	9.176.153	223
PPNSD14	647.021	9.176.256	230
PPNSD15*	643.206	9.175.215	232

Foram percorridos aproximadamente 30 km ao longo do Rio Moa, desde a base de apoio (entrada da serra) até a fronteira com o Peru, com 14 afloramentos identificados, sendo que, destes, somente 5 se mostraram adequados para a realização de recolhas para o presente estudo.

Os trabalhos de campo realizados no Rio Juruá, igualmente em meio à floresta amazônica, ocorreram entre os dias 05 e 13 de agosto de 2014. Para a logística, foram utilizados dois aviões de pequeno porte, para o deslocamento entre os municípios de

Cruzeiro do Sul a Marechal Thaumaturgo, ponto de partida para as atividades no Rio Juruá.

Estas realizaram-se com o apoio de três barcos para transporte dos equipamentos necessários, além dos 11 investigadores da equipe, tendo-se percorrido aproximadamente 100 km ao longo do rio, entre o município de Marechal Thaumaturgo e a Vila da Foz do Breu, na fronteira com o Peru.



Figura 3.2 - Logística para a realização dos trabalhos de campo no Vale do Rio Juruá, município de Marechal Thaumaturgo.

Foram identificados 30 afloramentos, todos referentes à Formação Repouso, sendo que, destes, 9 se mostraram adequados para a realização de recolhas para o presente estudo, e destes, somente 5 revelaram conteúdo em palinórfos (assinalados na tabela com *).

3 · MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO

As coordenadas geográficas dos perfis estudados e amostrados no Vale do Rio Juruá apresentam-se no Quadro 3.2.

Ponto	Coordenadas UTM: 18L		Cota (m)
	Oeste (E)	Sul (S)	
PRJ01	745.061	9.015.851	211
PRJ02A*	743.795	9.012.744	203
PRJ02B	744.091	9.011.842	206
PRJ02C	743.795	9.012.744	205
PRJ06	743.347	9.011.374	207
PRJ06B	743.347	9.011.374	207
PRJ07*	744.802	9.010.964	208
PRJ09	746.867	9.008.405	210
PRJ12	748.984	9.007.730	211
PRJ12A*	750.858	9.007.757	213
PRJ15	749.330	9.005.433	211
PRJ18	752.574	8.998.550	210
PRJ18B*	753.290	8.996.993	214
PRJ19	752.992	8.993.422	221
PRJ19A	743.347	9.011.374	223
PRJ20A	754.458	8.991.767	215
PRJ21	755.293	8.988.649	213
PRJ23D*	753.268	8.987.267	214
PRJ24	751.772	8.985.421	224
PRJ25	751.468	8.983.774	216
PRJ26A	750.295	8.979.692	226
PRJ28	754.682	8.973.725	226
PRJ29	754.052	8.966.729	235
PRJ30	749.519	8.962.752	232
PRJ31	750.945	8.963.910	224
PRJ32	751.332	8.960.451	226
PRJ33	749.850	8.959.333	234
PRJ34	749.197	8.959.844	231
PRJ35	750.766	8.958.820	234
PRJ36	749.261	8.959.007	299

Quadro 3.2 - Coordenadas geográficas dos perfis levantados e amostrados (a sombreado amarelo) ao longo do Vale do Rio Juruá. Com * assinalam-se os afloramentos cujas amostras revelaram a presença de palinórfos.

De cada afloramento foi recolhido aproximadamente 500 gramas de rochas sedimentares de granulometria fina e de cor escura (argilitos e siltitos) e, em alguns casos, amostras de rochas com granulometrias um pouco mais grosseiras, também de cor escura, todas armazenadas em sacos plásticos e devidamente identificadas.

Quanto à identificação das amostras, para o Rio Moa, no Parque Nacional da Serra do Divisor, utilizou-se a sigla “PPNSD” e, para o Rio Juruá, a sigla “PRJ”, onde o número é referente ao afloramento, e a letra, o nível onde foi recolhida (Fig. 3.3).



Figura 3.3 - Armazenagem e identificação das amostras recolhidas para a realização do presente estudo.

A recolha da amostragem foi antecedida da realização de perfis estratigráficos detalhados de cada um dos afloramentos, que incluem localização geográfica, determinação da espessura e das relações entre das diferentes unidades estratigráficas, descrição dos materiais e estruturas sedimentares presentes, bem como do conteúdo fóssil passível de identificação *in situ*.

Para a realização do presente estudo, dos 45 afloramentos analisados, ao longo de aproximadamente 130 quilômetros entre os rios Moa e Juruá, somente em 14 se procedeu à recolha de amostras.

Todos os demais foram descartados, devido ao alto grau de oxidação exibido pelos sedimentos, uma vez que os mesmos ficam submersos entre os meses de outubro a junho, em consequência do longo período de precipitação anual que se registra na região amazônica.

Devido às dificuldades de acesso e ao nível das águas, quando possível foram recolhidas amostras da base, dos níveis intermediários e/ou do topo de cada afloramento.

No capítulo 4 apresenta-se a descrição detalhada dos perfis aflorantes ao longo do Rio Moa - Parque Nacional da Serra do Divisor e do Vale do Rio Juruá, que foram objeto de amostragem para estudo palinológico.

3.2. Trabalho laboratorial

As amostras recolhidas foram preparadas no Laboratório de Palinologia do Laboratório Nacional de Energia e Geologia (LNEG), de São Mamede de Infesta (Portugal), seguindo o protocolo laboratorial de preparação de amostras palinológicas, de acordo com Wood *et al.* (1996) e Riding & Warny (2008), descrito a seguir:

I - Fase inicial

1º - As amostras foram fragmentadas manualmente até que ficassem em pedaços com tamanho reduzido ($\pm 1 \text{ cm}^3$);

2º - Posteriormente, as amostras foram lavadas em água corrente e filtrada para a remoção de poeiras e raízes, e acondicionadas em frascos plásticos, devidamente identificados (Fig. 3.4);



Figura 3.4 - Armazenagem e identificação das amostras após a primeira lavagem.

II - Desmineralização

MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO · 3

1° - Em uma *hotte*, devido à toxicidade e periculosidade dos ácidos, foram acrescentados 200 ml de ácido clorídrico (HCl 33%) em cada frasco plástico. Para tanto, foram utilizados todos os equipamentos de proteção individual (EPI), como bata, avental, viseira, óculos próprios e luvas resistentes;

2° - Respeitando as normas de segurança, os frascos foram colocados em uma bacia com água fria, para caso de haver reação muito forte do ácido;

3° - O material permaneceu em repouso por 3 dias, sendo mexido duas a três vezes ao dia para uma melhor reação do ácido e dissolução dos minerais;

4° - Para proceder à neutralização do HCl, ao fim do terceiro dia, o ácido clorídrico foi retirado e armazenado para reciclagem, e as amostras lavadas por 4 vezes, respeitando-se o tempo de decantação do material em suspensão, o que levou dois dias;

5° - Após a neutralização foram acrescentados 200 ml de ácido fluorídrico (HF 48%) em cada frasco, que ficaram em uma *hotte* por 4 dias, sendo mexidos duas vezes ao dia;

6° - Após o fim desse processo, o HF foi vertido em garrações próprios (para posterior reciclagem/destruição) e o material decantado foi lavado por 4 vezes, respeitando-se o tempo para a decantação do mesmo (Fig. 3.5);



Figura 3.5 - Armazenagem do HF para posterior reciclagem/destruição.

3 · MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO

7° - Após a neutralização do HF, o material foi levado ao microscópio, em lâminas de vidro, para uma análise prévia e, devido a grande quantidade de minerais ainda presentes (argilas), foi submetido novamente ao HCl (33%) a quente, por 2 minutos, ficando em repouso por 3 dias para total decantação; após esse tempo, foi lavado três vezes para a neutralização do ácido, respeitando-se o tempo de decantação entre as lavagens;

8° - Após total neutralização do HCl, foram adicionados 200 ml de HF em cada amostra, onde ficaram reagindo por três dias; após esse tempo, foram lavadas por quatro vezes para total neutralização do ácido, respeitando-se o tempo de decantação entre as lavagens e, como anteriormente, o HF foi vertido em garrações próprios para posterior reciclagem/destruição;

9° - Após a neutralização do HF, as amostras foram filtradas em filtro com *mesh* de 10 μm , com auxílio de um esguicho de água filtrada e vareta (muito lentamente para evitar o rompimento do filtro e destruição dos palinórfos), até a água sair totalmente límpida;

10° - O resíduo resultante no filtro, após o processo de ataque com ácidos, foi armazenado em frascos plásticos (dois de cada amostra), devidamente identificados (Fig. 3.6);



Figura 3.6 - Resíduos finais, devidamente identificados.

MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO · 3

11° - Com o auxílio de uma pipeta plástica descartável, aproximadamente 2 ml do resíduo foi colocado sobre uma lâmina de vidro e examinado ao microscópio biológico, marca Zeiss, para uma análise prévia do mesmo;

12° - O filtro, após cada filtração, foi lavado em água corrente filtrada e com detergente neutro, de modo a evitar contaminação entre as amostras.

III - Fase final

1° - Foram confeccionadas 16 lâminas de cada amostra, sendo 08 não coradas e 08 coradas com corante Safranina, para caso de os palinomorfos (acritarcas e dinoflagelados) apresentarem coloração muito clara, como apresentado no Quadro 3.3.

Quadro 3.3. - Lista de identificação das lâminas confeccionadas.

Parque Nacional da Serra do Divisor		Rio Juruá	
Não coradas	Coradas "S"	Não coradas	Coradas "S"
PPNSD02 (1 - 8)	PPNSD02 (9 - 16)	PRJ02A (1 - 8)	PRJ02A (9 - 16)
PPNSD07 (1 - 8)	PPNSD07 (9 - 16)	PRJ07-B2 (1 - 8)	PRJ07-B2 (9 - 16)
PPNSD09-F (1 - 8)	PPNSD09-F (9 - 16)	PRJ12A-B (1 - 8)	PRJ12A-B (9 - 16)
PPNSD09-G (1 - 8)	PPNSD09-G (9 - 16)	PRJ18B-A (1 - 8)	PRJ18B-A (9 - 16)
PPNSD11-B (1 - 8)	PPNSD11-B (9 - 16)	PRJ19-A (1 - 8)*	PRJ19-A (9 - 16)*
PPNSD15-E (1 - 8)	PPNSD15-E (9 - 16)	PRJ21-A (1 - 8)*	PRJ21-A (9 - 16)*
Total de lâminas: 224		PRJ23-D (1 - 8)	PRJ23-D (9 - 16)
		PRJ34-A (1 - 8)*	PRJ34-A (9 - 16)*
PPNSD = 96		PRJ = 128	* Estéril

2° - Em um dos frascos (de cada amostra) foram colocadas 3 gotas de Safranina, deixando-se reagir por 3 minutos e agitando-se muito lentamente, para coloração dos palinomorfos mais translúcidos (Fig. 3.7);

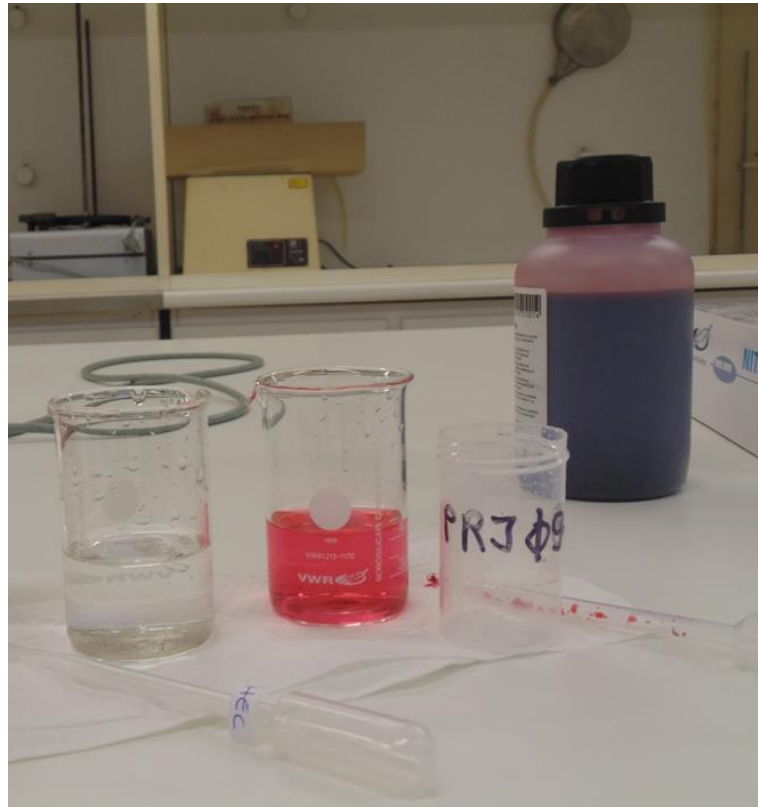


Figura 3.7 - Coloração de amostras para observação de palinomorfos mais translúcidos.

3° - Após o tempo de coloração as amostras foram filtradas em um filtro com *mesh* de 10 μm e lavadas em água corrente e filtrada até que ficasse totalmente límpida e incolor e, com o auxílio de uma pipeta plástica descartável, o resíduo foi recolhido e colocado novamente no frasco de origem (Fig. 3.8);

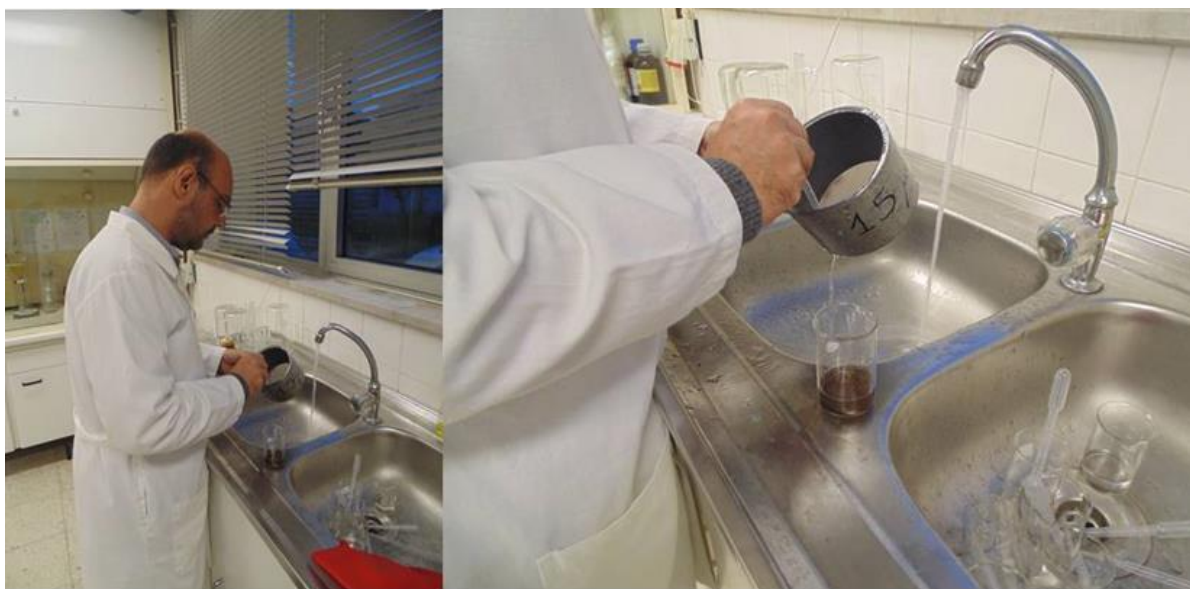


Figura 3.8 - Lavagem das amostras para retirada do excesso de corante Safranina.

4° - Para a preparação dos resíduos, foram adicionados aproximadamente 10 ml de dispersante Hidroxietilcelulose (HEC) em cada frasco, para evitar a aglutinação dos palinomorfos (Fig. 3.9);

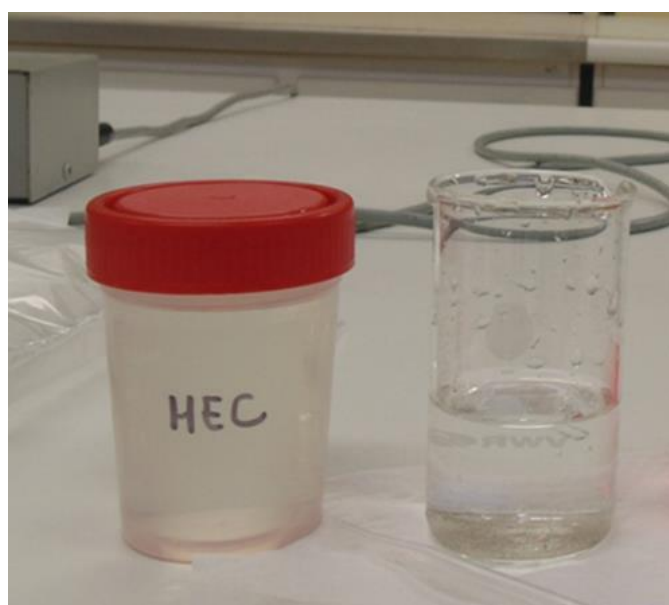


Figura 3.9 - Adição de dispersante HEC para evitar a aglutinação dos palinomorfos.

3 · MÉTODOS E TÉCNICAS DE ESTUDO

5° - Com o auxílio de uma pipeta plástica descartável, aproximadamente 2,5 ml de resíduo líquido de cada amostra foi colocado em lamelas de vidro, devidamente identificadas (08 coradas e 08 não coradas) e levadas à estufa a 25°C durante 24 a 48 horas. Após totalmente secas, partiu-se para a confecção das lâminas (Fig. 3.10);



Figura 3.10 - Lamelas com as amostras para secagem à estufa.

6° - As lâminas foram identificadas com etiquetas adesivas e referenciadas quanto a coradas ou não, sendo acrescentada uma letra “S” na etiqueta quando das amostras coradas com corante Safranina;

7° - Para a selagem das lâminas foram colocadas duas a três gotas de resina Entellan® na lâmina e a lamela colocada por cima, lentamente e na diagonal, para evitar a formação de bolhas de ar, e deixadas secar naturalmente por dois dias (Fig. 3.11);



Figura 3.11 - Confeção das lâminas e selagem com resina Entellan®.

8° - Depois de prontas, as lâminas foram visualizadas em microscópio óptico, com objetiva de 100x, para análise prévia do material (Fig. 3.12).



Figura 3.12 - Análise prévia das lâminas em microscópio biológico.

3.3. Trabalho de gabinete

As lâminas foram analisadas nos laboratórios de palinologia do Instituto Geológico y Minero de España (IGME), em Madrid (Espanha) e da Unviersidade Federal do Mato Grosso, em Cuiabá (Brasil), e encontram-se depositadas no Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Acre, Campus Floresta.

Para a leitura das lâminas foram utilizadas as objetivas de 10x e 40x e, em alguns casos, de 100x, varrendo-as em sentidos verticais consecutivos, da esquerda para a direita e de cima para baixo, a fim de registrar e fotomicrografar todos os palinomorfos. A partir do registro fotográfico, com as objetivas de 40x e 100x, os palinomorfos foram identificados e classificados em seus respectivos grupos.

A análise quantitativa foi utilizada para fornecer aporte à interpretação paleoambiental, com a contagem de no mínimo 300 grãos de palinomorfos por amostra. Quando o número de grãos não foi significativo, estas foram descartadas.

O estudo sistemático foi feito por comparação com paleopalinomorfos descritos para o Meso-Cenozoico dos países da região norte da América do Sul, como Brasil, Peru, Bolívia, Colômbia, Venezuela e Guianas, além de outros países onde foram encontradas evidências de floresta tropical úmida durante este período, incluindo aqueles com ausência total de florestas, bem como Argentina, Chile, Egito, Marrocos, Sudão, Sudão

do Sul, República de Camarões, Costa do Marfim, Argélia, Senegal, Gana, Nigéria, países da Europa, Oriente Médio, entre outros.

A descrição sistemática de pólenes, esporos, algas, acritarcas, dinoflagelados e *Incertae sedis* reconhecidos nas associações registradas dos perfis estudados, apresentam-se no capítulo 5.

As identificações foram feitas ao nível específico, quando possível, e ao nível genérico, utilizando-se a classificação de Iversen & Troels-Smith (1950), e com o apoio de bancos de dados eletrônicos, como *A Morphological Electronic Database of Cretaceous-Tertiary and Extant pollen and spores from Northern South America*, Vers. 2014; *Paleobotany.ru*; *Smithsonian's National Museum of Natural History, Panamá*, bem como do *Fossilworks: Gateway to the Paleobiology Database*.

Para a análise biostratigráfica foram realizados os procedimentos tradicionais, que levam em consideração a presença e/ou ausência de marcadores biostratigráficos na determinação de idade dos depósitos.

A interpretação dos dados baseou-se em literatura relativa aos quadros biostratigráficos propostos para o norte da América do Sul (Germeraad *et al.*, 1968; Regali *et al.*, 1974a,b; Lorente, 1986; Muller *et al.*, 1987; Hoorn, 1993; Jaramillo & Dilcher, 2001; Leite, 2006; Latrubesse *et al.*, 2007; Silva, 2008; Silva-Caminha *et al.*, 2010; Latrubesse *et al.*, 2010; e Jaramillo *et al.*, 2011), e os resultados são apresentados no capítulo 6.

As interpretações paleoambientais basearam-se na análise palinológica e em estudos publicados, relativos a afinidades botânicas e paleoecológicas (Hoorn, 1993, 1994b; Yamamoto, 1995; Leite *et al.*, 1997; Jaramillo & Dilcher, 2001; Leite, 2006; Silva-Caminha *et al.*, 2010; Jaramillo *et al.*, 2011, entre outros).

Os palinomorfos foram fotomicrografados em fotomicroscópio Optika, modelo B-290TB, 100x e as estampas foram feitas utilizando-se o software Corel DRAW X6 (64 bit); os perfis e mapas com a utilização do software Adobe® Illustrator CC 2019.

Para a georreferenciação dos perfis amostrados foi utilizado o software ArcGIS 10.5 - Esri, que foram sobrepostos aos ortofotomapas do Google Earth.

As lâminas encontram-se depositadas no Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Acre, Campus Floresta.

4•DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

4 · DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

Neste capítulo apresenta-se a descrição dos perfis aflorantes ao longo do Rio Moa-Parque Nacional da Serra do Divisor (em 4.1) e do Vale do Rio Juruá (em 4.2), que foram objeto de amostragem para estudo palinológico.

4.1. Rio Moa - Parque Nacional da Serra do Divisor

No presente trabalho foram levantados 29 perfis, todos localizados no Parque Nacional da Serra do Divisor (ver Fig. 3.11), que integram as formações Moa, Rio Azul e Divisor. Dos perfis levantados, 9 foram amostrados, sendo que destes, somente 5 apresentaram potencial palinológico, com 6 amostras, sendo 4 totalmente estéreis.

4.1.1. Perfil PPNSD02

O perfil PPNSD02 corresponde ao registro sedimentar da Formação Divisor, representada por pelitos marinhos, enquadrados por Cunha (2007) na Sequência Campaniano inferior/Eocênico inferior, isto é, no Cretácico superior-Paleogênico inferior/médio.

Este afloramento localiza-se à margem direita de um tributário do Rio Moa (Rio Ramon), a uma cota de 232 metros, tendo por coordenadas UTM: 18M - 641.887E - 9.171.095S.

É constituído por cerca de 2,5 metros de folhelhos de cor cinza-azulado com laminação plano-paralela, sendo que cerca de 1 metro deste registro apresentava-se submerso (Fig. 4.1).

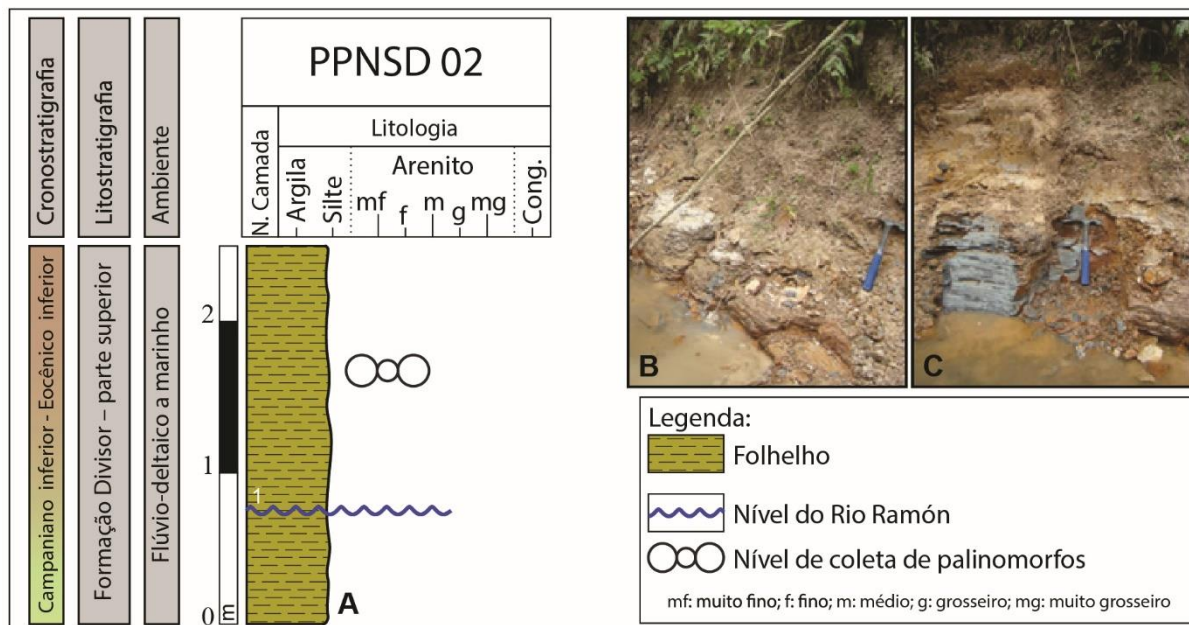


Figura 4.1 - Perfil estratigráfico PPNSD02 (A); aspecto geral do afloramento (B) e do nível de coleta de palinórfos (C).

Neste perfil, foi recolhida uma amostra para análise palinológica (amostra PPNSD02), de onde se recuperaram 1009 espécimes, sendo 375 referentes a pólenes e 4 a esporos. O registro polínico inclui: *Bacumorphomonocolpites tausae*, *Bombacacidites nacimientoensis*, *Cretacaeiporites mulleri*, *Cretacaeiporites* spp., *Cycadopites* spp., *Echimonocolpites coni*, *Echimonocolpites* spp., *Echitricolpites* spp., *Echitricolporites* spp., *Liliacidites variegatus*, *Longapertites proxapertitoides*, *Mauritiidites* spp., *Monoporopollenites* spp., *Proxapertites* spp., *Psilamonocolpites* spp., *Psilaperiporites* spp., *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retistephanocolpites* spp., *Retitricolpites* spp., *Retitricolporites* sp. e *Ulmoideipites krempii*.

Relativamente aos esporos, reconheceu-se *Polypodiisporites* spp..

Para além disso, também se recuperaram 347 espécimes referentes a palinoforaminíferos, 30 espécimes de dinoflagelados, 208 espécimes de acritarcas, 2 espécimes de algas, 32 espécimes de fungos e 11 de *Incertae sedis*.

A presença de *Cretacaeiporites mulleri*, *Bacumorphomonocolpites tausae*, *Ulmoideipites krempii*, e *Bombacacidites nacimientoensis* permite atribuir a idade

Campaniano inferior-Eocênico inferior, corroborando com as idades propostas por Cunha (2007).

4.1.2. Perfil PPNSD07

O perfil PPNSD07 corresponde à parte inferior da Formação Divisor, que Cunha (2007) inclui na Sequência Campaniano inferior/Eocênico inferior, representada pelos arenitos fluviais basais da Formação Divisor, em contato abrupto sobre os folhelhos marinhos e transicionais da Formação Rio Azul e pelos sistemas deposicionais transgressivos associados à Formação Ramón, representada pelos folhelhos e carbonatos que representam a superfície de inundação máxima do Paleocênio.

Situa-se à margem esquerda do Rio Moa, a uma cota de 254 metros, e tem por coordenadas UTM: 18M - 643.496E - 9.172.726S.

É constituído, na base, por cerca de 1,4 metros de folhelho de cor cinzenta muito escura, com intercalações de níveis lenticulares de arenito muito fino de cor branca. Sobre estes, assenta uma bancada de espessura variável (\pm 90 centímetros) de arenitos muito finos e muito friáveis, de cor amarela a laranja, que incluem algumas concreções de pirita com 2 a 3 cm de diâmetro e apresentam laminação plano-paralela descontínua (Fig. 4.2).

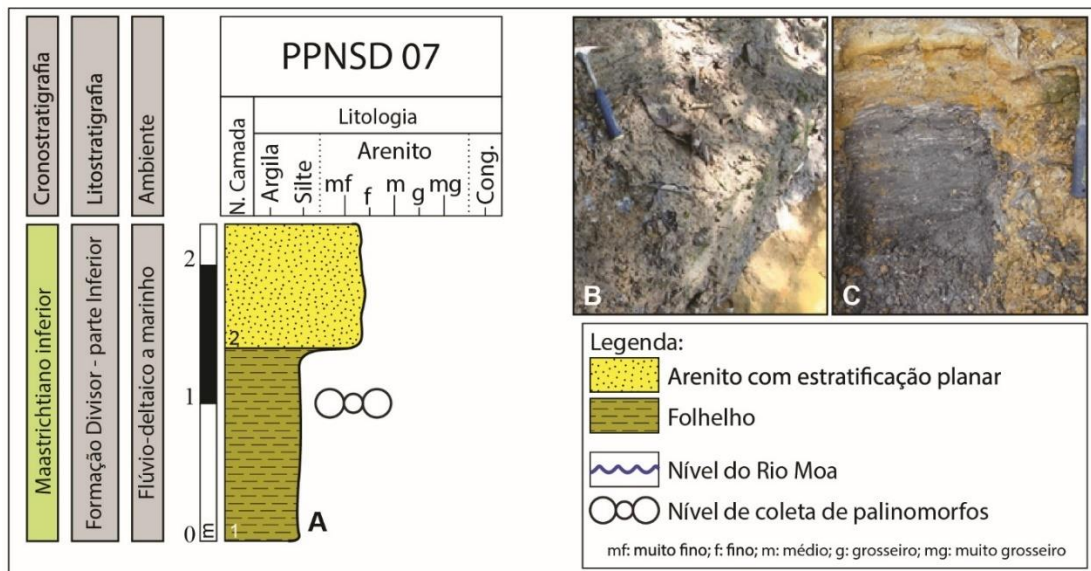


Figura 4.2 - Perfil estratigráfico PPNSD07 (A); aspecto geral do afloramento (B) e de pormenor dos estratos analisados (C).

DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS · 4

Neste perfil, foi recolhida uma amostra para análise palinológica (amostra PPNSD07), de onde se recuperaram 694 espécimes, sendo 299 referentes a pólenes e 4 a esporos. O registro polínico inclui: *Cretacaeiporites scabratus*, *Cratacaeiporites* spp., *Cycadopites* spp., *Echiperiporites* spp., *Echitricolpites* spp., *Echitricolporites* spp., *Longapertites proxapertitoides*, *Loranthacites* spp., *Margocolporites* sp., *Monocolpopollenites* spp., *Monocolpopollenites spheroidites*, *Monosulcites* spp., *Podocarpidites* spp., *Proteacidites* spp., *Psilaperiporites* spp., *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retitricolpites* spp., *Retitricolporites* spp., *Siltaria* spp., *Spirosyncolpites spiralis* e *Tricornites elongatus*.

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Ariadnaesporites longiprocessum*, *Psilatriteles* <25µm, *Psilatriteles* spp. e *Zlivisporis blanensis*.

Para além disso, também se recuperaram 76 espécimes de palinoforaminíferos, 269 espécimes de dinoflagelados, 4 espécimes de algas, 6 espécimes de fungos e 42 de *Incertae sedis*.

Alguns táxons identificados nesse perfil, como *Laevigatosporites tibuenis*, *Verrucatosporites* sp. e *Polypodiaceoisporites* spp. apresentam distribuição estratigráfica muito ampla, não sendo possível empregá-los na determinação de idades.

A ocorrência de *Tricornites elongatus* Regali *et al.* (1974), que corresponde à espécie-índice da Zona *Tricornites elongatus* (PC-64), permite reconhecer a idade Maastrichtiano inferior àquela unidade biostratigráfica no perfil, corroborando com as idades propostas por Cunha (2007).

4.1.3. Perfil PPNSD09

O perfil PPNSD09 integra o Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa, a Formação Rio Azul, que corresponde à sequência Turoniano Superior/Coniaciano/Campaniano Inferior (Cunha, 2007), e a parte inferior da Formação Divisor. Situa-se à margem esquerda do Rio Moa, a uma cota de 231 metros e tem por coordenadas UTM: 18M - 643.239E - 9.172.432S.

A parte superior da Formação Moa é constituída por cerca de 4,5 metros de quartzarenitos de granulometria fina, de cor alaranjada, com laminação plano-paralela e níveis lenticulares de argilito de cor cinzento-escuro e, sobre esta, uma bancada de conglomerado cinzento, com clastos de quartzo e argilito e com matriz argilosa; a este

4 · DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

nível sobrepõe-se a Formação Rio Azul, constituída por uma camada de argilito cinza, com 1,7 metro de espessura e uma bancada de arenito muito fino, de cor laranja e estratificação plano-paralela; por fim, a parte inferior da Formação Divisor, com uma bancada com 1 metro de arenito muito fino, de cor laranja, com estratificação cruzada, intercalada com camadas de argilito cinza e arenito branco, com 1 a 3 cm de espessura, seguida de 3 metros de espessa bancada de arenito com estratificação a plano-paralela (Fig. 4.3).

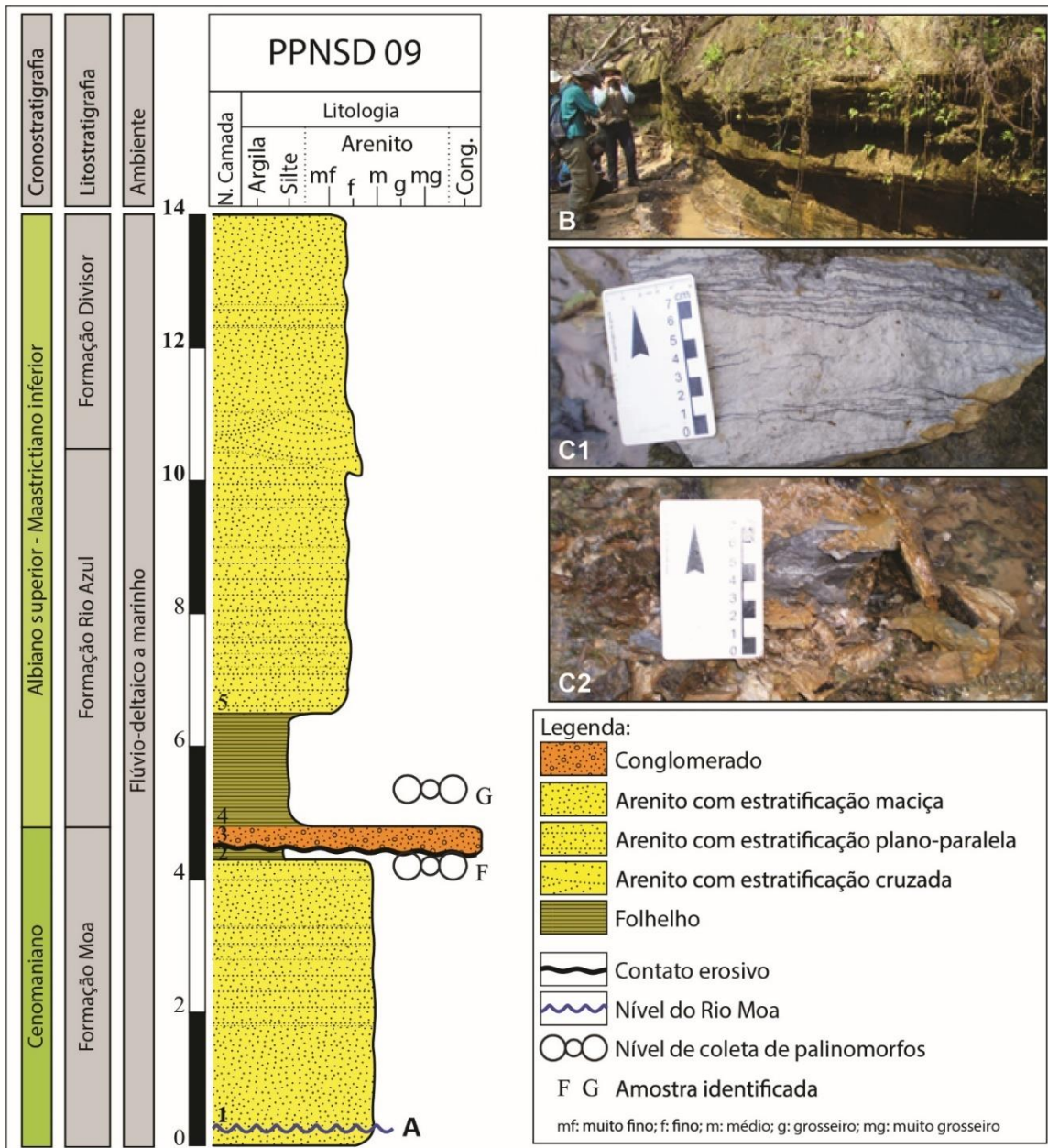


Figura 4.3 - Perfil estratigráfico PPNSD09 (A); aspecto geral do afloramento (B); e níveis de coletas de palinomorfos (C1 e C2).

DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS · 4

Neste perfil foram recolhidas duas amostras para análise palinológica, na parte superior da Formação Moa (amostra PPNSD09-F) e da Formação Rio Azul (amostra PPNSD09-G).

Da amostra PPNSD09-F recuperaram-se 350 espécimes, sendo 307 referentes a pólen e 13 a esporos. O registro polínico inclui: *Gnetaceaepollenites diversus*; *Cretacaeiporites mulleri*, *Cycadopites* spp., *Droseridites senonicus*, *Echitricolpites* spp., *Longapertites* spp., *Monocolpopollenites* spp., *Monocolpopollenites spheroidites*, *Psilaperiporites* spp., *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retitricolpites* spp., *Rhoipites* spp., *Siltaria* spp. e *Stellatopollis* spp..

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Polypodiisporites* spp., *Psilatriletes* >50 µm, *Psilatriletes* spp. e *Retitriletes* spp..

Para além disso, também foram recuperados 7 espécimes de dinoflagelados, 1 espécime de acritarca, 2 espécimes de palinoforaminíferos e 20 de *Incertae sedis*.

A presença de *Gnetaceaepollenites diversus* permite atribuir a idade Cenomaniano à parte superior do Membro Água Branca da Formação Moa.

Da amostra PPNSD09-G recuperaram-se 447 espécimes, sendo 303 referentes a pólen e 25 referente a esporos. O registro polínico inclui: *Cretacaeiporites* spp., *Cycadopites* spp., *Diporopollenites* spp., *Droseridites senonicus*, *Ephedripipes* spp., *Equisetosporites* spp., *Gnetaceaepollenites jansonii*, *Longapertites* spp., *Lundia* spp., *Monocolpopollenites spheroidites*, *Monocolpopollenites* spp., *Monosulcites* spp., *Pytiosporites* spp., *Proteacidites* spp., *Psilaperiporites* spp., *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retitricolpites* spp., *Retitricolporites* spp., *Siltaria* spp., *Spirosyncolpites spiralis* e *Ulmoideipites krempii*.

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Ariadnaesporites spinosus*, *Echitriletes* spp., *Polypodiisporites* spp., *Psilatriletes* >50 µm, *Psilatriletes* spp., *Retitriletes* spp., *Undulatisporites* sp. e *Zlivisporis blanensis*.

Para além disso, também se recuperaram 74 espécimes referentes a palinoforaminíferos, 8 espécimes de dinoflagelados, 6 espécimes de acritarca, 10 espécimes de algas, 1 espécime de escolecodonte e 20 de *Incertae sedis*.

A presença de *Droseridites senonicus* e *Monocolpopollenites spheroidites* permite cofirmar a idade Albiano superior-Maastrichtiano inferior à Formação Rio Azul, ou seja, mais amplo do que aquele atribuído por Cunha (2007).

4.1.4. Perfil PPNSD11

O perfil PPNSD11 corresponde ao registro sedimentar do Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa, que Cunha (2007) atribui ao Albiano superior-Cenomaniano/Turoniano superior-Coniaciano.

Localiza-se igualmente à margem esquerda do Rio Moa, a uma cota de 234 metros, tendo por coordenadas UTM: 18M - 642.904E - 9.173.654S.

É constituído por cerca de 1,55 metros de argilitos cinzentos intercalados com arenitos muito finos, que apresentam laminação plano-paralela, por vezes lenticular (Fig. 4.4).

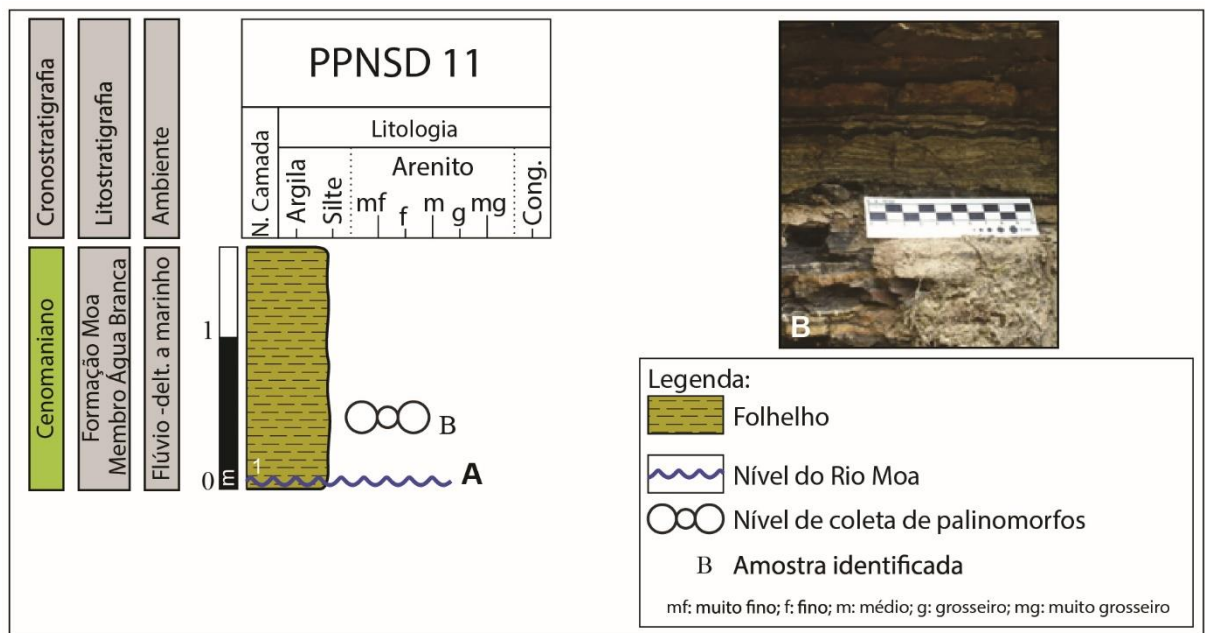


Figura 4.4 - Perfil estratigráfico PPNSD11 (A); aspecto geral do afloramento e nível de coleta de palinomorfos (B).

Da amostra PPNSD11-B recuperaram-se 380 espécimes, sendo 292 referentes a pólenes e 22 a esporos. O registro polínico inclui: *Classopollis classoides*, *Cretacaeiporites* spp., *Cycadopites* spp., *Droseridites senonicus*, *Ephedripites sulcatus*,

DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS · 4

Equisetosporites ambiguus, *Equisetosporites strigatus*, *Longapertites* spp., *Loranthacites* spp., *Monocolpopollenites* spp., *Proteacidites* spp., *Psilamonocolpites* spp., *Psilaperiporites* spp., *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retitricolpites* spp., *Retitricolporites* spp., *Siltaria* spp., *Spirosyncolpites spiralis*, *Steevesipollenites giganteus* e *Stellatopollis densiornatus*.

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Ariadnaesporites potonieii*, *Ariadnaesporites spinosus*, *Ariadnaesporites* spp., *Psilatriletes* 25-50 µm, *Psilatriletes* >50 µm, *Psilatriletes* spp. e *Zlivisporis* sp..

Para além disso, também se recuperaram 11 espécimes de acritarca, 4 espécimes de dinoflagelado e 51 de *Incertae sedis*.

A ocorrência de *Steevesipollenites giganteus* permite reconhecer a Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), que é referida por Regali *et al.* (1974) ao Cenomaniano. Assim, pelo menos na região do PNSD, a parte superior do Membro Água Branca é do Cenomaniano, corroborando com as idades atribuídas por Cunha (2007) à parte superior da Formação Moa.

4.1.5. Perfil PPNSD15

O perfil PPNSD15 corresponde, na sua totalidade, ao registro sedimentar da Formação Moa, da Formação Rio Azul, que corresponde à sequência Turoniano superior/Coniaciano/Campaniano inferior (Cunha, 2007), e à parte inferior da Formação Divisor, que o referido autor atribui ao Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Situa-se à margem esquerda do Rio Moa, a uma cota de 232 metros e tem por coordenadas UTM: 18M - 643.206E - 9.175.215S.

É constituído por cerca de 18 metros de quartzarenitos de granulometria fina, alaranjado na base e esbranquiçado no topo, com laminação plano-paralela, por vezes intercalados com argilitos de cor cinzento-escuro, sendo a base com 2 metros de quartzarenitos de granulometria fina, com muito óxido de ferro, apresentando estratificação maciça; 0,4 metro de quartzarenitos de granulometria muito fina, com laminação plano-paralela e algumas lentes de argilito carbonoso; 0,6 metro de argilito cinzento-escuro; 0,8 metro de quartzarenitos de granulometria fina, com estratificação maciça; 0,5 metro de argilito com estratificação maciça; 1,1 metro de quartzarenitos de granulometria fina e coloração esbranquiçada, com laminação plano-paralela e

4 • DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

intercalação de lâminas de argilito cinzento-escuro; 0,6 metro de argilito cinzento-escuro, com estratificação maciça; 2 metros de quartzarenitos de granulometria fina e coloração cinzento-escuro, com estratificação maciça; 2 metros de quartzarenitos de granulometria fina, de coloração cinzenta, intercalado com argilito cinzento-escuro e estratificação lenticular; 1 metro de quartzarenitos de granulometria fina, coloração cinzenta e estratificação maciça; 7 metros de quartzarenitos de granulometria fina, coloração cinzento-escuro e estratificação maciça (Fig. 4.5).

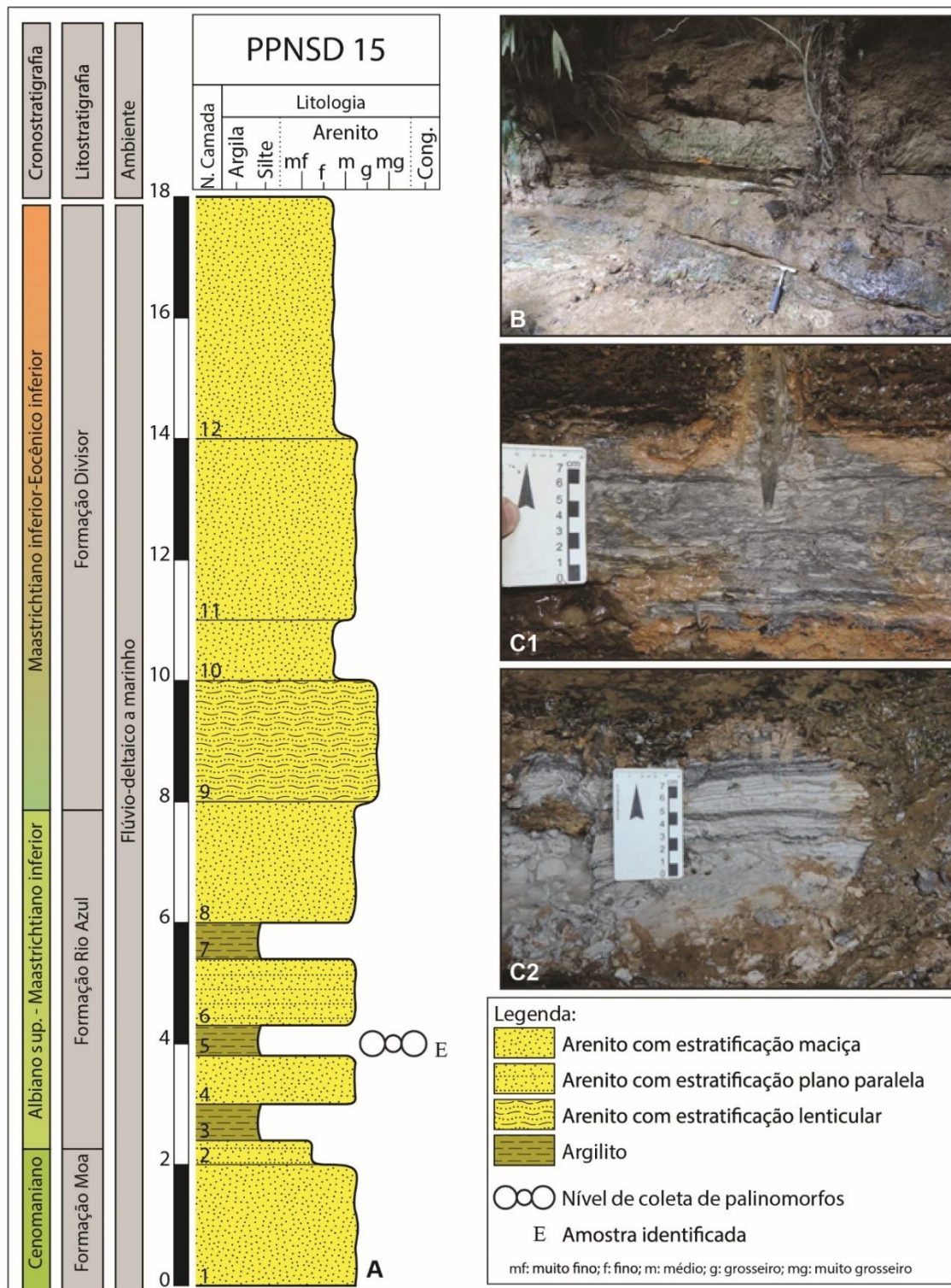


Figura 4.5 - Perfil estratigráfico PPNSD15 (A); aspecto geral do afloramento (B) e dos níveis de coletas de palinórfos (C1 e C2).

4 · DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

Da amostra PPNSD15-E recuperaram-se 538 espécimes, sendo 252 referentes a pólen e 248 a esporos. O registro polínico inclui: *Cretacaeiporites scabratus*, *Cycadopites* spp., *Droseridites senonicus*, *Ephedripites sulcatus*, *Longapertites* spp., *Monocolpopollenites* spp., *Monosulcites* spp., *Proteacidites* spp., *Psilamonocolpites* spp., *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retitricolpites* spp., *Retitricolporites* spp., *Siltaria* spp., *Stellatopollis barghoornii* e *Syncolporites* sp..

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Ariadnaesporites longiprocessum*, *Ariadnaesporites spinosus*, *Ariadnaesporites* spp., *Psilatriletes* spp., *Retitriletes* spp., *Verrucatotriletes* sp. e *Zlavisporis blanensis*. Para além disso, também se recuperaram 4 espécimes de algas e 34 de *Incertae sedis*.

A presença de *Droseridites senonicus* (Jardiné & Magloire, 1965) e de *Ephedripites sulcatus* (Brenner, 1968) permite atribuir a Formação Rio Azul ao intervalo Albiano superior-Maastrichtiano inferior, ou seja, mais amplo do que aquele atribuído por Cunha (2007).

4.2. Vale do Rio Juruá

No presente trabalho, foram levantados 12 perfis, todos localizados ao longo do Rio Juruá, entre o município de Marechal Thaumaturgo e Vila da Foz do Breu, fronteira com o Peru (ver Quadro 3.3), que integram a Formação Repouso. Foram amostrados 9 perfis, dos quais somente 5 apresentaram potencial palinológico, sendo 4 deles estéreis para palinomorfos.

4.2.1. Perfil PRJ02A

O perfil PRJ02A situa-se à margem esquerda do Rio Juruá, a uma cota de 203 metros, e tem por coordenadas UTM: 18L - 743.795E - 9.012.744S. É constituído, na base, por cerca de 1,1 metro de arenito de cor amarelo claro, com laminação plano-paralela e manchas de oxidação de ferro. Sobre este, assenta uma bancada de espessura variável (\pm 80 centímetros) de argilite de cor azul-petróleo com laminação plano-paralela (Fig. 4.6).

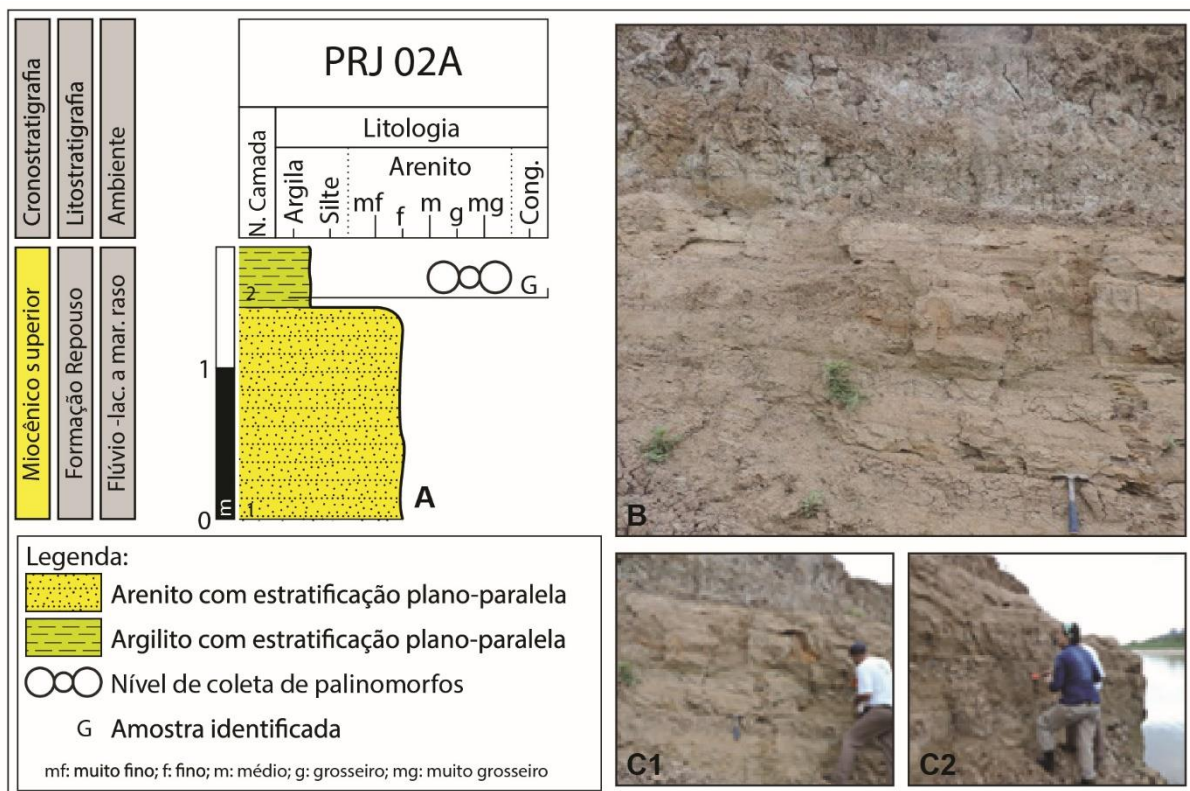


Figura 4.6 - Perfil estratigráfico PRJ02A (A); aspecto geral do afloramento (B) e do nível de coleta de palinomorfos (C1 e C2).

Neste perfil foi recolhida uma amostra para análise palinológica (amostra PRJ02A), de onde se recuperaram 357 espécimes, sendo 104 espécimes de pólenes e 177 de esporos. O registro polínico inclui: *Crotonidaepollenites reticulatus*, *Echiperiporites estelae*, *Echiperiporites lophatus*, *Longapertites* spp., *Monocolpopollenites* spp., *Perisyncolporites pokorny*, *Podocarpidites* spp., *Proxapertites tertiaria*, *Proxapertites* spp., *Psilamoncolpites grandis*, *Psilamoncolpites* spp., *Psilaperiporites* spp., *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp. e *Psilatriporites* spp..

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Laevigatosporites tibuensis*, *Nijssensporites fossulatus*, *Nijssensporites pteridoides*, *Polypodiaceoisporites? amazonensis*, *Polypodiaceoisporites* spp., *Polypodiisporites planus*, *Polypodiisporites* spp. e *Psilatriteles* 25-50 μ m.

Para além disso, também se recuperaram 7 espécimes de algas, 1 espécime de acritarca, 1 espécime de dinoflagelado, 1 espécime de fungo e 66 de *Incertae sedis*.

A presença de *Perisyncolporites pokorny* e *Echiperiporites estelae* (Germeraad *et al.*, 1968), que ocorrem desde o Eocênio médio ao Miocênio superior, e de *Crotonoidaepollenites reticulatus* (Silva-Caminha *et al.*, 2010), que ocorre no Miocênio superior-Pliocênio inferior permite atribuir a idade Miocênio superior à essa parte da Formação Repouso.

4.2.2. Perfil PRJ07

O perfil PRJ07 situa-se à margem direita do Rio Juruá, a uma cota de 208 metros, e tem por coordenadas UTM: 18L - 744.802E - 9.010.964S. É constituído por 7 camadas: 0,5 metro de argilito maciço de cor azul-petróleo; 0,12 metro de arenito médio e quartzo-feldspático com estratificação maciça; 0,03 metro de argilito maciço de cor azul-petróleo; 0,15 metro de arenito muito grosso, com grânulos de quartzo; 0,3 metro de arenito médio de cor amarela, com estratificação cruzada tangencial na base; 0,7 metro de argilito maciço com cimentação carbonática e manchas de oxidação; e 1,8 metro de arenito médio com grânulos de quartzo e estratificação maciça (Fig. 4.7).

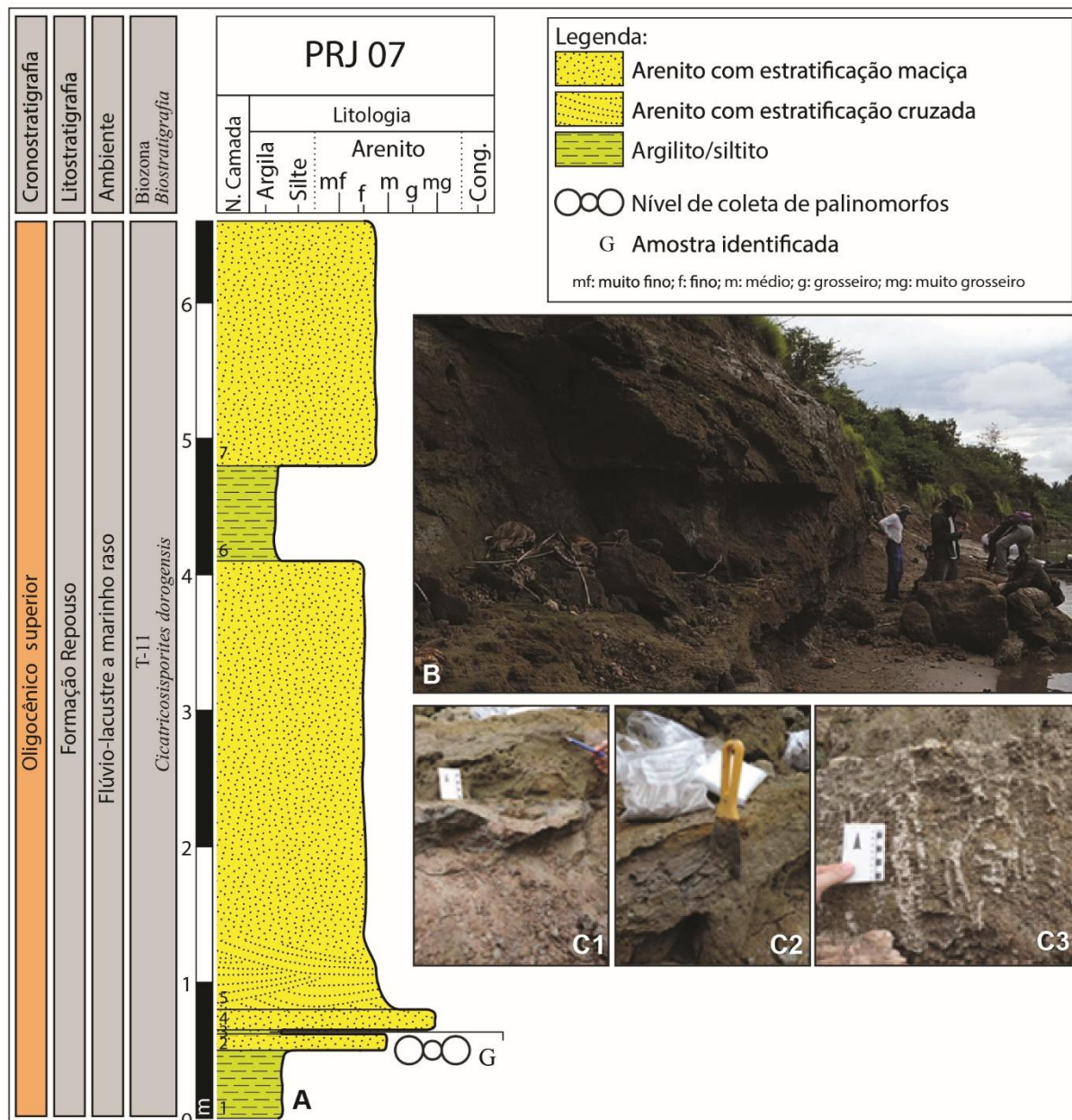


Figura 4.7 - Perfil estratigráfico PRJ07 (A); aspecto geral do afloramento (B); nível de coleta para palinomorfos (C1 e C2) e de pormenor do estrato analisado (C3).

Neste perfil foi recolhida uma amostra para análise palinológica, de onde se recuperaram 463 espécimes, sendo 186 referentes a pólenes e 101 a esporos. O registro polínico inclui: *Crotonoidaepollenites reticulatus*, *Echimonocolpites* spp., *Echiperiporites* spp., *Echiperiporites akanthos*, *Echiperiporites estelae*, *Echiperiporites lophatus*, *Echiperiporites* sp. 1, *Echiperiporites* sp. 2, *Echiperiporites* sp. 3, *Echiperiporites* sp. 4, *Echiperiporites* sp. 5, *Echitricolpites* spp., *Echitricolpites spinosus*,

4 · DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

Gemmamonocolpites spp., *Illexpollenites* spp., *Longapertites* spp., *Mauritiidites franciscoi* var. *franciscoi*, *Monocolpopollenites* spp., *Multimarginites vanderhammeni*, *Perisyncolporites pokorny*, *Podocarpidites* spp., *Proteacidites* spp., *Proxapertites tertiaria*, *Psiladiporites minimus*, *Psilamonocolpites medius*, *Psilamonocolpites minor*, *Psilamonocolpites operculatus*, *Psilamonocolpites* spp., *Psilatricolpites acerbus*, *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retipollenites confusus*, *Retitricolpites* spp., *Retitricolporites* spp., *Rhoipites guianensis*, *Senipites* sp., *Spinizonocolpites* sp., *Spirosyncolpites* sp. e *Tricolpites* spp..

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Echitriletes* spp., *Hydrosporites minor*, *Laevigatosporites tibuensis*, *Magnastriatites grandiosus*, *Psilatriletes* spp., *Polyodiisporites* spp., *Psilatriletes* 25-50 µm, *Undulatisporites* spp., *Verrucatosporites favus* e *Verrucatotriletes* spp..

Para além disso, também se recuperaram 99 espécimes de acritarca, 2 espécimes de dinoflagelado, 15 espécimes de alga, 4 espécime de fungo, e 56 de *Insertae sedis*. Além disso, foram recuperados microfósseis de placas de quelônios, escamas e espinhas de peixes e dentes de crocodilianos, ainda não classificados e depositados junto ao Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Acre, Campus Floresta.

A presença de *Mauritiidites franciscoi* var. *franciscoi* (Van der Hammen, 1956) e *Magnastriatites grandiosus* (Kieves & Sole de Porta, 1963) permite atribuir a idade Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo et al, 2011) a essa parte da Formação Repouso.

4.2.3. Perfil PRJ12A

O perfil PRJ12A situa-se à margem direita do Rio Juruá, a uma cota de 213 metros, e tem por coordenadas UTM: 18L - 750.858E - 9.007.757S. É constituído, na base, por cerca de 0,5 metro de arenito muito fino com cimentação carbonática. Sobre este, assenta uma bancada de 3,1 metros de argilito de cor verde-claro com pequenas manchas vermelhas e com estratificação plano-paralela (Fig. 4.8).

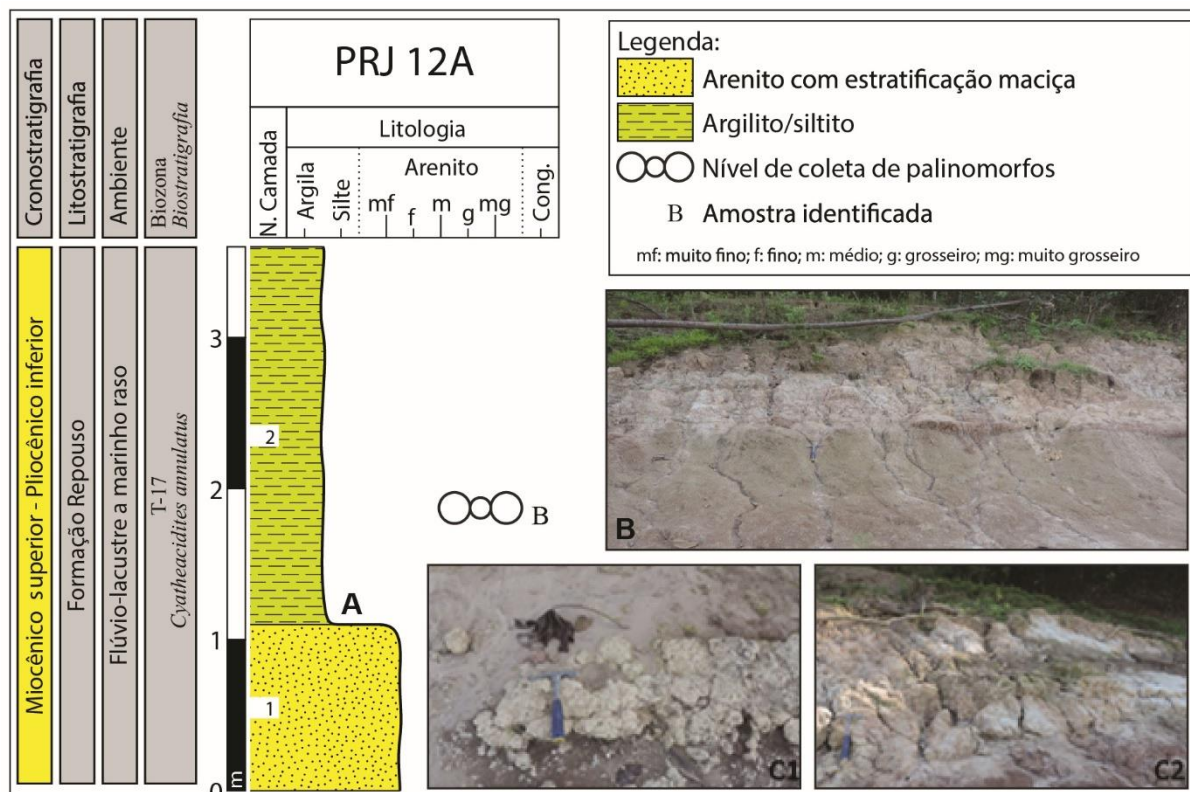


Figura 4.8 - Perfil estratigráfico PRJ12A (A); aspecto geral do afloramento (B); cimentação carbonática (C1) e de pormenor do estrato analisado (C2).

Neste perfil foi recolhida uma amostra para análise palinológica (amostra PRJ12A-B), de onde se recuperaram 340 espécimes, sendo 13 referentes a pólenes e 27 a esporos. O registro polínico inclui: *Echimonocolpites densus*, *Echimonocolpites protofranciscoi*, *Monocolpopollenites* spp., *Multiporopollenites crassinexinatus*, *Perisyncolporites pokorny*, *Proxapertites cursus*, *Psilamonocolpites grandis*, *Psilatricolpites* spp., *Retitricolpites* sp. e *Stephanocolpites evansii*.

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Echimonoletes* spp., *Echitriletes muelleri*, *Echitriletes spinosus*, *Laevigatosporites tibuensis*, *Perinomonoletes* spp., *Polypodiisporites usmensis*, *Polypodiisporites* sp. e *Verrutriletes "echinatus"*.

Para além disso, também se recuperaram 2 espécimes de dinoflagelados, 2 espécimes de acritarca (*Leiosphaeridium* sp.), 1 espécime de palinoforaminífero, 2 espécimes de escolecodonte, 290 espécimes de fungo e 4 de *Insertae sedis*. Além disso, foram recuperados fragmentos fósseis de toxodontídeos e outros fragmentos de

4 · DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

vertebrados ainda não identificados e que permanecem em blocos de gesso no Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Acre.

A presença de *Perisyncolporites pokornyi* (Germeraad *et al.*, 1968), *Stephanocolpites evansii* (Muller *et al.*, 1987) e *Multiporopollenites crassinexinatus* (Silva-Caminha *et al.*, 2010), permite atribuir a idade Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011) a essa parte da Formação Repouso.

4.2.4. Perfil PRJ18B

O perfil PRJ18B situa-se à margem esquerda do Rio Juruá, a uma cota de 214 metros, e tem por coordenadas UTM: 18L - 753.290E - 8.996.993S. É constituído por 4 camadas: 0,1 metro de arenito muito fino de cor amarelada; 0,1 metro de argilito maciço de cor azul-petróleo; 2,4 metros de arenito quartzo-feldspático de cor amarelada, com oxidação de ferro e estratificação cruzada incipiente; sobre este, assenta uma bancada de 0,8 metro de argilito de cor amarelada, alterando para solo (Fig. 4.9).

DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS · 4

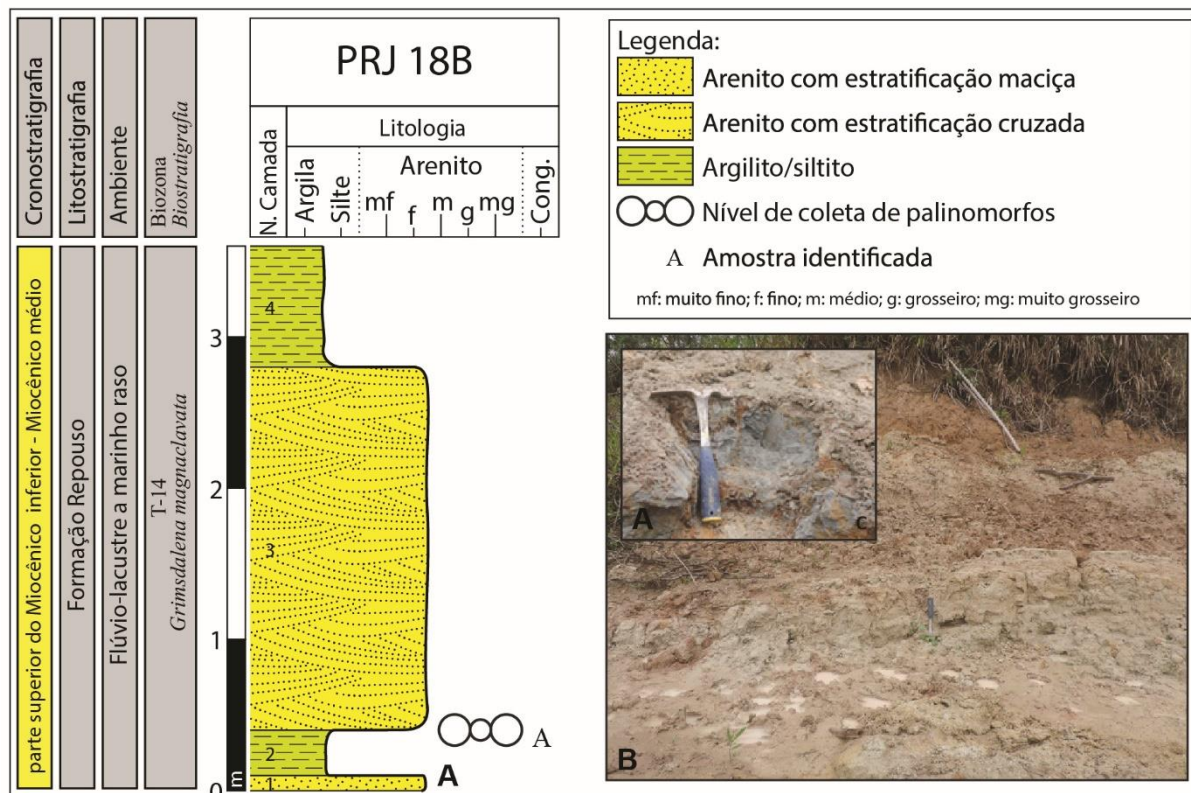


Figura 4.9 - Perfil estratigráfico PRJ18B (A); aspecto geral do afloramento (B) e nível da coleta de palinomorfos (C).

Neste perfil foi recolhida uma amostra para análise palinológica (amostra PRJ18B-A), de onde se recuperaram 306 espécimes, sendo 251 referentes a pólenes e 20 a esporos. O registro polínico inclui: *Bombacacidites nacimientoensis*, *Clavinaaperturites microclavatus*, *Crotonoidaepollenites reticulatus*, *Crototricolpites* spp., *Echiperiporites estelae*, *Echiperiporites intectatus*, *Echiperiporites lophatus*., *Grimsdalea* sp., *Longapertites* spp., *Malvacipolloides maristelae*, *Margocolporites vanwijhei*, *Multimarginites vanderhammeni*, *Perisyncolporites pokorny*, *Podocarpidites* spp., *Psilamonocolpites rinconii*, *Psilaperiporites* spp., *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp., *Retimonocolpites* spp., *Retitricolpites* spp., *Retitricolporites* spp., *Siltaria* sp. e *Spirosyncolpites spiralis*.

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Retitriletes* spp., *Laevigatosporites tibuensis*, *Magnastriatites grandiosus*, *Polypodiaceoisporites fossulatus*, *Polypodiisporites* spp., *Psilatriletes* 25-50 μ m, *Rugulatisporis* spp., *Rugulatisporites* sp. e *Verrutriletes* sp..

4 · DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

Para além disso, também se recuperaram 1 espécime de dinoflagelado, 10 espécimes de acritarca (*Leiosphaeridium* sp.), 2 espécimes de alga (*Pseudoschizaea circula*), 3 espécimes de fungo e 19 de *Incertae sedis*.

A presença de *Magnastriatites grandiosus* (Kedves & Sole de Porta, 1963), *Perisyncolporites pokornyi*, *Grimsdalea* sp., *Echiperiporites estelae* (Germeraad *et al.*, 1968), *Clavainaperturites microclavatus* (Hoorn, 1994b), *Echiperiporites intectatus*, *Echiperiporites lophatus* e *Crotonoidaepollenites reticulatus* (Silva-Caminha *et al.*, 2010) permite atribuir a idade parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011) a essa parte da Formação Repouso.

4.2.5. Perfil PRJ19

O perfil PRJ19 situa-se à margem esquerda do Rio Juruá, a uma cota de 221 metros, e tem por coordenadas UTM: 18L - 752.992E - 8.992.422S. É constituído por 10 camadas: 1,4 metros de argilito de cor azul-petróleo oxidando para marrom; 0,3 metro de conglomerado com clastos angulosos de quartzo; 0,3 metro de conglomerado com clastos angulosos de quartzo e cimentação carbonática; 3,6 metros de arenito muito fina, de cor cinza e contato abrupto no topo; 0,2 metro de argilito com laminação plano-paralela e matéria escura que se assemelha a carvão; sobre este, assenta 0,3 metro de arenito muito fino, de cor cinza e contato abrupto no topo; 4 metros de argilito avermelhado; 0,2 metro de arenito médio e avermelhado, com cimentação carbonática e 1,7 metro de argilito avermelhado, alternando para solo (Fig. 4.10).

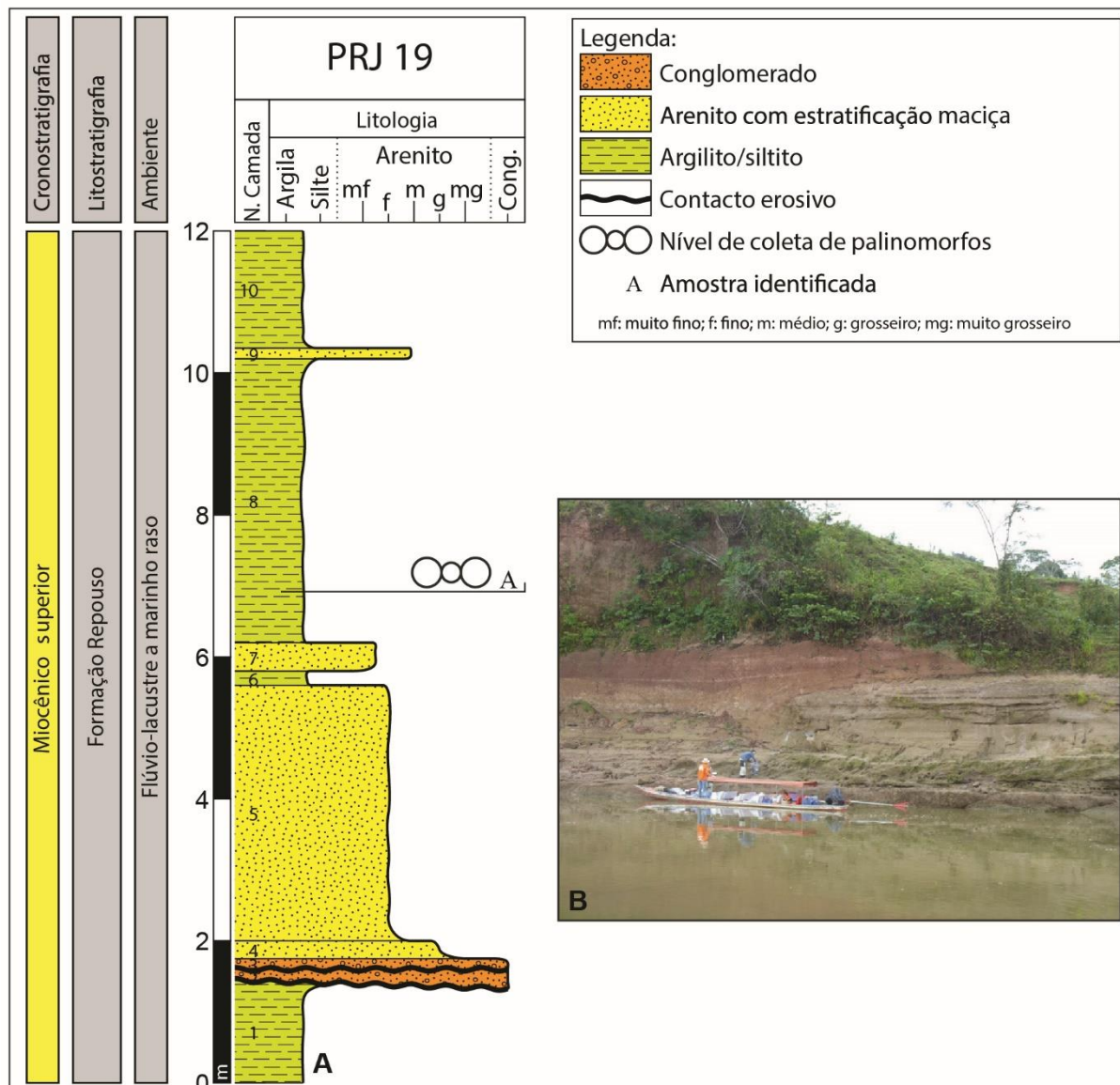


Figura 4.10 - Perfil estratigráfico PRJ19 (A); aspecto geral do afloramento (B).

Neste perfil foi recolhida uma amostra para análise palinológica (amostra PRJ19), de onde se recuperaram somente 2 espécimes de dinoflagelados, sendo os dois de *Dinogymnium heterocostatum*, que ocorre no Santoniano-Maastrichtiano em todas faixas latitudinais, mas ausente nas altas latitudes do hemisfério sul (Evitt *et al.*, 1967); no Valanginiano da Região de Doceava, Chile (Quattrocchio *et al.*, 2006); e no Maastrichtiano da Califórnia e do Alabama, EUA, e da Bacia de Paris, França (Evitt *et al.*, 1967).

4 · DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

No que respeita a palinóforos (pólen e esporos), a amostra revelou-se estéril, mas foram encontrados e recolhidos diversos microfósseis, nomeadamente carapaça de *Chelus colombianus*, crânio incompleto de *Mousasuchus* sp., dentes e osteoderme de crocodilianos (Est. XIII, Figs. A-D) e dentes de roedores. Kerber *et al.* (2017) descrevem novos táxons da Família Dinomyidae (Rodentia, Caviomorpha), aos quais atribui à idade Miocénico superior,

4.2.6. Perfil PRJ21

O perfil PRJ21 situa-se à margem esquerda do Rio Juruá, a uma cota de 213 metros, e tem por coordenadas UTM: 18L - 743.347E - 9.011.374S. É constituído, na base, por uma camada de 2 metros de argilito manchado de vermelho e azul, com cimentação carbonática; sobre esta, assenta uma camada de 3 metros de arenito muito fino (Fig. 4.11).

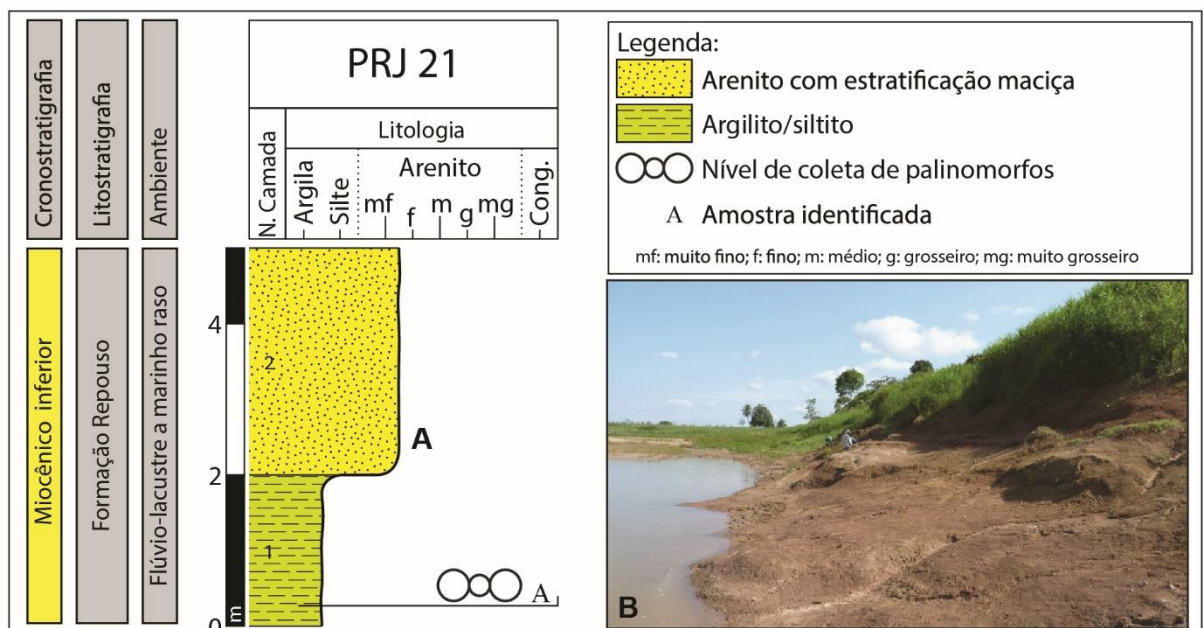


Figura 4.11 - Perfil estratigráfico PRJ21 (A); aspecto geral do afloramento (B).

Neste perfil foi recolhida uma amostra para análise palinológica (amostra PRJ21), que se revelou estéril, com apenas dois espécimes de *Podocarpidites* spp., mas foram encontrados e recolhidos diversos microfósseis, nomeadamente fragmentos de quelônios.

O gênero foi reconhecido no Albiano da Austrália (Dettmann, 1994) e no Cenomaniano (Norvick & Burger, 1976); no Albiano de Meghalaya, Índia (Kar & Singh, 1986); e no Albiano da Bacia Agadir-Essaouira, Marrocos (Bettar & Méon, 2006). Na Argentina, existem diversas referências ao gênero: no Sinemuriano-Aaleniano do Arroio Tin-tin, sul da Argentina (Vokheimer, 1971); no Hauteriviano-Barremiano da Formação La Amarga, Membro Bañados de Caichigüe, Bacia Neuquina (Prámparo e Volkheimer, 2002); no Albiano da Formação Kachike, Bacia Austral, Província de Santa Cruz (Archangelsky & Llorens, 2005); e no Aptiano da Formação Punta del Barco (Llorens, 2012). A presença de dois espécimes de *Podocarpidites* sp., que, para Regali *et al.* (1974), ocorre no Eocênio médio-Oligocênio superior das bacias emersas e submersas da faixa costeira do Brasil, e para de Lima *et al.* (1985), ocorre no Oligocênio do Estado de São Paulo, é possível atribuir a idade Miocênio inferior a essa parte da Formação Repouso.

4.2.7. Perfil PRJ23

O perfil PRJ23 situa-se à margem direita do Rio Juruá, a uma cota de 214 metros, e tem por coordenadas UTM: 18L - 753.268E - 8.987.267S. É constituído por cerca de 10 metros de argilito castanho, com laminação plano-paralela (Fig. 4.12).

4 · DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

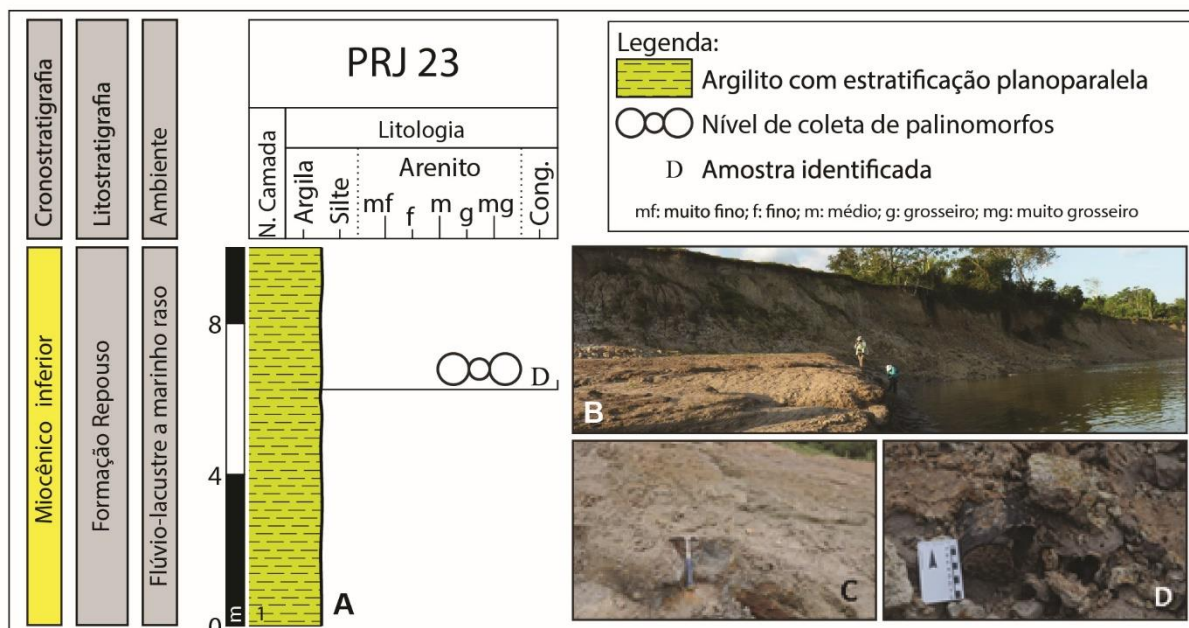


Figura 4.12 - Perfil estratigráfico PRJ23 (A); aspecto geral do afloramento (B); nível da coleta de palinóforos (C) e vértebra de crocodiliano (D).

Neste perfil foi recolhida uma amostra para análise palinológica (amostra PRJ23D), de onde se recuperaram 571 espécimes, sendo 94 referentes a pólenes e 160 a esporos. O registro polínico inclui: *Baculatisporites* spp., *Clavainaperturites microclavatus*, *Echimonocolpites tersus*, *Echimonocolpites* spp., *Gemmamonocolpites* sp., *Longapertites microfoveolatus*, *Longapertites* spp., *Monocolpopollenites* spp., *Periporopollenites* spp., *Psilamonocolpites* spp., *Psilatricolpites* spp., *Psilatricolporites* spp., *Retimonocolpites* spp. e *Retitricolpites* spp..

Relativamente aos esporos, reconheceram-se *Echitriletes muelleri*, *Echitriletes* spp., *Laevigatosporites tibuensis*, *Nijssenosporites fossulatus*, *Perinomonoletes* spp., *Polypodiaceoisporites? amazonensis*, *Polypodiaceoisporites fossulatus*, *Polypodiisporites* spp., *Psilatriletes* <25 μ m, *Psilatriletes* 25-50 μ m, *Psilatriletes* spp. e *Verrucatotriletes* spp..

Para além disso, também se recuperaram 74 espécimes de acritarcas, 17 espécimes de algas, 151 espécimes de fungos e 75 de *Incertae sedis*.

A presença de *Echitriletes muelleri* (Regali et al., 1974), *Nijssenosporites fossulatus* (Lorente, 1986) e *Clavainaperturites microclavatus* (Hoorn, 1994b) permite atribuir a idade Miocénico inferior a essa parte da Formação Repouso, uma vez que, de

DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS · 4

acordo com Regali *et al.* (1974) o LAD de *Echitriletes muelleri* ocorre no Miocênico inferior, e para Jaramillo *et al.* (2011), na parte inferior do Miocênico inferior.

4.2.8. Perfil PRJ34

O perfil PRJ34 situa-se à margem esquerda do Rio Juruá, a uma cota de 231 metros, e tem por coordenadas UTM: 18L - 749.197E 4 8.959.844S. É constituído por 7 camadas: 2 metros de argilito maciço; sobre este, assenta 0,5 metro de arenitos; 7,5 metros de argilito maciço; 0,3 metro de arenito; 6,4 metros de argilitos maciços; 1,5 metros de conglomerado com base erosiva; e no topo, 4,8 metros de argilito maciço (Fig. 4.13).

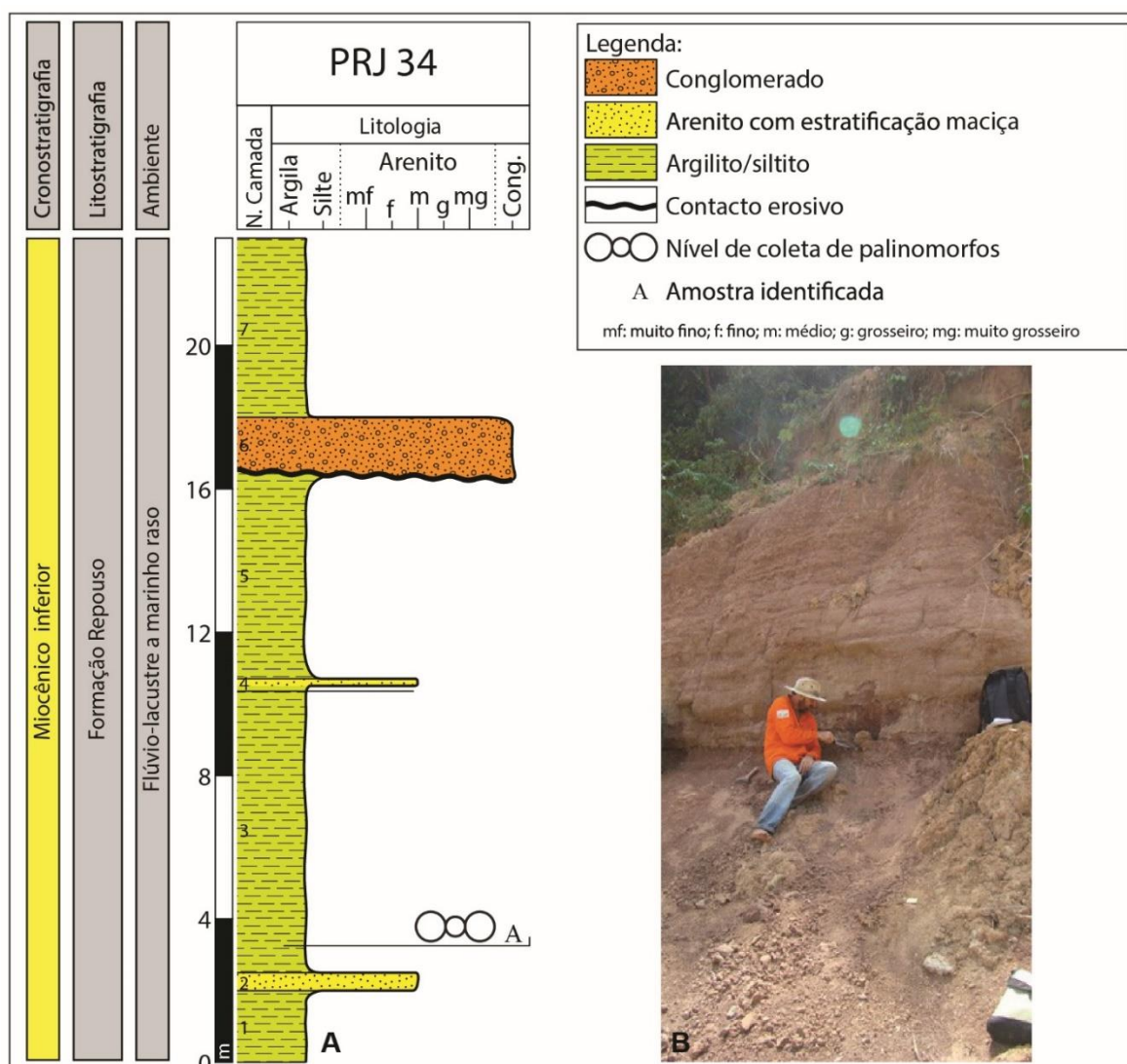


Figura 4.13 - Perfil estratigráfico PRJ34 (A); aspecto geral do afloramento e nível da coleta de palinórfos (B).

4 · DESCRIÇÃO DOS PERFIS ESTUDADOS

Neste perfil foi recolhida uma amostra para análise palinológica (amostra PRJ34), de onde se recuperaram somente 4 espécimes, sendo 1 referente a pólen, *Podocarpidites* sp., e 1 de esporo, *Laevigatosporites tibuensis*. Para além disso, também se recuperaram 1 espécime de acritarca e 1 espécime de fungo.

No que respeita a palinomorfos, a amostra revelou-se estéril, mas foram encontrados e recolhidos diversos fragmentos macrofósseis de vertebrados, como dentes, vértebras e porção proximal de espinhas peitorais de peixes (Anexos Est. XIII, Figs. E-F).

A presença de um espécime de *Laevigatosporites tibuensis* não permite atribuir uma idade a esta unidade da Formação Repouso, mas a ocorrência de *Podocarpidites* sp., comum nas bacias emersas e submersas da faixa costeira do Brasil (Regali *et al.*, 1974), e no Oligocênico da Bacia de Taubaté, estado de São Paulo, de Lima *et al.* (1985), para além das demais ocorrências já referidas em 4.2.6., é possível atribuir a idade Miocênico inferior a essa parte da Formação Repouso.

**5•PALINOLOGIA DAS
FORMAÇÕES MOA, RIO
AZUL, DIVISOR E
REPOUSO**

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

No presente capítulo apresenta-se uma síntese sobre aspectos gerais da palinologia (em 5.1), incluindo uma breve discussão acerca da importância de alguns dos seus objetos de estudo - palinomorfos (em 5.1.1), nomeadamente pólenes (em 5.1.2), esporos (em 5.1.3), acritarcas (em 5.1.4) e dinoflagelados (em 5.1.5), para a datação de sedimentos.

Apresenta-se, igualmente, a descrição sistemática de pólenes, esporos, acritarcas dinoflagelados, *Incertae sedis* e algas, reconhecidos nas associações registradas dos perfis estudados, relativos às formações Moa, Rio Azul e Divisor, aflorantes às margens do Rio Moa, no Parque Nacional da Serra do Divisor e à Formação Repouso, aflorante às margens do Rio Juruá, no Vale do Juruá (em 5.2).

Por fim, apresentam-se as distribuições estratigráficas de todos os táxons identificados (em 5.3), e que fundamentam as idades atribuídas às unidades estudadas.

5.1. Aspectos gerais da Palinologia

O termo *palinologia* deriva do verbo grego *palunein* (= pulverizar) e do Latim *pollen* (= farinha) e foi criado por Hyde & Williams (1944), em resposta a uma necessidade de encontrar uma designação mais abrangente do que a “análise de pólen”, que era aplicada principalmente aos trabalhos realizados sobre o Sistema Quaternário.

Àquela época, a palinologia dizia respeito somente ao estudo de esporos e pólenes, incluindo os recuperados por meios químicos de carvões e de outras rochas sedimentares (Playford & Dettmann, 1996).

A palinologia é a ciência que estuda os palinomorfos, um termo geral para todas as entidades encontradas em amostras palinológicas (Hesse *et al.*, 2010), incluindo-se resíduos orgânicos fossilizados, constituídos de esporopolenina, quitina ou pseudoquitina ou de resíduos inorgânicos, resistentes a determinados tratamentos químicos, encontrados em sedimentos terrestres e aquáticos (Barth, 2004).

Sendo assim, qualquer espécime microscópico, resistente a HCl, HF, N₂NO₃, NHOH e outros reagentes químicos corrosivos similares, pode ser referido como um palinomorfo (Wood *et al.*, 1996).

A paleopalinologia é um ramo da palinologia que estuda os resíduos orgânicos fósseis, obtidos por solubilização e eliminação da fase mineral dos sedimentos, parcialmente constituídos por palinomorfos (Guennel, 1952).

De acordo com Nascimento (2015), as principais dificuldades em relação à sistemática deste grupo estão correlacionadas ao grau de complexidade e variabilidade dos elementos estudados. Diante disso, são vários os sistemas de classificação propostos, como, por exemplo, o Sistema Artificial, proposto por Potonié (1956, 1958, 1960, 1966, 1970 e 1975), no qual os palinomorfos são agrupados em morfogêneros, tendo como parâmetro as suas principais características morfológicas.

Tais sistemas de classificação evoluem de maneira paralela ou divergente entre si, com o objetivo de facilitar o conhecimento da diversidade palinoflorística pretérita e servir de base para estudos bioestratigráficos e de reconstituição paleoambiental (Nascimento, 2015).

Segundo Dino (1992), o sistema de nomenclatura palinológica é baseado nos princípios, regras e recomendações do Código Internacional de Nomenclatura Botânica - CINB, abrangendo praticamente todos os grupos do reino vegetal, atuais ou fósseis.

Todavia, na prática, há elementos fósseis cujas características morfológicas não se enquadram dentro das rígidas normas do sistema de classificação tradicional, sendo necessário o uso de um sistema artificial, que se baseia puramente nas características morfológicas dos espécimes analisados; tal classificação busca resolver alguns problemas que podem surgir no material paleontológico, como a dificuldade em correlacionar os morfotipos com os grãos de pólen e esporos das plantas atuais e estabelecer uma afinidade botânica (Dino, 1992).

De acordo com Robbins & Burden (1996), nas últimas décadas as aplicações exploradas e desenvolvidas pela palinologia também foram incrementadas, nomeadamente na datação de sedimentos oriundos de sondagens de quase todas as idades e de diversos tipos de ambientes, desde continentais a marinhos (Fig. 5.1).

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

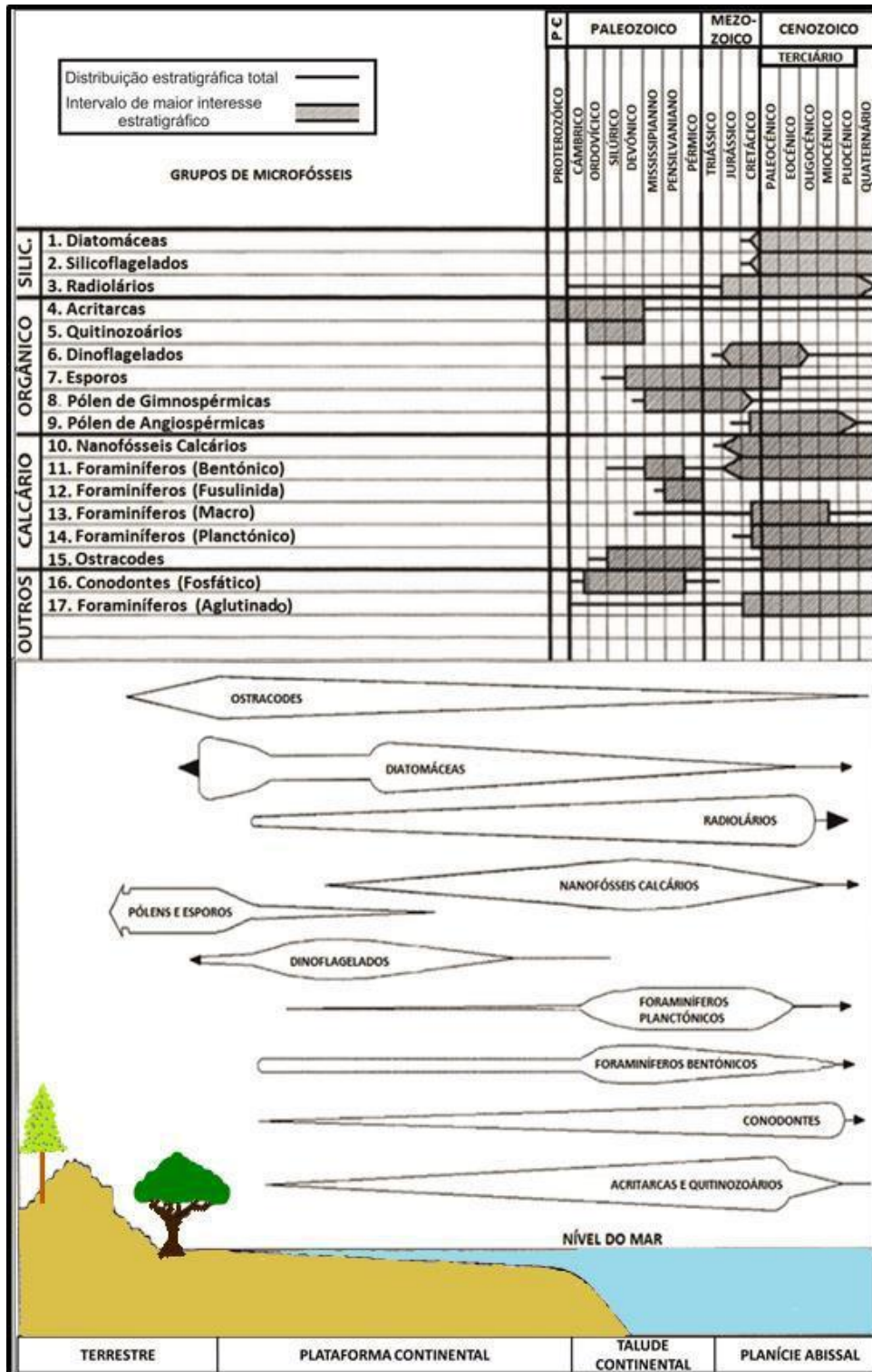


Figura 5.1 - A relevância dos palinomorfos para a datação de sedimentos, consoante o tipo de ambiente deposicional (modificado de Fleisher & Lane, 1999).

As contribuições científicas da paleopalinologia são inquestionáveis, não só no meio acadêmico, mas principalmente nas pesquisas de jazidas de recursos energéticos, como carvão e petróleo (Jarzen & Nichols, 1996).

5.1.1. Palinomorfos

O termo *palinomorfo* foi criado por R. A. Scott e introduzido por Tschudy (1961); compreende microrganismos ou estruturas de parede orgânica, normalmente composta por exina (um dos compostos orgânicos mais inertes quimicamente), quitina ou pseudoquitina, com dimensões aproximadas entre 5 μm e 500 μm .

Palinomorfo é um termo utilizado para os componentes encontrados no resíduo orgânico, obtido a partir da maceração e ataque da rocha sedimentar com ácidos corrosivos, que objetiva a concentração da matéria orgânica particulada. Estão inclusos, sob esta designação, representantes de vários grupos biológicos, como esporos, grãos de pólen, cistos de dinoflagelados, acritarcas, palinoforaminíferos, escolecodontes, algas coloniais, quitinozoários, fungos, etc. (Traverse, 2007).

Assim, pode dizer-se que os palinomorfos representam microrganismos oriundos de dois tipos de ambientes: continentais e lacustres, que fornecem os esporos e pólenes; e marinhos, que produzem as algas, dinoflagelados, acritarcas e quitinozoários (Seyve, 1990).

5.1.2. Pólenes

Os pólenes, tanto de Magnoliófitas quanto de Gimnospermas, começam a ter uma importância crescente na composição das associações palinológicas de sedimentos não-marinhos, sobretudo a partir do Mesozoico (Jarzen & Nichols, 1996). Os pólenes de gimnospermas são importantes no Permo-Triássico, os de angiospermas no Mesozoico Médio, e os mais evoluídos ocorrem no Cretácico Superior-Terciário (Seyve, 2009).

A diversidade de pólenes, especialmente das Magnoliófitas, a partir de meados do Cretácico, fornece uma abundância de formas que podem ser aplicadas para definir unidades biostratigráficas, estabelecer correlações entre as regiões geograficamente separadas, além de fundamentar reconstruções paleoambientais (Jansonius & McGregor, 1996), e sua ampla disseminação em sedimentos continentais e marinhos costeiros

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

permite o estabelecimento de correlações entre ambos os domínios (Salgado-Labouriau, 1984).

Devido à ausência de uma tabela biocronostratigráfica de referência para a América do Sul, no presente estudo foi utilizado o trabalho de Jaramillo *et al.* (2011), como base para o zoneamento palinológico das formações Moa, Rio Azul e Divisor, na Serra do Divisor e Formação Repouso, no Vale do Juruá, uma vez que a tabela existente para a região amazônica possui suas biozonas em nível de gênero.

5.1.3. Esporos

Os esporos, no sentido mais amplo, são produzidos durante os ciclos de reprodução das criptógamas; constituem um elemento cada vez mais importante e diversificado do registro paleobotânico a partir de meados do Paleozoico, verificando-se um registro contínuo de briófitas e pteridófitas do Ordovícico Superior/Silúrico até o presente (Playford & Dettmann, 1996).

Sua ampla disseminação em ambientes continentais e marinhos proxima transgride a barreira ecológica tradicional entre os ambientes terrestres e marinhos, permitindo fundamentar escalas biostratigráficas e o estabelecimento de correlações (mesmo entre regiões geograficamente separadas), além de permitir realizar reconstruções paleoambientais. São igualmente importantes em estudos taxonômicos, fitogenéticos e de evolução das plantas (Jarzen & Nichols, 1996).

5.1.4. Acritarcas

Acritarcas (*akritos* = incerto, confuso, misturado, e *arche* = início, origem) são cistos fossilizados de protistas unicelulares, de parede orgânica e que não podem ser atribuídos a grupos conhecidos de outros organismos. Evitt (1963a, b), propôs que os acritarcas fossem designados como “Grupo”, termo que expressa o conceito de associação de formas similares sem afinidades biológicas comuns, como um táxon informal para acomodar formas similares sem afinidades que restaram posteriormente à transferência de muitos histricosferídeos para o grupo Dinophyceae.

A maioria dos acritarcas são, provavelmente, os cistos de repouso do fitoplâncton marinho e podem ser encontrados em todos os intervalos de tempo geológico, sendo mais comuns durante o Paleozoico Inferior (Strother, 1996).

A dificuldade de compreensão da taxonomia e da afinidade biológica, bem como a sua raridade em ambientes atuais, dificultam as interpretações paleoecológicas. Os acritarcas foram encontrados principalmente em estratos marinhos, mas também ocorrem em arenitos e calcários; exemplares não-marinhos são relatados pela primeira vez em estratos mais recentes (Armstrong & Basier, 2005).

Os primeiros fósseis de acritarcas conhecidos se remontam ao Paleoproterozoico e pertencem a formas esféricas com abertura de possível desenquistamento (partição lateral).

Durante o Neoproterozoico ocorre uma importante diversificação, reconhecendo-se esferomorfos de esculturas variadas, formas poligonais e alguns acantomorfos, sendo que muitas dessas formas foram extintas no final do Proterozoico, devido à Glaciação Varangeniense, sendo substituídas por acantomorfos de grande tamanho (Palácios, 1995).

As associações de acritarcas mudam notavelmente no início do Câmbrio, onde predominam os acantomorfos de menor tamanho e geralmente sem aberturas de desenquistamento; estas formas evoluíram rapidamente e, durante o Câmbrio Médio, apresentam maior tamanho e elevada diversidade. No Câmbrio Superior ocorre a máxima diversidade, reconhecendo-se uma grande variedade de formas, ornamentação e todos os tipos de aberturas de desenquistamento (Molina, 2004).

O grande número de acritarcas preservados nos sedimentos torna-os atraentes para a biostratigrafia quantitativa e estudos paleobiológicos, pois representam o registro fóssil da base da cadeia alimentar global durante o Proterozoico e Paleozoico (Strother, 1996).

Para Cardoso & Rodrigues (2005), a distribuição dos acritarcas não se apresenta uniforme no registro sedimentar, e cada táxon tem uma distribuição individual, controlada por fatores ambientais, incluindo disponibilidade de nutrientes, temperatura, salinidade, luminosidade, profundidade, turbidez e competição, sendo os efeitos de alguns desses fatores difíceis de determinar, mas que podem ser utilizados para explicar padrões de distribuição destes organismos nos sedimentos.

Williams & Sarjeant (1967) concluíram que os acritarcas não são bons indicadores de profundidade, o que faz sentido para o grupo, cuja exigência fisiológica para a fotossíntese, o limita para a zona fótica. Entretanto, em combinação com outros palinomorfos terrestres conhecidos, os acritarcas são utilizados para indicar proximidade com a linha de costa.

5.1.5. Dinoflagelados

O termo Dinoflagellata (do grego *dinos* = redemoinho, e do latim *flagellum* = chicote) foi proposto por Bütschli no final do século XIX. São microrganismos unicelulares biflagelados, cujo tamanho varia entre 15 e 200 μm . Distribuem-se desde ambientes marinhos até águas doces, adotando modos de vida muito distintos: planctônico, sésil, bentônico e simbiote. Ainda que a maioria dos dinoflagelados seja solitária, alguns deles formam colônias ou agrupam-se em cadeias (Alegret, 2004).

Apesar de os dinoflagelados marinhos serem capazes de se adaptar a condições climáticas muito variadas, alcançam sua máxima diversidade nos trópicos, sendo muito numerosos em águas neríticas temperadas e, em função da temperatura, são utilizados como indicadores de oscilações climáticas (Brasier, 1980).

A distribuição dos dinoflagelados no registo fóssil é descontínua e o aparecimento dos acritarcas no final do Pré-Câmbrico pode corresponder a um estágio incipiente na história dos dinoflagelados, que são conhecidos, seguramente, desde o Pérmico; no Triássico Médio-Superior foram encontrados os primeiros dinoflagelados com o aspecto morfológico moderno.

Os padrões de tabulação nos dinoflagelados do Triássico Médio e do Jurássico Médio apresentam uma maior variedade que os das formas mais recentes, e refletem uma importante radiação desse grupo (Fensome *et al.*, 1996).

A utilidade de dinoflagelados em biostratigrafia se tornou manifesto nas últimas décadas, graças aos avanços no conhecimento da morfologia dos seus quistos, sendo propostas uma série de zonações desde o Triássico até ao Pleistoceno (Williams & Bujak, 1985; Arai, 2007).

Além disso, as zonações de dinoflagelados têm sido correlacionadas com as de foraminíferos planctônicos do Cretácico Superior e Cenozoico, com as de nanofósseis

calcários, que se estendem desde o Jurássico até o Cenozoico, e com as associações de amonites do Jurássico e Cretácico (Molina, 2004).

Uma completa síntese sobre a distribuição de mais de 200 táxons de dinoflagelados ao longo do Mesozoico e Cenozoico é aquela realizada por Williams *et al.* (1993), que procurou estabelecer uma correlação entre as zonas de dinoflagelados, a escala de tempo absoluto e as sequências estratigráficas.

Apesar da descontinuidade dos dinoflagelados no registro fóssil, é possível reconhecer certos padrões evolutivos; na evolução da maioria destes organismos parece haver uma explosão evolutiva inicial ou radiação de diversos morfotipos durante o Triássico Médio ao Jurássico Médio, seguida de um êxito, em longo prazo, de relativamente poucos tipos (MacRae *et al.*, 1996).

De acordo com Arai (2007), a palinostratigrafia marinha no Cretácico resume-se praticamente em biostratigrafia baseada em dinocistos, isto porque, no Mesozoico, os palinomorfos marinhos que prosperaram no Paleozoico se tornam decadentes e numericamente insignificantes, como no caso de acritarcos ou, senão, totalmente extintos, como os quitinozoários; já os dinoflagelados, surgidos no final do Triássico, tiveram seu auge durante o Cretácico.

Em função da ocorrência abundante e diversificada e da existência de um número elevado de fósseis-guias eficientes, os dinoflagelados são, hoje, amplamente utilizados na palinostratigrafia marinha do Cretácico (Arai, 2007).

5.2. Sistemática de pólenes, esporos, dinoflagelados, acritarcas, algas e *Incertae sedis* das formações Moa, Rio Azul e Divisor (no PNSD) e Formação Repouso, no Vale do Juruá

No Parque Nacional da Serra do Divisor foram recolhidas amostras nos perfis relativos às formações Moa, Rio Azul e Divisor, onde foram recuperados um total de 3.435 espécimes de palinomorfos, que se repartem por 1.828 espécimes de pólenes, 316 espécimes de esporos, 226 espécimes de acritarcas, 318 espécimes de dinoflagelados, 510 espécimes de palinoforaminíferos, 20 espécimes de algas, 38 espécimes de fungos e 178 de *Incertae sedis*, além de 1 espécime de escolecodonte.

Cabe destacar que uma percentagem significativa (5,2%) dos espécimes estudados das referidas formações apresentam, ao nível específico, características morfológicas

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

distintas daquelas que se encontram descritas na literatura, podendo representar espécies novas.

Na Formação Repouso, aflorante nas margens do Rio Juruá, foram recuperados 2.041 espécimes de palinomorfos, que se repartem por 898 espécimes de pólenes, 686 espécimes de esporos, 186 espécimes de acritarcas, 7 espécimes de dinoflagelados, 1 espécime de palinoforaminífero, 41 espécimes de algas e 220 de *Incertae sedis*, além de 2 espécimes de escolocodonte.

Nesta unidade também se verifica uma porcentagem significativa (11%) de espécimes que apresentam, ao nível específico, características morfológicas distintas das que se encontram descritas na literatura, de momento deixadas em nomenclatura aberta. Para a designação formal destas novas espécies, requer-se a realização de trabalhos futuros que permitam recuperar maior número de espécimes oriundos de outros afloramentos e de outras bacias correlativas.

Somente com base em maior número de espécimes recuperados de outros afloramentos e bacias correlativas se poderão vir a designar formalmente as novas espécies, de momento deixadas em nomenclatura aberta.

Por não existir um quadro biocronostratigráfico de referência para a Bacia do Acre, as idades atribuídas a estas unidades basearam-se na última ocorrência dos táxons reconhecidos e com maior relevância cronológica (LAD - *last appearance datum*), tendo por base autores cujos trabalhos se referem à interpretação de sondagens, onde é usual a utilização deste critério.

5.2.1. Esporos

Divisão Sporites Potonié, 1893

Classe Monoletes Ibrahim, 1933

Polypodiisporites Potonié, 1931

Polypodiisporites sp. 1

Estampa: I, Figura: A

Espécimes: PPNSD02-1-22 (n=14)

Coordenadas: 27 x 98,3

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor

Descrição: Esporo monolete, reniforme; exina espessa e escultura gemada; gemas de tamanhos variados e distribuídas por todo o grão.

Dimensões: Diâmetro polar 53 μm ; diâmetro equatorial 34 μm ; exina 3 μm ; nexina 1,2 μm ; gemas 2-7,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Polypodiaceae

Discussão: Difere de *Polypodiisporites speciosus* (Sah, 1967), por apresentar exina muito mais espessa e gemas maiores, que o diferencia daquele, que foi reconhecido na Formação Los Cuervos, Colômbia, referido à idade Paleocênico inferior (Jaramillo & Dilcher, 2001); na Bacia Melut, no Sudão, referido ao Cretácico superior (Eisawi & Schrank, 2008); e no Maastrichtiano da Bacia de Meghalaya, Índia (Nandi, 1990). Possivelmente representa uma nova espécie.

Polypodiisporites sp. 2

Estampa: I, Figura: B

Espécime: PPNSD09-G-2-11(n=2)

Coordenadas: 17 x 96,6

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Esporo monolete, reniforme; exina espessa; escultura reticulada; muro espesso; lúmens de tamanhos variados.

Dimensões: Diâmetro polar 60 μm ; diâmetro equatorial 20 μm ; exina 2 μm ; lúmen 0,5-3 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano Superior-Maastrichtiano Inferior

Afinidade botânica: Polypodiaceae

Discussão: Não apresenta semelhança com nenhum outro do gênero, por apresentar exina reticulada, sendo que todos os revistos na literatura apresentam exina psilada, gemada e/ou clavada, representando possivelmente uma nova espécie.

Polypodiisporites sp. 3

Estampa: I, Figura: C

Espécime: PPNSD011-B-1-90 (n=2)

Coordenadas: 24,4 x 103,8

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Esporo monolete, reniforme; exina estreita; escultura reticulada; retículos diminuem em direção ao eixo equatorial; muro espesso; lúmens de tamanhos variados.

Dimensões: Diâmetro polar 35 µm; diâmetro equatorial 25 µm; exina 2,3 µm; muro 0,6 µm; lúmen 0,5-3 µm.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano

Afinidade botânica: Polypodiaceae

Discussão: Não apresenta semelhança com nenhum outro do gênero, por apresentar exina reticulada, sendo que todos os revistos na literatura apresentam exina psilada, gemada e/ou clavada, representando possivelmente uma nova espécie.

Echimonoletes Ghos & Bane, 1963

Echimonoletes sp. 1

Estampa: VII, Figura: A

Espécime: PRJ12A-B-2-17 (n=2)

Coordenadas: 31 x 104

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo monolete, elíptico, simples, bilateral, simetria radial, leasuras reta; sulco equatorial contínuo; exina fina e equinada; espinhos curtos e cônicos, cobrindo toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetros 28,5-21,4 µm; exina 1 µm; espinho 2,7 µm de comprimento e 1,4 µm na base.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites* 'gigantiporus', *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Marattiaceae?

Discussão: Difere das outras espécies de *Echimonoletes* descritas na literatura por apresentar menor tamanho, exina espessa e com muitos espinhos distribuídos por toda a superfície do grão. O gênero ocorre no Eocênico inferior-Miocênico da Índia (Lakhanpal *et al.*, 1976) e em várias bacias da América Central e do Sul: no Eocênico médio da Formação Chapelton, Jamaica (Graham, 1993); no Eocênico inferior-médio da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001); e no Eocênico da Formação Pozo, Membro Gran Barranca, Peru (Antoine *et al.*, 2011).

Echimonoletes Ghos & Bane, 1963

Echimonoletes sp. 2

Estampa: VII, Figura: B

Espécime: PRJ12A-B-1-8 (n=2)

Coordenadas: 44 x 104,9

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo monolete, simples, simetrial radial, elíptico; exina equinada; espinhos com pontas agudas e curvadas, densamente distribuídos por todo o grão.

Dimensões: Diâmetros 32,6 x 24,5 µm; exina 1,5 µm; espinhos variando de 1,5-2,0 µm de comprimento.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Marattiaceae?

Discussão: Difere de *Echimonoletes* sp. 1 pela diferença da forma e tamanho dos espinhos e sua distribuição. A distribuição estratigráfica e geográfica do gênero apresenta-se na descrição de *Equimonoletes* sp. 1.

Laevigatosporites Ibrahim, 1966

Psilamonoletes Van der Hammen, 1956a

Est. XX, fig. 3.

Psilamonoletes tibui Van der Hammen, 1956a

p. 108, Est. 2, fig. 6.

Laevigatosporites tibuensis (Van der Hammen, 1956a) Jaramillo & Dilcher, 2001

Estampa: VII, Figura: C

Espécime: PRJ07B2-4-8 (n=92)

Coordenadas: 38,2 x 97,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso. Descrição: Esporo monolete, tamanho médio, simples, simetria radial, elíptico, plano-convexo a reniforme, comissura reta e não bem definida; exina psilada.

Dimensões: Diâmetro polar 45 µm; diâmetro equatorial 26,5 µm; exina 1,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: A espécie foi referida na Colômbia no Paleocênico inferior (González-Guzmán, 1967; Jaramillo & Dilcher, 2001), no Eocênico médio (Jaramillo & Dilcher, 2001) e no Miocênico inferior da Formação Carbonera (Gomez *et al.*, 2009).

Perinomoletes Krutzsch, 1967

p. 222, Est. 87, fig. 1.

Perinomoletes sp.

Estampa: VII, Figura: D

Espécime: PRJ12A-B-1-17 (n=13)

Coordenadas: 37 x 110,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo monolete, simetria radial, elíptico; exina equinada e facetada; espinhos curtos, circundando ao longo da margem polar; apresenta um espinho longo em cada um dos polos.

Dimensões: Diâmetros 37-24 µm; exina 1 µm; espinhos curtos 2 µm; espinhos longos 5 µm. Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Difere das espécies congêneres descritas na literatura por apresentar um espinho longo em cada um dos polos. O gênero ocorre no Eocênico-Miocênico inferior da Nova Zelândia (Raine *et al.* 2011); e no Brasil: no Miocênico das bacias do Solimões e do Amazonas (Hoorn, 1993; Leite, 2004, 2006), e no Miocênico superior-Pliocênico das formações Solimões e Içá (Silveira & Souza, 2016). O registro de *Perinomonoletes* sp., pode representar uma nova espécie.

Polypodiisporites (Potonié, 1931) Khan & Martin, 1971

Polypodiisporites planus Silva-Caminha *et al.*, 2010

Est. 2, figs. 12-13.

Estampa: VII, Figura: E

Espécime: PRJ02A-13-3 (n=3)

Coordenadas: 33,8 x 106,1

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo monolete, simples, reniforme; ornamentação clavada a gemada, plano-arredondada a poligonal, distribuída por todo o grão.

Dimensões: Diâmetro polar 35 µm; diâmetro equatorial 22,5 µm; exina 1,5 µm; gemas/clavas 3 µm.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: Polypodiaceae

Discussão: A espécie foi reconhecida no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Polypodiisporites Potonié, 1931

Polypodiisporites usmensis (Van der Hammen, 1956a) Khan & Martin, 1972

Est. 1, fig. 5.

Estampa: VII, Figura: F

Espécime: PRJ12A-B-2-5 (n=4)

Coordenadas: 30 x 96,1

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso

Descrição: Esporo monolete, simples, elíptico, bilateral, gemado; gemas de tamanhos variados e distribuídas pela superfície do grão.

Dimensões: Diâmetros 44-29 μm ; exina 1 μm ; gemas 1,5-2,2 μm de altura e 2,5-4,0 μm na base.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Polypodiaceae

Discussão: A espécie foi referida no Sudão, no Eocênico superior-Oligocênico (Kaska, 1989) e no Miocênico inferior da Bacia Melut (Eisawi & Schrank, 2008). Ocorre igualmente no Eocênico superior-Miocênico inferior de Borneo (Hutchison, 2005). No Brasil, a espécie foi referida no Miocênico superior-Pliocênico da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silveira e Souza, 2015) e no Miocênico da área central da Bacia do Amazonas (Soares *et al.*, 2015).

Polypodiisporites sp. 1

Espécime: PRJ02A-16-11

Coordenadas: 9,38 x 108,3 (n=44)

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso

Descrição: Esporo monolete, simples, simetria radial, plano-convexo, riniforme; exina fina e gemada; gemas poligonais a arredondadas, de tamanhos variados e distribuídas irregularmente pela superfície do grão.

Dimensões: Diâmetro polar 42 μm ; diâmetro equatorial 24 μm ; exina 1 μm ; gemas 1,5-3,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: Polypodiaceae

Discussão: Difere de *Polypodiisporites usmensis* (Van der Hammen, 1956a) pela forma riniforme e pelo menor número e tamanho das gemas. O gênero apresenta ampla distribuição geográfica e estratigráfica. Foi referido no Paleocênico superior do Lago Bungarby, e ao sul da região de Monaro, Austrália, (Taylor *et al.*, 1990; Hill, 1991;), no Eocênico inferior da Formação Macquarie Harbor, Tasmânia (Carpenter *et al.*, 2007), no Oligocênico inferior-Miocênico inferior da Pedreira de Berwick, Austrália (Pole *et al.*, 1993) e no Miocênico médio da Baía Pequena, Austrália (Pickett *et al.*, 1997); e na Nova Zelândia, no Miocênico inferior (Conran *et al.*, 2010). Ocorre no Maastrichtiano da Formação Scollard, Grupo Edmonton, Alberta, Canadá (Srivastava, 1966) e no Eocênico da Baía Prydz, Antártica (Truswell & Macphail, 2009; Pross *et al.*, 2012). Na América do Sul, ocorre na Argentina, no Paleocênico inferior da Formação Bororó (Scafati *et al.*, 2009) e no Miocênico médio-Superior (Mautino & Anzótegui, 1998). Foi igualmente referido no Paleocênico superior-Eocênico inferior-médio da Bacia de Llanos, Colômbia Central, (Jaramillo & Dilcher, 2001), bem como no Eocênico médio da Formação Yahuaranga, Peru (Antoine *et al.*, 2011).

Polypodiisporites sp. 2

Espécime: PRJ02A-1-4

Coordenadas: 23 x 106,16 (n=18)

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso

Descrição: Esporo monolete, simples, simetria radial, plano-convexo; exina fina, escultura verrucada, poligonal a arredondada e distribuída irregularmente por toda a superfície do grão. Dimensões: Diâmetro polar 45,5 µm; diâmetro equatorial 25,5 µm; exina 1,3 µm; verrugas 2 µm de altura e 2,6 µm de base.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: Polypodiaceae

Discussão: Difere de *Polypodiisporites usmensis* (Van der Hammen, 1956a), e de *Polypodiisporites* sp. 1 pela forma riniforme e pelo menor número e tamanho das gemas. A distribuição estratigráfica e geográfica do gênero está na descrição de *Polypodiisporites* sp. 1.

Verrucatosporites (Potonié, 1931) Thomson & Pflug, 1953

Polypodiisporites Potonié, 1934

Polypodiisporites favus Potonié, 1934

p. 38, Est. 1, figs. 19, 20.

Verrucatosporites favus (Potonié, 1931) Thomson & Pflug, 1953

p. 60, Est. 3, figs. 52-55; Est. 4, figs. 1-4.

Estampa: VII, Figura: G

Espécime: PRJ07B2-4-19 (n=1)

Coordenadas: 23,3 x 105

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo monoete, simples, tamanho médio, heteropolar, simetria bilateral, verrucoso; contorno elíptico a côncavo-convexo, com verrugas de tamanho médio, distribuídas irregularmente por toda a superfície do grão, com diminuição no tamanho em direção aos polos e ao eixo polar.

Dimensões: Diâmetros 38-57 μm ; exina 2,8 μm ; verrugas 1,2-2,7 μm .

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Polypodiaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico inferior da Bacia Melut, Sudão (Eisawi & Schrank, 2008) e foi igualmente reconhecida no Miocênico superior-Pliocênico da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silveira & Souza, 2016).

Classe Triletes (Reinsch, 1881) Potonié & Krempf, 1954

Ariadnaesporites Potonié, 1956

Capulisporites longiprocessum Hills & Jensen, 1966

p. 415, fig. 3.

Caudaspora longiprocessum (Hills & Jensen, 1966) Elsik, 1966

Ariadnaesporites longiprocessum (Hills & Jensen, 1966) Hills, 1967

Estampa: I, Figura: D

Espécime: PPNSD15-E-3-17 (n=52)

Coordenadas: 25,5 x 94

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Esporo trilete; apresenta vários processos muito longos e finos; acromela fina e transparente; exina psilada.

Dimensões: Diâmetros 31 μm ; exina 1,5 μm ; processos com aproximadamente 200 μm de comprimento e 0,5 μm de espessura.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior
Afinidade botânica: Salviniaceae

Discussão: É reconhecido na Costa do Marfim, onde é referido à idade Maastrichtiano-Eocênico superior (Bié *et al.*, 2012); no Cretácico superior do Peru (Elsik, 1966); e no Santoniano da Bacia de Megalaya, Índia (Nandi, 1990).

Ariadnaesporites potoniei Kedves, 1995

Estampa: I, Figura: E

Espécime: PPNSD15-E-3-3 (n= 6)

Coordenadas: 30 x 90,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Esporo trilete; apresenta processo longo; acromela fina, transparente e rugosa; exina psilada. Dimensões: Diâmetro 40 μm ; processo com aproximadamente 200 μm ; base do processo 9 μm ; exina 2,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Salviniaceae

Discussão: É reconhecido no Cretácico inferior do Egito (Kedves, 1995); no Campaniano-Maastrichtiano da Formação Zarga-Ghazal, Sudão do Sul (Cole *et al.*, 2017); no Maastrichtiano da Índia (Prasad & Sahni, 1988); no Cenomaniano-

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Maastrichtiano da Formação Yuliangzi, China (Cao & Wang, 1999); no Santoniano a Holanda (Batten, 1988); no Albiano superior-Cenomaniano médio do Canadá (Singh, 1983); no Cenomaniano-Maastrichtiano da Formação Tuscaloosa, Alabama, Estados Unidos da América (Tschudy, 1966); no Cenomaniano da Formação Dakota, Kansas, Estados Unidos da América (Kovach & Dilcher, 1988); no Turoniano da Formação Magothy, Maryland, Estados Unidos da América (Hall, 1967); e no Maastrichtiano da Formação Fox Hills Sandstone, Montana, Estados Unidos da América (Hall, 1967).

Caudaspora spinosa Elsik, 1966

Est. 1, figs. 1-6.

Ariadnaesporites spinosus (Elsik, 1966) Hills, 1967

Estampa: I, Figura: F

Espécime: PPNSD09-G-2-38 (n=70)

Coordenadas: 28,3 x 99,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Esporo trilete; apresenta processo longo, espiralado e mais largo na base; acromela fina e transparente, apresentando pequenos espinhos.

Dimensões: Diâmetros do corpo sem a acromela 30-24 µm; comprimento do grão com a acromela 100 µm; largura do grão com a acromela 38 µm; base do processo 5 µm; comprimento do processo 200-300 µm; exina 1,5 µm; espinhos variando entre 1-3 µm.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Salviniaceae

Discussão: É reconhecido nas bacias sub-andinas do Peru (Elsik, 1966), onde é referido à idade Campaniano-Maastrichtiano (Kedves, 1995); na plataforma continental do Amapá, Pará e Maranhão e bacias de Barreirinhas, Sergipe/Alagoas, Almada, Cumuruxatiba e Espírito Santo, onde é referido à idade Campaniano-Maastrichtiano (Regali *et al*, 1974).

Ariadnaesporites sp.

Estampa: I, Figura: G

Espécime: PPNSD11-B-2-16 (n=133)

Coordenadas: 41,6 x 93

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Esporo trilete; apresenta processo longo; acromela fina, estreita, transparente, com margem espessa e pregas transversais que se ligam desde a margem até o corpo do grão; leasuras largas, alcançando as margens; exina espessa e psilada.

Dimensões: Diâmetro do corpo 30 µm; diâmetro do corpo com a acromela 41 µm; processo com aproximadamente 200 µm; largura do processo 3 µm; base do processo 3,5 µm; exina 4,5 µm; nexina 2,5 µm; sexina 2 µm.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Salviniaceae

Discussão: Difere dos demais revistos na literatura, por apresentar a acromela fina, curta e transparente, com margem espessa e pregas transversais que se ligam desde a margem até o corpo do grão. Ocorrência do gênero (ver *Ariadnaesporites spinosus*, *A. longiprocessum* e *A. potonie*).

Varirugosisporites Doring 1965

Especie tipo: *Varirugosisporites perverrucatus* (Couper) Döring 1965.

Varirugosisporites sp.

Estampa: I, Figura: H

Espécime: PPNSD02-1-45 (n=2)

Coordenadas: 42 x 106,1

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor

Descrição: Esporo trilete, circular a triangular-obtuso-convexo; exina fina; escultura báculo-equinada; báculos de tamanhos variados; espinhos cônicos, curvos e curtos.

Dimensões: Diâmetros 22,5-25,5 µm; exina 1 µm; báculos 0,5-2,5 µm; espinhos 1-2 µm.

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Selaginella

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Discussão: Difere de *Varirugosisporites lobulus* (Salard-Cheboldaeff, 1978), que ocorre no Maastrichtiano-Oligocênico da Bacia de Camarões, pelo menor tamanho e distribuição das báculas/lóbulos, e pela ausência de espinhos.

Psilatriteles Potonié, 1956

Psilatriteles sp.

Estampa: I, Figura: I Espécime: PPNSD07-3-48 (n=20)

Coordenadas: 16,5 x 101,5

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Esporo trilete <25 µm, circular a triangular-obtuso-convexo; leasuras finas e longas, alcançando as margens; exina psilada e espessa.

Dimensões: Diâmetro 22,5 µm; leasuras 8,5 µm; exina 1,7 µm.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Difere dos demais revistos na literatura, representando possivelmente uma nova espécie. Na África, o gênero ocorre no Albiano médio da Bacia de Tarfaya, Marrocos (Bettar & Méon, 2001) e no Cenomaniano da Formação Talme Yafe, Israel (Brenner, 1974). Já na América do Sul, o gênero foi reconhecido no Peru, no Aptiano da Formação Água Caliente, Loreto, (Mejia-Velazquez *et al.*, 2012b) e no Eocênico médio da Formação Pozo, Membro Gran Barranca (Antoine *et al.*, 2011); na Colômbia, foi referido no Paleocênico inferior-Eocênico médio da Formação Los Cuervos, Bacia Catatumbo (Gonzalez-Guzmán, 1967); na parte inferior do Miocênico inferior da Formação Carbonera (Gomez *et al.*, 2009); e no Aptiano-Albiano da Formação Água Caliente, Peru (Mejia-Velazquez *et al.*, 2012a); no nordeste do Brasil, o gênero foi reconhecido no Albiano inferior-Cenomaniano-Turoniano (Hernegreen, 1975b).

Retitriteles Pierce, 1961

Retitriteles sp.

Estampa: I, Figura: J

Espécime: PPNSD09-F-1-5 (n=2)

Coordenadas: 17 x 99,9

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Esporo trilete 25-50 µm, circular a triangular-obtuso-convexo; leasuras finas e não muito longas; exina reticulada e espessa.

Dimensões: Diâmetro 44 µm; leasuras 10 µm; exina 3 µm; nexina 1,2 µm; sexina 1,6 µm; espaço entre sexina e nexina 0,2 µm.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona PC-46-*Gnetaceaepollenites diversus* (Regali *et al.*, 1974).

Afinidade botânica: Lycopodiaceae

Discussão: Difere dos demais revistos na literatura, por apresentar essa divisão entre nexina e sexina, além do padrão reticulado, possivelmente representando uma nova espécie. O gênero apresenta uma ampla distribuição geográfica: na Austrália foi reconhecido no Paleocênico da região sul de Monaro (Taylor *et al.*, 1990) e no Cenomaniano da Ilha Bathurst, Território do Norte (Norvik & Burger, 1976); an Europa, o gênero é referido no Barremiano da Formação Weald Clay, Inglaterra (Rivett, 1956) e no Cenomaniano inferior do sudoeste da França (Néraudeau *et al.*, 2008); na África, ocorre no Barremiano-Albiano da Bacia de Muglad (Elsawi *et al.*, 2012) e no Oligocênico-Miocênico da Bacia de Melut (Eisawi & Schrank, 2008), bem como no Barremiano de Dakhla, Egito (Schrank & Mahmoud, 2002); na Antártica, o gênero ocorre no Barriasiano da Península Antártica (Duane, 1996) e no Albiano-Maastrichtiano da Ilha James Ross (Dettmann & Thomson, 1987; Askin, 1990; Keating, 1992; Dolding, 1992); na América do Norte, ocorre no Campaniano médio da Formação Oldman, Grupo Belly River, Alberta, Canadá (Farke *et al.*, 2011); o gênero é igualmente comum na América do Sul, nomeadamente na Argentina, onde foi referido no Hauteriviano-Maastrichtiano (Archangelsky & Gamarro, 1966, Baldoni, 1992; Archangelsky Llorens, 2003; Papú, 2002; Llorans, 2008; Povilauskas *et al.*, 2008; Archangelsky *et al.*, 2008; Vallati, 2010; Perez Loinaze *et al.*, 2011; Barreda *et al.*, 2012; Guler *et al.*, 2012; Archangelsky *et al.*, 2012; Povilauskas, 2012); Archangelsky & Llorens (2003) referem a ocorrência do gênero no Albiano inferior da Bacia Austral, Província de Santa Cruz; Zamaloea (2004), refere-o ao Miocênico inferior-médio da Formação Cullen, Tierra del Fuego; Ruiz &

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Quattrocchio (1997) e Barreda *et al.* (2012) referem-no no Paleocênico inferior da Formação Pedro Lucas, Bacia del Colorado; no Peru, o gênero ocorre no Aptiano da Formação Água Caliente, Loreto (Mejia-Velazquez *et al.*, 2012) e no Eocênico médio da Formação Pozo, Membro Gran Barranca, Loreto (Antoine *et al.*, 2011); na Colômbia, é referido no Aptiano-Albiano (Mejia-Velazquez *et al.*, 2012) e Eocênico médio (Jaramillo & Dilcher, 2001), sendo reconhecido no Paleocênico médio-superior da Formação Cerrejón (Jaramillo *et al.*, 2007); já no Brasil, o gênero é referido no Aptiano inferior-Albiano superior das bacias do Araripe e Sergipe (Pons *et al.*, 1996; Araujo Carvalho. 2001); no Miocênico inferior-Pliocênico da plataforma continental do Amapá, Pará e São Paulo (Regali *et al.*, 1974) e no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Gabonisporis Boltenhagen 1967

Gabonisporis sp.

Estampa: I, Figura: K

Espécime: PPNSD07-4-23 (n=3)

Coordenadas: 39,4 x 101

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Esporo trilete, simetria radial, triangular-obtuso-convexo; leasuras pouco definidas, com as extremidades próximas às margens; exina densamente reticulada; retículos ornamentando toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetros 27 µm; leasuras 10 µm; exina 1 µm; lúmen dos retículos 1-1,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Assemelha-se a *Gabonisporis vigourouxii* (Boltenhagen, 1967), que ocorre no Santoniano/Coniaciano-Maastrichtiano da plataforma continental do Maranhão, Sergipe, Bahia, Espírito Santo e Rio de Janeiro, e bacias de Sergipe-Alagoas, Almada, Jequitinhonha e Oumuruxatiba (Regali *et al.*, 1974; Herngreen. 1975), mas difere daquele

por apresentar retículos muito maiores e muros mais espessos, podendo representar uma nova espécie.

Undulatisporites (Pflug) Thomson & Pflug, 1953

p. 52, Est. 1, fig. 10.

Undulatisporites sp.

Estampa: I, Figura: L

Espécime: PPNSD09-G-2-43 (n=11)

Coordenadas: 14,4 x 100,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Esporo trilete, simetria radial, triangular-obtuso-convexo; leasuras largas e onduladas; exina fina e verrucada; verrugas distribuídas por toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetros 20 µm; leasuras 8,5 µm; exina 1 µm; verrugas 0,5-1 µm.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Schizaeaceae

Discussão: Difere de *Undulatisporites undulapolus* (Brenner, 1963), por apresentar verrugas distribuídas pela superfície do grão, sendo reconhecido em sedimentos do Grupo Potomac, Estados Unidos, onde é atribuído à idade Barremiano-Albiano inferior, e no Oligocênico-Miocênio da Bacia Melut, Sudão (Eisawi & Schrank, 2008). Difere de *Undulatisporites takutuensis* (Van der Hammen & Burger, 1966), por apresentar escultura fossulada, sendo reconhecido na Formação Takutu, Guiana, onde é atribuído ao Jurássico; no Brasil, aquela espécie foi referida no Albiano da Formação Santana, Brasil (de Lima, 1978; 1979).

Verrucatotriletes van Hoeken-Klinkenberg, 1964

Verrucatotriletes sp.

Estampa: I, Figura: M

Espécime: PPNSD09-F-3-11(n=1)

Coordenadas: 254,3 x 98,4

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Esporo trilete, simetria radial, triangular-obtuso-convexo; leasuras largas e alcançando as margens; exina fina e verrucada; verrugas grandes e densamente distribuídas por toda a parede do grão.

Dimensões: Diâmetros 35 µm; leasuras 17,5 µm; exina 1,7 µm; verrugas 2-3 µm de altura e 2-6 µm de base.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona PC-46-*Gnetaceaepollenites diversus* (Regali *et al.*, 1974).

Afinidade botânica: Lycopodiaceae

Discussão: Difere de *Verrucatotriletes bulatus* (van Hoeken-Klinkenberg, 1964), descrita para a Bacia de Gongola, Nigéria, e referida ao Albiano superior; e de *Verrucatotriletes etayoi* (Dueñas, 1986), que ocorre no Paleocênico da Formação Cienaga de Oro, Colômbia, por apresentar leasuras largas, além de um padrão diferente de distribuição das verrugas e das leasuras.

Zlivisporis Pacltová, 1961

Est. 3, figs. 15, 16

Triporoletes blanensis (Pacltová, 1961) Srivastava, 1972

Zlivisporis blanensis Pacltová, 1961

p. 87, Est. II, figs. 1-4.

Estampa: I, Figura: N

Espécime: PPNSD09-G-1-17 (n=6)

Coordenadas: 36 x 96

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Esporo trilete, circular, simetria radial; leasuras longas, alcançando o equador; comissuras estreitas com extremidades afiladas; margens com ligeiro espessamento da parede; exina fina, cavada e psilada; sexina fina e formando retículos; face proximal psilada e face distal reticulada; muro fino; retículo originado de pregas elevadas da sexina; lúmen hexagonal e amplo.

Dimensões: Diâmetros 39-42 µm; exina 1,5 µm; muro 0,5 µm; lúmen 12-15 µm.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Para Boltenhagen (1967), a espécie ocorre no Maastrichtiano do Gabão; no Egito, a espécie foi referida no Maastrichtiano, por Kedves (1995) e no Campaniano superior-Maastrichtiano superior, por Mahmoud & Schrank (2007); para Jaramillo & Dilcher (2001), ocorre no Paleocênico inferior da Bacia de Llanos Oriental, Colômbia; no Brasil, a espécie foi referida por Regali *et al.* (1974) nas bacias de Barreirinhas, Segipe/Alagoas, Almada, Cumuruxatiba e Espírito Santo, onde é atribuída ao Campaniano-Maastrichtiano, e por Hernegreen (1975), ao Santoniano da Bacia de Alagoas.

Baculatisporites Thomson & Pflug, 1953

Baculatisporites sp.

Espécime: PRJ23-D-3-46

Coordenadas: 25,5 x 109 (n=1)

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simples, simetria radial, circular a elíptico; exina fina, báculo-clavada; baculas/clavas longas e distribuídas esparsas e densamente por toda a parede do grão, formando um padrão reticular.

Dimensões: Diâmetros 42-68 µm; exina 1 µm; baculas/clavas 4,1-6,3 µm.

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Difere de todas as espécies descritas na literatura por apresentar baculas/clavas longas e pelo padrão reticular. Possivelmente representa uma espécie nova. O gênero ocorre no Maastrichtiano do Vale Médio de Magdalena, Colômbia (Sole de Porta, 1972b), e no Eocênico da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001).

Echitriletes Potonié, 1956

Echitriletes muelleri Regali *et al.*, 1974

p. 265, Est. XIV, fig. 8.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Estampa: VII, Figura: H

Espécime: PRJ23-D-1-72 (n=6)

Coordenadas: 29,9 x 104,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simetria radial, circular a triangular-obtuso-convexo; exina lisa e equinada; apresenta espinhos curtos e longos, com ápice curvo e base larga, distribuídos por toda a parede do grão.

Dimensões: Diâmetros 26,8-25,5 μm ; exina 1,2 μm ; espinhos curtos 2,4-3 μm ; espinhos longos 4,5-5,6 μm ; bases variando entre 2-3,5 μm .

Distribuição stratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Selaginellaceae

Discussão: Ocorre em várias localidades da América do Sul: no Miocênico inferior-médio da Colômbia (Hoorn, 1994a) e no Miocênico médio do Peru (Hoorn, 1994). No Brasil foi referido no Eocênico superior-Miocênico inferior da plataforma continental do Amapá, Pará, Maranhão, Sergipe e Paraná (Regali *et al.*, 1974) e no Miocênico inferior do Maranhão (Regali *et al.*, 1985).

Echitriletes sp.

Espécime: PRJ12A-B-3-10

Coordenadas: 15 x 102,7

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simetria radial, anisopolar, triangular a circular; leasuras curtas e finas; exina pouco espessa, equinada, com espinhos longos distribuídos por toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetros 22-20 μm ; leasuras 5,2 μm ; exina 1,5 μm ; espinhos com 3,6 μm de altura e 0,6 μm de espessura.

Distribuição stratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Selaginellaceae

Discussão: Assemelha-se a *Echitriletes muelleri* (Regali *et al.*, 1974), mas difere deste por apresentar espinhos muito mais curtos. Ocorrência (ver *Echitriletes muelleri*).

Hydrosporidites Krutzsch, 1963

Hydrosporidites minor Silva, 2008

Est. 1, figs. 23-24.

Espécime: PRJ07B2-4-20 (n=2)

Coordenadas: 26,6 x 105,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simples, simetria radial; leasuras longos, atingindo as margens do grão; exina pouco espessa, psilada e comissura em linha reta.

Dimensões: Diâmetros 21-23 µm; raio 10 µm; exina 2 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Salviniaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Alto Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010; Silveira, 2015).

Magnastriatites Germeraad *et al.*, 1968

Magnastriatites grandiosus (Kedves & Sole de Porta, 1963) Dueñas, 1980

Est. 1, figs. 1-3.

Estampa: VII, Figura: I

Espécime: PRJ18B-A-14-18 (n=3)

Coordenadas: 9 x 106

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simples, tamanho grande, contorno triangular-obtuso-convexo; exina espessa e estriada; apresenta a área de contato da face proximal psilada.

Dimensões: Diâmetros 63-72 µm; exina 2,3 µm; estrias 1,5-3 µm de largura.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Schizeaceae

Discussão: Ocorre no Oligocênico da Colômbia (Dueñas *et al.*, 1979; Dueñas, 1980) e no Oligocênico inferior da Formação Mirador, Bacia de Llanos, também na Colômbia (Jaramillo *et al.*, 2009). No Brasil, foi referida no Miocênico superior-Pleistocênico da Formação Içá, Bacia do Solimões (Silveira & Souza, 2016).

Nijssenosporites Lorente, 1986

Nijssenosporites fossulatus Lorente, 1986

Est. 1, fig. 13.

Estampa: VIII, Figura: K

Espécime: PRJ02A-2-5 (n=4)

Coordenadas: 41,6 x 106,1

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso

Descrição: Esporo trilete, simples, simetria radial, anisopolar, arredondado a triangular; face distal convexa e face proximal bastante plana; cingulado; cingulo mais ou menos contínuo; ornamentação fossulada a reticulada ao longo de todo o grão.

Dimensões: Diâmetros 35-42 µm; exina 2,4 µm de espessura.

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico-Pliocênico da Formação Lagunilla, Venezuela (Lorente, 1986).

Nijssenosporites pteridoides Lorente, 1986

Espécime: PRJ02A-2-3 (n=8)

Coordenadas 44 x 105,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simples, triangular-obtuso-convexo, vértices arredondados, leasuras estendendo-se às margens; margens onduladas, com rugosidades espessas e irregulares; exina espessa.

Dimensões: Diâmetros 36-46 µm; leasuras 10,5 µm; exina 2,6 µm.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Ocorre no Paleocênico-Eocênico da Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2000); e no Miocênico-Pliocênico da Formação Lagunillas, Venezuela (Lorente, 1986).

Osmundacidites Couper, 1953

Osmundacidites cf. *minor* Jaramillo & Dilcher, 2001

Espécime: PRJ07B2-1-2 (n=6)

Coordenadas: 42 x 94,9

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simples, circular, robusto, simetria radial, heteropolar; leasuras longos, quase alcançando as margens; exina fina e equinada; espinhos pequenos, irregulares e

robustos, distribuídos densamente e uniformemente por todo o grão.

Dimensões: Diâmetros 29-37 µm; raio 21 µm; exina 1 µm; grânulos 0,5-1 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Osmundaceae

Discussão: Assemelha-se a *Osmundacidites minor* (Jaramillo & Dilcher, 2001), reconhecida no Eocênico médio da Bacia de los Llanos e Valle Magdalena, Colômbia, mas difere desta por apresentar espinhos mais robustos.

Polypodiaceoisporites Potonié, 1951 ex Potonié, 1956

Polypodiaceoisporites? amazonensis Silva-Caminha *et al.*, 2010

p. 53, Est. 2, figs. 4-5.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Espécime: PRJ02A-11-13 (n=15)

Coordenadas: 13,8 x 103

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simetria radial, comissura reta e extremidades arredondadas; leasuras quase alcançando as margens; exina espessa, com escultura fossulada; fósulas variando de circulares a alongadas.

Dimensões: Diâmetros 28-32 μm ; exina 2,6 μm de espessura; leasuras 13,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Polypodiaceoisporites fossulatus Jaramillo & Dilcher, 2001

Est. 2, figs. 46-47.

Estampa: VII, Figura: J

Espécime: PRJ18B-A-10-7 (n=19)

Coordenadas: 17 x 95,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simples, simetria radial, forma piramidal; leasuras longas e atingindo o equador, sem que estes se estendam até o cingulo, comissura reta e extremidades pontiagudas; escultura verrucada e fossulada, irregulares no tamanho e forma.

Dimensões: Diâmetros 30-39 μm ; exina 2,3 μm ; cingulo 4,3-5 μm .

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Filicopsida

Discussão: Ocorre no Paleocênico-Eocênico da Bacia de los Llanos e Valle Magdalena, Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001); e no Eocênico médio da Formação Yahuarango, Peru (Antoine *et al.*, 2011). No Brasil, foi referida no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Alto Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Psilatriteles Van der Hammen, 1956

Est. 3, fig. 6.

Psilatriteles >50 µm

Espécime: PRJ18B-A-11-9 (n=7)

Coordenadas: 23,8 x 103,8

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, muito grande, simetria radial, triangular-obtuso-convexo; leasuras alcançando as margens; exina espessa, lisa a levemente granulada.

Dimensões: Diâmetros 53-71 µm; leasuras 28,5 µm; exina 4 µm.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Ocorre no Eocênico da Bacia de los Llanos e Valle Magdalena, Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001; Jaramillo *et al.*, 2007).

Retitriteles Pierce, 1961

Retitriteles cf. *cristatus* Jaramillo *et al.*, 2007

Est. 1, figs. 7-8.

Espécime: PRJ18B-A-1-21 (n=1)

Coordenadas: 13,72 x 109,49

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simples, simetria radial, circular a triangular-obtuso-convexo, tamanho grande; leasuras longas, alcançando o equador; exina estreita, cristada-equinada; espinhos finos e cônicos formam ornamentação cristada, produzindo uma ornamentação pseudoreticulada; apresenta espinhos isolados.

Dimensões: Diâmetro 42 µm; exina 0,5 µm; leasuras 22 µm; espinhos 3-2,6 µm; retículos 4,5 µm; cristas 3 µm.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Lycopodiaceae?

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Discussão: Difere de *Retitriletes cristatus* (Jaramillo *et al.*, 2007), reconhecida no Paleocênico médio-superior da Formação Cerrejón, Colômbia, somente pelo maior tamanho.

Rugulatisporites (Pflug & Thomson, 1953) Thomson & Pflug 1953

Rugulatisporites sp. 1 Silva-Caminha *et al.*, 2010

Est. 2, figs. 22-23.

Espécime: PRJ18B-A-11-13 (n=2)

Coordenadas: 14 x 107,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simples, simetria radial, triangular-obtuso-convexo, leasuras curta, leasuras de tamanho médio, escultura laevigada na face proximal e rugulada na face distal, comissura ondulada e côncava. Confere com aquele descrito por Silva-Caminha *et al.* (2010).

Dimensões: Diâmetros 30-36,3 µm; exina 1,5 µm; leasuras 16 µm.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Alto Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Undulatisporites (Pflug) Thomson & Pflug, 1953

Undulatisporites sp. Elsink, 1968a

p. 294, Est. 8, fig. 4; Est. 10, fig. 6.

Undulatisporites sp.

Estampa: VII, Figura: K

Espécime: PRJ07B2-1-12 (n=2)

Coordenadas: 10,5 x 115

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simples, triangular a circular, simetria radial; leasuras ondulada ao longo de todo o raio; exina granulada e/ou verrucada; grânulos e/ou verrugas distribuídos densamente e uniformemente por todo o grão.

Dimensões: Diâmetros 27-30 μm ; raio 13 μm ; grânulo 0,5 μm ; espinho 0,3 μm ; exina 1,3 μm .

Distribuição estratigráfica: Oligocênio superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al*, 2011).

Afinidade: Indeterminada

Discussão: Difere de *Undulatisporites undulapolus* (Brenner, 1963), reconhecida no Barremiano dos Estados Unidos, por apresentar escultura granulada e equinada. A espécie também ocorre no Albiano da Formação Sanatana (de Lima, 1978; 1979); e no Oligocênio-Miocênio da Bacia Melut, Sudão (Eisawi & Schrank, 2008). Representa possivelmente uma espécie nova.

Verrucatotriletes Van Hoeken-Klinkenberg, 1964

Verrucatotriletes etayoi Dueñas, 1980

Estampa: VII, Figura: L

Espécime: PRJ07B2-4-26 (n=9)

Coordenadas: 23,25 x 104,9

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simetria radial, leasuras muito fina; triangular-agudo-convexo; exina muito fina e verrucada; ambas as faces apresentam verrugas de tamanhos variados.

Dimensões: Diâmetros 27-30 μm ; verrugas 2,4-4 μm na base e 2,1 μm de altura.

Distribuição estratigráfica: Oligocênio superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Discussão: Ocorre no Eocênico da Formação Concentración, Colômbia (Pardo-Trujillo Jaramillo, 2014); e no Oligocênico da Formação Cienaga de Oro, Região do Caribe, Colômbia (Dueñas, 1986).

Verrutriteles (Van der Hammen 1954) Potonié, 1956

Verrutriteles “*echinatus*” Jaramillo *et al.*, 2007

p. 171, Est. 7, figs. 8-9.

Estampa: VIII, Figura: A

Espécime: PRJ12A-B-1-16 (n=2)

Coordenadas: 35,5 x 109,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo trilete, simetria radial, circular a triangular-obtuso-convexo, ornamentação verrucada-escabrada-rugulada, densa e aleatoriamente distribuída por todo o grão.

Dimensões: Diâmetros 32 µm; exina 0,5 µm; verrugas 0,1-0,3 µm.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites* ‘*gigantiporus*’, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre no Paleocênico superior-Eocênico da Formação Cerrejón, Colômbia (Jaramillo *et al.*, 2007).

5.2.2. Pólens

Divisão Pollenites Potonié, 1931

Classe Inaperturatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Tetradites (Cookson, 1947) Potonié, 1947

Droseridites (Cookson, 1947) Potonié, 1960

Droseridites senonicus Jardiné & Magloire, 1965

p. 39, Est. 9, figs. 5-6, 27.

Estampa: I, Figura: O

Espécime: PPNSD11-B-2-71 (n=30)

Coordenadas: 28 x 98

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão tetraédrico, inaperturado e equinado; espinhos cônicos, de tamanhos distintos e distribuídos por toda a superfície do grão; exina fina e intectada.

Dimensões: Diâmetros 20-23 µm; tétrade 16 µm; exina 1,5 µm; espinhos 2-4 µm; espaço entre os espinhos 1,5-4 µm.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: No Norte da América do Sul a espécie foi referida no Aptiano superior (Muller *et al.*, 1987); nas bacias africanas, a espécie é bastante frequente, tendo já sido reconhecida no Albiano do Egito (Deaf *et al.*, 2014), no Cenomaniano superior (Abdel-Kireen *et al.*, 1996) e no Coniaciano-Santoniano (El Beialy *et al.*, 2010); foi igualmente reconhecida no Turoniano

do Sudão Central (Kaska, 1989), no Barremiano-Aptiano da Bacia Muglad, também localizada no Sudão (Eisawi *et al.*, 2012), no Senoniano das bacias do Senegal e da Costa do Marfim (Jardiné & Magloire, 1965), e no Turoniano da Bacia Benue, na Nigéria (Lawal & Moullade, 1986).

Clavainaperturites Van der Hammen & Wijmistra, 1964

Clavainaperturites microclavatus Hoorn, 1994

Est. II, figs. 3A-C.

Estampa: VIII, Figura: B

Espécime: PRJ23-D-1-66 (n=12)

Coordenadas: 26,1 X 103

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, inaperturado, simetria radial, isopolar, circular; exina intectada; ornamentação clavada, com clavas pequenas e estreitas, densamente distribuídas pela parede do grão.

Dimensões: Diâmetro 23 μm ; exina 1,5 μm ; clavas <1 μm de comprimento e 0,2 μm de espessura.

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior

Afinidade botânica: Chloranthaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico do Noroeste da Amazônia (Hoorn, 1994b); e no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Alto Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Crotonoidaepollenites Rau & Ramanujam, 1982

Crotonoidaepollenites reticulatus Silva-Caminha *et al.*, 2010

Est. 4, figs. 8-10.

Estampa: VIII, Figura: C

Espécime: PRJ18B-A-4-16 (n=32)

Coordenadas: 29,49 x 108,38

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, circular, inaperturado; exina intectada, clava-reticulada; apresenta padrão croton associado à ornamentação reticulada da nexina.

Dimensões: Diâmetros 26,5-34 μm ; exina 1,5 μm ; nexina 0,5 μm ; clava 3 μm de comprimento e 1 μm de espessura .

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Euphorbiaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Alto Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010; Silveira & Souza, 2015).

Grimsdalea Germeraad *et al.*, 1968

Grimsdalea sp.

Estampa: VIII, Figura: D

Espécime PRJ18B-A-2-1 (n=1)

Coordenadas: 7 x 94

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, esférico, bilateral, isolpolar, inaperturado; exina intectada, columelada e clavada; clavas longas, alargadas nas extremidades e dispersas por toda a parede do grão.

Dimensões: Diâmetro 56 μm ; exina 1 μm ; columelas 0,5 μm ; clavas variando entre 8-9,5 μm de comprimento e 1,5-2 μm de espessura.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Arecaceae?

Discussão: O espécime encontrado difere dos demais por apresentar clavas mais longas e largas nas extremidades. O gênero corre no Maastrichtiano-Paleocênico inferior do Sudão (Kaska, 1989; Eisawi & Schrank, 2008); no Oligocênico superior-Miocênico inferior da Formação Cienaga de Oro, região do caribe colombiano (Dueñas, 1986); no Miocênico médio-Pliocênico da Venezuela (Lorente, 1986); e na Bacia de Llanos, Colômbia (Jaramillo *et al.*, 2011). No Brasil, ocorre no Miocênico da plataforma continental do Amapá e Pará (Regali *et al.*, 1974); e no Miocênico médio-superior da Bacia do Solimões, Amazonas (Hoorn, 1993; 1994b; Silva, 2008; Silveira & Souza, 2015). Com base em estudos biostratigráficos desenvolvidos na Colômbia e áreas adjacentes, Jaramillo *et al.* (2011) registraram a ocorrência de *Grimsdalea magnaclavata*, interpretando idades distintas com relação aos dados pré-existent; de acordo com os autores, a idade desta zona foi atribuída à parte superior do Miocênico inferior ao Miocênico médio; para Latrubesse *et al.* (2007), a utilização da Zona *Grimsdalea*, para efeitos biostratigráficos, deve ser feita com alguma precaução, uma vez que os seus limites biostratigráficos apresentam alguma inconsistência de acordo com diferentes resultados obtidos por diferentes autores relativos a regiões distintas da Amazônia.

Retipollenites González-Guzmán, 1967

Retipollenites confusus González-Guzmán, 1967

Est. XXX, figs. 1-1C.

Espécime: PRJ07B2-1-13 (n=1)

Coordenadas: 11 x 116

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, esférico, isolpolar, simetria radial, inaperturado; exina espessa, semitectada, reticulada; retículos não estão inseridos na nexina;

Dimensões: Diâmetro 80 µm; exina 7 µm; sexina 5 µm; nexina 1 µm; columelas 4-5 µm; muro 1 µm; lúmen variando de 7-11 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al*, 2011).

Afinidade botânica: Desconhecida

Discussão: Ocorre no Eocênico Médio das formações Los Cuervos e Mirador, Colômbia (González-Guzmán, 1967).

Classe Plicate (Naumova, 1937) Potonié, 1960

Ephedripites (Bolchovitina, 1953) Potonié, 1958

Ephedripites sulcatus Brenner, 1968

Figs. 2-3

Estampa: II, Figura: A

Espécime: PPNSD11-B-1-38 (n=7)

Coordenadas: 35 x 99

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, elíptico, isopolar, simetria bilateral, sulcado, inaperturado, poliplicado; escultura formada por 5-7 cristas/pregas largas e planas, originadas da sexina e estendendo-se longitudinalmente até os polos, sem se cruzarem e separadas por espaços muito estreitos; exina fina e atectada; nexina e sexina separadas.

Dimensões: Diâmetro polar 53 µm; diâmetro equatorial 18 µm; pregas 2,5-3,5 µm; sulcos 0,5-1,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Ephedraceae

Discussão: Ocorre no Albiano-Cenomaniano do Nordeste do Peru (Brenner, 1968).

Equisetosporites Daugherty, 1941

Equisetosporites ambiguus (Hedlund, 1966) Singh, 1983

Est. 5, fig. G.

Estampa: II, Figura: B

Espécime: PPNSD11-B-1-71 (n=2)

Coordenadas: 27,2 x 102

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, poliplicado, simetria radial, inaperturado, isolpolar, elíptico, fusiforme.

Dimensões: Diâmetro polar 42 µm; diâmetro equatorial 25 µm; nexina 1 µm; sexina <0,5 µm; pregas 1-2 µm de largura e 0,5 µm de distância entre elas.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Equisetaceae

Discussão: A espécie foi reconhecida em várias bacias africanas, nomeadamente no Albiano Médio da Bacia Agadir-Essaouira, Marrocos (Bettar & Meón, 2006), no Albiano superior-Cenomaniano superior do Gabão (Azema & Boltenhagen, 1974), no Albiano inferior-Cenomaniano superior do Egito (Mahmound & Essa, 2007) e no Cenomaniano superior-Turoniano da Depressão Qattara, também localizada no Egito (Ibrahim, 1996); no Brasil, a espécie foi reconhecida no Albiano inferior da Formação Santana (de Lima, 1979; 1980).

Equisetosporites Daugherty, 1941

Equisetosporites strigatus (Brenner, 1968) de Lima, 1980

Est. 3, fig. 4.

Estampa: II, Figura: C

Espécime: PPNSD11-B-2-98 (n=2)

Coordenadas: 45,5 x 100

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, elíptico, isopolar, inaperturado, poliplicado; pregas ligeiramente oblíquas em relação ao eixo principal, longas e separadas por canais muito estreitos; parece não se fundirem nas regiões polares; exina psilada;

Dimensões: Diâmetro polar 44 μm ; diâmetro equatorial 21 μm ; pregas 42 μm de comprimento e 3 μm de largura; canais 0,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Equisetaceae

Discussão: A espécie foi reconhecida no Campaniano-Maastrichtiano da Bacia Muglad, Sudão (Eisawi *et al.*, 2012); no Brasil foi referida ao Albiano inferior-superior da Formação Codó, Maranhão (de Lima, 1982).

Gnetaceaepollenites (Thiergart, 1938) Jansonius, 1962

Equisetosporites jansonii Pocock, 1964

p. 149, Est. 1, figs. 26-27.

Gnetaceaepollenites jansonii (Pocock) de Lima, 1979

Est. IV, figs. 1-7.

Estampa: II, Figura: D

Espécime: PPNSD09-G-2-49 (n=1)

Coordenadas: 46,6 x 103

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Grão mônade, simetria bilateral, elipsoidal, poliplicado; exina em duas camadas, sendo que a externa apresenta 14 pregas paralelas em seção semicircular, juntas

ou separadas por canais, onde não há a camada externa; pregas oblíquas, cruzadas entre si e com as superfícies sobrepostas; as pregas aproximam-se nas extremidades, mas não se fundem.

Dimensões: Diâmetro polar 41 μm ; diâmetro equatorial 21 μm ; pregas 2-3 μm ; canais 0,6-1 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Gnetaceae

Disussão: A espécie ocorre no Maastrichtiano da Formação Yesera, Argentina (Narváez & Prámparo, 2014); no Brasil, ocorre no Albiano-Cenomaniano da Bacia do Maranhão (Herngreen, 1973) e no Albiano da Formação Santana (de Lima, 1979; 1980).

Steevesipollenites Stover, 1964

Steevesipollenites giganteus Regali *et al.*, 1974

Est. XX, fig. 10.

Estampa: II, Figura: E

Espécime: PPNSD11-B-1-73 (n=2)

Coordenadas: 27 x 102

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, elíptico, fusiforme, isopolar, inaperturado, acolpado, poliplicado, com pregas e sulcos alternados, em número de 6; pregas retas e lisas, sem interrupção e afinando em direção aos polos; sulcos estreitos. De acordo com Regali *et al.* (1974), as pregas podem variar em número de 6 a 10.

Dimensões: Diâmetro polar 100 μm ; diâmetro equatorial 26 μm ; pregas 86 μm de comprimento e 4-5 μm de largura; sulcos 2-3 μm ; exina 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Gnetaceae

Discussão: A espécie foi referida no Cenomaniano de Israel (Herngreen, 1975) e em várias bacias africanas: no Barremiano do Oasis Dakhla do Egito (Schrank & Mahmoud, 2002), no Cenomaniano médio-Santoniano do noroeste do Egito (El Baialy *et al.*, 2010) e no Cenomaniano-Turoniano da Depressão Qattara (Ibrahim, 1996); em Marrocos, no

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Albiano médio da Bacia Tarfaya (Bettar & Méon, 2001); e na Nigéria, no Cenomaniano da Formação Pindiga (Lawal & Moullade, 1986). Na América do Sul, a espécie ocorre no Santoniano da Formação Bajo de la Carpa, Mendoza, Argentina (Vallati, 2013), no Aptiano-Albiano da Colômbia (Mejia-Velzaquez *et al.*, 2012) e no Albiano-Cenomaniano do nordeste do Peru (Brenner, 1968); no Brasil, foi reconhecida no Albiano-Cenomaniano da Bacia de Barreirinhas, Maranhão, (Regali *et al.*, 1974).

Classe Pantoporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Echiperiporites Van der Hammen & Wijmstra, 1964

Echiperiporites akanthos Van der Hammen & Wijmstra, 1964

p. 239, Est. 1, fig. 11.

Estampa: IX, Figura: G

Espécime: PRJ07B2-4-2 (n=2)

Coordenadas: 25,5 x 94,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, circular, elíptico, pantoporado; exina fina, tectada, equinada e columelada.

Dimensões: Diâmetro polar 47,5 µm; diâmetro equatorial 42,5 µm; exina 0,5 µm; poros 0,5-0,7 µm; espinhos 2,5-3,5 µm de comprimento e 1-2 µm de base.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Malvaceae

Discussão: Ocorre no Oligocênico-Miocênico da Guiana Britânica (Van der Hammen & Wymstra, 1964); no Eocênico inferior-Miocênico da Plataforma continental, bacias de Sergipe-Alagoas e Espírito Santo, Brasil (Regali *et al.*, 1974); e no Paleocênico-Eocênico superior da Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001; Jaramillo *et al.*, 2009); e no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Echiperiporites estelae Germeraad *et. al.*, 1968

p. 315, Est. 10, fig. 1.

Estampa: IX, Figura: H

Espécime: PRJ18B-A-9-7 (n=162)

Coordenadas: 17,2 x 98,3

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, equinado; espinhos cônicos, longos e robustos, distribuídos por toda a parede do grão; área entre os espinhos, microperfurada; pantoporado (20-25 poros), poros circulares; exina tectada e columelada.

Dimensões: Diâmetro 47 μm ; poros 2-2,5 μm ; exina 1,5 μm ; columelas 0,9 μm ; espinhos 3-5 μm de comprimento e 2-3 μm na base.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Malvaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico Inferior da Bacia Melut, Sudão (Eisawi & Schrank, 2008). Na América do Sul, foi referida no Eocênico da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001) e no Eocênico Médio/Superior-Miocênico da plataforma continental do Amapá, Pará, Maranhão, Sergipe, Paraná e Rio de Janeiro (Regali *et al.*, 1974); e no Miocênico Superior-Pliocênico Inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Echiperiporites intectatus Silva-Caminha *et al.*, 2010

p. 32, Est. 4, fig. 25.

Estampa: IX, Figura: I

Espécime: PRJ18B-A-12-2 (n=32)

Coordenadas: 52 x 93

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, circular, simetria radial, isopolar; pantoporado (10-16 poros); poros circulares, salientes e anulados; exina intectada e equinada; espinhos cônicos, pequenos a Médios, apresentando dois padrões de distribuição estratigráfica: 1) os

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

maiores se apresentam esparsamente aglomerados e distribuídos desigualmente em torno dos poros; 2) os menores esparsamente distribuídos sobre a parede do grão.

Dimensões: Diâmetro: 38,5 μm ; exina 1,2 μm ; espinhos variando entre 1-2,6 μm ; poros entre 2,5-3 μm e ânnulos com 1,6 μm .

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênio inferior-Miocênio médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Malvaceae?

Discussão: Ocorre no Miocênio Superior-Pliocênio Inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva, 2008, Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Echiperiporites lophatus Silva-Caminha *et al.*, 2010

p. 32, Est. 5, figs. 1-2.

Estampa: IX, Figura: J

Espécime: PRJ02A-5-8 (n=24)

Coordenadas: 22,7 x 96,1

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, circular, simetria radial, isopolar, pantoporado; exina tectada, columelada e equinada, com espinhos grandes, longos e cônicos, circundando os poros.

Dimensões: Diâmetro 57 μm ; exina 2,5 μm ; \pm 30 poros de 3 μm de diâmetro; espinhos 7,5-10 μm de comprimento; columelas 0,6 μm

Distribuição estratigráfica: Miocênio superior.

Afinidade botânica: Malvaceae?

Discussão: Ocorre no Miocênio Superior-Pliocênio Inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva, 2008, Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Multiporopollenites Pflug & Thomson, 1953

Multiporopollenites crassinexinatus Silva-Caminha *et al.*, 2010

p. 39, Est. 6, figs. 20-21.

Estampa: IX, Figura: K

Espécime: PRJ12A-B-2-9 (n=2)

Coordenadas: 24,9 x 98,3

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, circular, pantoporado, simetria radial, isopolar; exina tectada, microperfurada, columelada; nexina espessa; apresenta aproximadamente 25 poros circulares a alongados. Descrição baseada no espécime de Silva-Caminha *et al.* (2010), devido à baixa qualidade da preservação destes grãos.

Dimensões: Diâmetro 25 µm; exina 3 µm; nexina 2 µm; columelas 0,8 µm; poros com aproximadamente 1,2 µm.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva, 2008, Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Psilaperiporites Regali *et al.*, 1974

Psilaperiporites sp.

Estampa: IX, Figura: L

Espécime PRJ18B-A-13-23 (n=9)

Coordenadas: 27,7 x 108,3

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, esférico, isopolar, pantoporado, com 12 poros circulares e anulados; exina muito fina, psilada, translúcida e com pregas transversais. Dimensões: Diâmetro 41 µm; poros 4 µm; ânnulos 0,8 µm; exina 0,5 µm.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Chenopodiaceae

Discussão: Distingue-se de todas as espécies descritas na literatura, por apresentar exina translúcida e com pregas transversais. O gênero é comum no norte da América do Sul no Eocênico médio-Oligocênico (Muller *et al.*, 1987), tendo sido referido no Paleocênico do noroeste da Bolívia (Vadja-Santivanez, 1999) e no Eocênico médio da Formação Pozo,

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Membro Gran Barranca, Peru (Antoine *et al.*, 2011). Ocorre igualmente no Miocênico superior da Formação Chiquimil, Catamarca, Argentina (Mautino & Anzótegui, 1998) e no Eocênico médio-Oligocênico superior dos sedimentos meso-cenozoicos do Brasil (Regali *et al.*, 1974). Possivelmente representa uma espécie nova.

Classe Monoporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Classopollis (Pflug, 1953) Pocock & Jansonius, 1961

Classopollis classoides Pocock & Jansonius, 1961

Est. 16, figs. 20-25, 29-37.

Estampa: II, Figura: F

Espécime: PPNSD11-B-1-112 (n=2)

Coordenadas: 21 x 106,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, circular, simetria bilateral, monoporado; poro fracamente visível; exina em duas camadas, com sexina quase ausente nos polos; apresenta estrias sobre uma zona de espessamento que circunda a região equatorial; esculturas escabradas e estriadas. Dimensões: Diâmetro 26 µm; exina 1,5 µm;

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Cheirolepidiaceae

Discussão: A espécie ocorre desde o Valanginiano ao Barremiano do Grupo Kurnub, Israel (Brenner & Bickoff, 1992), estando igualmente presente em várias bacias africanas: no Albiano médio-superior da Bacia Tarfaya, Marrocos (Bettar & Méon, 2001); no Albiano-Cenomaniano inferior do Gana (Atta-Peters *et al.*, 2006); e no Aptiano-Albiano do Egito (Mahmoud & Moawad, 2000). Na América do Sul, ocorre na Argentina no Aptiano-Albiano da Formação Kachaike, Bacia Austral (Archangelsky & Llorens, 2003) e no Maastrichtiano da Formação Loncoche, Mendoza (Papú, 2002); no Aptiano-Albiano da Colômbia (Mejia-Velázquez *et al.*, 2012a); e no Aptiano-Albiano da Formação Água Caliente, Bacia de Marañon, Peru (Mejia-Velázquez *et al.*, 2012b). No Brasil, a espécie

foi reconhecida desde o Barremiano até ao Campaniano da plataforma continental, desde o Maranhão até o Pará, e em todas as bacias continentais brasileiras exploradas pela PETROBRAS (Regali *et al.*, 1974). De acordo com os autores, este palinomorfo é de grande extensão vertical e horizontal no Cretácico brasileiro e, em sedimentos terciários da plataforma continental, é encontrado como fóssil retrabalhado.

Classe Triporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Proteacidites (Cookson) Couper, 1953

p. 170-175 (gênero e espécie-tipo não designados)

Proteacidites sp.

Estampa: IX, Figura: F

Espécime: PRJ07B2-7-3 (n=2)

Coordenadas: 24,9 x 96,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão simples, simetria radial, isopolar, triporado, com ângulos retos; exina muito fina e intectada; ornamentação microreticulada, cobrindo toda a superfície do grão. Dimensões: Diâmetro polar 40 µm; diâmetro equatorial 34,5 µm; abertura dos poros 8 µm; exina 1,2 µm; sexina 0,3 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Proteaceae

Discussão: Difere de todas as espécies descritas na literatura, podendo representar possivelmente uma nova espécie. O gênero foi referido no Turoniano da Austrália (Helby *et al.*, 1987) e é muito frequente em África, onde ocorre na Nigéria, no Albiano-Cenomaniano da Formação Bima, Bacia Bornu (Ola-Buraimo & Boboye, 2011), no Maastrichtiano da Formação Abeokuta, sul da Nigéria (Jan du Chene, 1977) e no Maastrichtiano dos arenitos de Lakoja, Bacia Bida (Jan du Chene *et al.*, 1978); ocorre no Maastrichtiano do Egito e Sudão (Schrank, 1987), tendo sido igualmente referido no Cenomaniano-Turoniano da Formação Maghrabi (Kharga Oasis) no Egito, e no Sudão,

no Maastrichtiano de Kordofan (Schrank, 1994) e no Oligocênico-Miocênico da Bacia Melut (Eisawi & Schrank, 2008). Foi ainda referido no Campaniano-Maastrichtiano das bacias do Senegal e Costa do Marfim (Jardiné & Magloire, 1965) e no Oligocênico-Miocênico inferior das bacias sedimentares litorâneas de Camarões (Salard-Chebouldaeff, 1978). Na Venezuela o gênero ocorre no Maastrichtiano da Bacia de Maracaibo (Muller *et al.*, 1987), registrando-se ocorrências no Maastrichtiano da Formação Cimarrona, Vale de Magdalena, Colômbia (Sole de Porta, 1972b) e no Turoniano do nordeste do Peru (Brenner, 1968). No Brasil, ocorre Albiano-Cenomaniano do estado do Maranhão (Herngreen, 1973) e no Maastrichtiano-Oligocênico dos sedimentos Meso-Cenozoicos do Brasil (Regali *et al.*, 1974).

Classe Monocolpatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Bacumorphomonocolpites Sole de Porta, 1971

Bacumorphomonocolpites tausae Sole de Porta, 1971

Est. 3, fig. 2.

Estampa: II, Figura: G

Espécime: PPNSD02-1-12 (n=2)

Coordendas: 40,4 x 96

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, elíptico, monocolpado; sulco longo e de bordas irregulares; exina intectada e baculada; báculos longas, irregulares e distribuídas irregularmente pela parede do grão; apresenta a superfície intrabácula microperfurada.

Dimensões: Diâmetro polar 38 μm ; diâmetro equatorial 14 μm ; colpo 34 μm ; exina 2 μm ; báculos 2-6 μm , podendo alcançar, de acordo com Sole de Porta (1971), de 3-20 μm .

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre no Maastrichtiano superior-Eocênico superior das formações Cimarrona e Guaduas, Valle Médio de Magdalena, Colômbia (Sole de Porta, 1971; 1972b; Jaramillo & Dilcher, 2001).

Cycadopites Wodehouse, 1933

Est. 11, fig. 127.

Cycadopites sp.

Estampa: II, Figura: H

Espécime: PPNSD07-3-18 (n=51)

Coordenadas: 21,5 x 97

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, bilateral, elíptico, extremidades em ângulos, monocolpado; colpo longo, compreendendo todo o comprimento do grão, com a abertura em uma das extremidades; exina fina e psilada.

Dimensões: Diâmetro polar 18,5 µm; diâmetro equatorial 9,5 µm; colpo 17 µm de comprimento e 1,5 µm de espessura; exina 1,3 µm.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Provável afinidade com Cycadales, Bennettitales e/ou Ginkgoales

Discussão: Difere de *Cycadopites nitidus* (de Jersey, 1964), que ocorre no Maastrichtiano da Formação La Irene, sudoeste da Província de Santa Cruz, Argentina, pelo menor tamanho e por apresentar uma das extremidades fechadas. Aquela espécie é reconhecida no Valangianiano da Antártica (Mohr, 1990) e em várias bacias africanas: no Albiano médio da Bacia de Agadir-Essaouira, Marrocos (Bettar & Méon, 2006); e no Santoniano do Sudão (Aboul-Ela & Mabrouk, 1978). Foi igualmente reconhecida no Aptiano da Formação Punta del Barco, Argentina (Llorens, 2012); no Aptiano da Formação Água Caliente, Peru (Mejia-Velázquez *et al.*, 2012); no Brasil, foi referida no Aptiano da Bacia de Icó, Ceará (de Lima, 1990) e no Albiano da Formação Santana (de Lima, 1979, 1989), não sendo de excluir que *Cycadopites* sp. corresponda a uma nova espécie. O gênero tem uma distribuição geográfica praticamente global. Está referido na Europa: Hungria (Barabas-Stuhl, 1981); Irlanda (Visscher, 1971); Noruega (Mangerud, 1994); Polônia (Fijalkowska, 1994) e Reino Unido (Clarke, 1965). É igualmente conhecido em Israel (Eshet, 1990) e em várias localidades africanas: em Madagascar (Hankel, 1993); no Barremiano do Oásis Dakhla, Egito (Schrank & Mahmoud, 2002) e no Aptiano superior-Cenomaniano do oeste de Tiba, Egito (Mahmoud & Moawad, 2000); em Marrocos, no

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Albiano médio-superior da Bacia Tarfaya (Bettar & Meón, 2001); no Albiano-Cenomaniano inferior da Bacia do Senegal (Jardiné & Magloire, 1965) e no Barremiano-Neocomiano da Bacia Muglad, Sudão (Eisawi *et al.*, 2012). Foi igualmente referido no Oligocênico da Austrália (Hill, 1984), nos Estados Unidos (Clapham, 1970; Leffingwell, 1970; Ash, 1989), e Canadá (Jansonius, 1962); na Antártica, ocorre desde o Pérmico (Farabee *et al.*, 1990), no Triássico (Farabee *et al.*, 1990) e no Paleocênico (Askin, 1990). Na América do Sul, o gênero foi referido ao Maastrichtiano da Argentina (Archangelsky, 1973; Papú, 1989, 2002; Prámparo, 1994; Scafati *et al.*, 2009; Barreda *et al.*, 2012; e Povilauskas *et al.*, 2008) e ao Aptiano-Albiano da Formação Kachaike, Bacia Austral (Archangelsky & Llorens, 2003); no Aptiano-Albiano da Formação Los Mangos, Colômbia (Mejia-Velazquez *et al.*, 2012); e no Aptiano da Formação Água Caliente, Peru (Jardiné & Magloire, 1965). Já no Brasil, registra-se a sua ocorrência no Albiano da Formação Santana, Brasil (de Lima, 1989).

Echimonocolpites González-Guzmán, 1967

Echimonocolpites coni Sarmiento, 1992

Estampa: II, Figura: I

Espécime: PPNSD02-1-46 (n=1)

Coordenadas: 33 x 107,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, simetria bilateral, subcircular, equinado, monocolpado; colpo longo e irregular; exina fina, tectada e columelada.

Dimensões: Diâmetros 34-37 μm ; colpo 52 μm de comprimento e 5 μm de espessura; espinhos 3-5 μm ; exina 1,5 μm ; columelas 0,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre no Aptiano do Egito (Ibrahim, 1996); no Albiano inferior-médio da Formação Piedra Clavada, Argentina (Archangelsky *et al.*, 2008); no Paleocênico da Bacia de Llanos, Colômbia (González-Guzmán, 1967; Jaramillo & Dilcher, 2001); no Paleocênico da Formação Guaduas, Colômbia (Sarmiento, 1992); no Eocênico inferior-médio da Bacia Catatumbo, Colômbia (González-Guzmán, 1967).

Liliacidites Couper, 1953

Liliacidites variegatus Couper, 1953

Est. 7, fig 7.

Estampa: II, Figura: J

Espécime: PPNSD02-1-18 (n=2)

Coordenadas: 29,49 x 97,1

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor

Descrição: Grão mônade, simetria bilateral, anisopolar, monocolpado; sulco longo; exina fina, intectada e reticulada; sexina báculo-clavada, formando um retículo fino na superfície; lúmen do retículo diminui em direção aos polos.

Dimensões: Diâmetro polar 42 µm; diâmetro equatorial 31 µm; colpo 37 µm; exina 3 µm; nexina 1,3 µm; sexina 1,6 µm; báculas 2 µm; lúmen 1-3 µm.

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Liliaceae

Discussão: A espécie foi referida no Oligocênico inferior da Nova Zelândia (Couper, 1953) e no Albiano médio-superior da Bacia de Tarfaya, Marrocos (Bettar & Méon, 2001). Na América do Sul, ocorre no Albiano do Peru (Brenner, 1968) e no Maastrichtiano da Argentina (Papú, 1989; Povilauskas *et al.*, 2008; Barreda *et al.*, 2012; Povilauskas, 2013).

Longapertites Van der Hammen & Garcia 1966

Longapertites proxapertitoides Van der Hammen & Garcia, 1966

Est. III, fig. 22.

Estampa: II, Figura: K

Espécime: PPNSD02-1-16 (n=7)

Coordenadas: 37,27 x 97

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, bilateral, elíptico, anisopolar, monocolpado; apresenta um colpo longo e fino, que alcança as regiões polares; exina fina, tectada, columelada e

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

reticulada; diâmetro do lúmen diminui gradualmente em direção ao colpo; ectosulco longo, bordas estreitas e com as extremidades afiladas.

Dimensões: Diâmetro polar 32 μm ; diâmetro equatorial 16 μm ; colpo 38 μm de comprimento e 1 μm de espessura; ectosulco 2 μm ; exina 1,5 μm ; columelas 1 μm ; muro 1 μm ; lúmens 0,5-2 μm .

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Arecaceae

Discussão: Ocorre no Eocênico inferior-médio das formações Los Cuervos e Mirador, Colômbia (González-Guzmán, 1967; Jaramillo & Dilcher, 2001; Jaramillo *et al.*, 2011) e do Maastrichtiano inferior-Eocênico inferior nas bacias de Sergipe/Alagoas e Almada, Brasil (Regali *et al.*, 1974).

Mauritiidites (Van der Hammen, 1956b) Van Hoeken-Klinkenberg, 1964

Monocolpites Van der Hammen 1954

Monocolpites franciscoi Van der Hammen, 1956b

p. 112, fig. 2.

Mauritiidites franciscoi Van Hoeken-Klinkenberg, 1964

Estampa: II, Figura: L

Espécime: PPNSD02-1-47 (n=6)

Coordenadas: 41,6 x 108,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, monocolpado, simetria bilateral, elíptico; colpo e sulco longos, irregulares e com extremidades arredondadas; exina intectada e equinada; espinhos curtos e cônicos distribuídos por toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetro polar 25 μm ; diâmetro equatorial 20 μm ; colpo 20 μm ; sulco 2,3 μm de largura; exina 0,8 μm ; espinhos 1,5-2 μm .

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Arecaceae

Discussão: Ocorre no Paleocênico superior do Norte da América do Sul (Rull, 1999); na América do Sul foi referida na Colômbia, no Eocênico-Oligocênico da Bacia D'Amaga, (Schuler & Doubinger, 1970), no Oligocênico-Miocênico da Formação Planeta Rica, (Dueñas, 1980) e no Paleocênico da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001; Jaramillo *et al.*, 2011).

Monocolpopollenites (Pflug & Thomson, 1953) Nichols, Ames & Traverse, 1973

Monocolpopollenites spheroidites Jardiné & Magloire, 1965

p. 211-212, Est. 8, figs. 27-30.

Estampa: II, Figura: M

Espécime: PPNSD09-G-1-46 (n=21)

Coordenadas: 32,7 x 100,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Grão mônade, esférico, monocolpado; colpo longo, sulcado; sulco longo, marginado, com extremidades arredondadas, alcançando a região equatorial; margens do colpo na forma de pequenos grânulos; exina fina, atectada, ornamentação psilada a escabrada. Dimensões: Diâmetro 20 µm; colpo 15,5 µm; sulco 1,5 µm; exina 1,5-2 µm.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Cycadales?

Discussão: Ocorre no Cenomaniano-Maastrichtiano do Senegal (Jardiné & Magloire, 1965); e no Turoniano-Maastrichtiano inferior do Sudão do Sul (Cole *et al.*, 2017).

Monosulcites (Cookson, 1947) Couper, 1953

Monosulcites sp.

Estampa: II, Figura: N

Espécime: PPNSD09-G-3-10 (n=13)

Coordenadas: 27,2 x 95,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Descrição: Grão mônade, monocolpado, elíptico, simetria radial, isopolar e com as extremidades arredondadas; colpos longos, alcançando os polos e abertos nas extremidades; exina fina e psilada, mais espessa nas regiões polares.

Dimensões: Diâmetro polar 28,5 μm ; diâmetro equatorial 14,5 μm ; colpo 24,5 μm de comprimento e 0,7 μm de espessura; exina 0,7-1,3 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: O gênero ocorre no Valangiano-Aptiano do Grupo Kurnub, Israel (Brenner e Bickoff, 1992) e em algumas localidades africanas: no Albiano da Bacia Agadir-Essaouira, Marrocos (Bettar & Méon, 2006); e no Sudão, nomeadamente no Santoniano-Campaniano da região de Ed-Dueim (Aboul-Ela & Mabrouk, 1978) e no Paleocênico inferior dos depósitos não-marinhos daquele país (Kaska, 1989). O gênero é referido na América do Norte, no Albiano do Grupo Potomac, Maryland, Estados Unidos (Brenner, 1963); e em várias bacias sul americanas: no Aptiano da Formação Yaví, Valle Magdalena, na Colômbia (Prössl & Vergara, 1993) e no Albiano da Formação Santana, Brasil (de Lima, 1979). *Monosulcites* sp. difere de todos aqueles revistos na literatura, possivelmente representando uma nova espécie.

Psilamonocolpites Van der Hammen & Garcia de Mutis, 1966

Psilamonocolpites sp.

Estampa: II, Figura: 0

Espécime: PPNSD11-B-2-82 (n=9)

Coordenadas: 23,8 x 98,3

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, prolato, monocolpado; colpo longo, alcançando as extremidades do grão; exina fina, psilada a microperfurada.

Dimensões: Diâmetro polar 34 μm , diâmetro equatorial 19,5 μm ; colpo 34 μm de comprimento e 1,3 μm de espessura; exina 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Arecaceae

Discussão: Difere de *Psilamonocolpites magnus* (Jan du Chene *et al.*, 1978; Schrank, 1994), que ocorre no Maastrichtiano da Bacia Bida, na Nigéria e na Formação Yesomma, norte da Somália, respectivamente, pelo menor tamanho, possivelmente representando uma nova espécie. Na África, o gênero ocorre no Aptiano-Turoniano da Depressão Qattara, Egito (Ibrahim, 1996); no Maastrichtiano da Bacia Bila, Nigéria (Jan du Chene *et al.*, 1978); e no Maastrichtiano da Formação Yesomma, norte da Somália (Schrank, 1994). É um gênero muito comum na América do Sul, onde foi referido no Aptiano da Formação Água Caliente, Peru e Formação Los Mangos, Colômbia (Mejia-Velasquez *et al.*, 2012). Ainda na Colômbia, o gênero ocorre no Maastrichtiano da Formação Cimarrona, Valle Médio de Magdalena (Sole de Porta, 1972b), no Maastrichtiano-Paleocênico da Formação Guaduas (Sarmiento, 1992); no Paleocênico da região do Valle Magdalena (Pardo *et al.*, 2003), no Paleocênico-Eocênico inferior da Formação Llanos (Jaramillo & Dilcher, 2001), no Eocênico-Oligocênico da Bacia D´Amaga (Schuler & Doubinger, 1970), no Oligocênico superior-Miocênico inferior da Formação Cienaga de Oro, região do Caribe colombiano (Dueñas, 1986) e no Miocênico do noroeste da amazônia colombiana (Hoorn, 1993).

Retimonocolpites Pierce, 1961

Retimonocolpites sp. 1

Estampa: II, Figura: P

Espécime: PPNSD09-F-9-10 (n=55)

Coordenadas: 34,4 x 108

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, esférico, isopolar, monocolpado, sulcado; colpo longo, alcançando os polos; exina espessa, intectada, reticulada e equinada; muro fino, formando retículos de tamanhos variados e preenchidos por pequenos espinhos que cobrem toda a superfície do grão; apresenta dois espinhos grandes, cônicos e robustos em uma das extremidades do colpo. Dimensões: Diâmetro 36,5 µm; colpo 23,5 µm; sulco µm; exina 3,5 µm; nexina 1 µm; espinhos pequenos 1 µm; espinhos grandes 2,7 µm de altura e 2,7 µm de base; muro 0,5µm; lúmens 2-6,5 µm. Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona PC-46-*Gnetaceaepollenites diversus* (Regali *et al.*, 1974).

Afinidade botânica: Myristicaceae

Discussão: Difere de todas as espécies descritas na literatura por apresentar exina com padrão reticular diferente, equinada e pela presença de dois espinhos maiores em uma das extremidades do colpo, podendo representar uma nova espécie.

O gênero tem uma ampla distribuição geográfica. Ocorre no Barremiano-Aptiano inferior de Israel (Brenner & Bickoff, 1992) e em várias localidades africanas: no Barremiano-

Maastrichtiano do Sudão (Eisawi *et al.*, 2012); no Aptiano-Albiano do Egito (Mahmoud & Moawad, 2000); no Albiano médio do Marrocos (Bettar & Meón, 2001); no Albiano-Cenomaniano inferior de Gana (Atta-Peters & Salami, 2006); e no Albiano-Cenomaniano da Nigéria (Ola-Buraimo & Boboye, 2011). Foi igualmente referido no Coniaciano-Santoniano inferior da Antártica (Barreda *et al.*, 1999); e é frequente em várias bacias sul-americanas: na Argentina, no Albiano superior (Barreda & Archangelsky, 2006); no Peru, no Aptiano-Albiano (Brenner, 1968; Mejia-Velázquez, 2012), e no Eocênico médio (Antoine *et al.*, 2011); na Colômbia, no Aptiano-Albiano da Formação Los Mangos (Mejia-Velázquez, 2012) e no Eocênico inferior-Eocênico médio das formações Los Cuervos e Mirador, Colômbia (González-Guzmán, 1967). No Brasil, o gênero foi reconhecido no Albiano inferior-Cenomaniano inferior da Formação Barreirinhas (Herngreen, 1973; 1975).

Retimonocolpites sp. 2

Estampa: II, Figura: Q

Espécime: PPNSD09-F-6-9 (n=38)

Coordenadas: 29,4 x 101,6

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, elíptico, isopolar, monocolpado, monosulcado; colpo longo, reticulado e estreito, alcançando os polos; exina intectada e reticulada, diminuindo de espessura em direção aos polos; muro fino; retículos diminuem de tamanho em direção ao colpo.

Dimensões: Diâmetro polar 30 μm ; diâmetro equatorial 20 μm ; colpo 28 μm de comprimento e 1 μm de espessura; exina variando de 1,7-0,7 μm ; nexina 0,3 μm ; muro 0,3 μm ; lúmen dos retículos 0,5-1,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona PC-46-*Gnetaceaepollenites diversus* (Regali *et al.*, 1974).

Afinidade botânica: Myristicaceae

Discussão: Difere de *Retimonocolpites longicolpatus* (Lorente, 1986), que ocorre no Terciário Superior da Venezuela, por apresentar colpos reticulados, representando possivelmente uma nova espécie. Distribuição de *Retimonocolpites* sp. 2 (ver *Retimonocolpites* sp. 1).

Stellatopollis Doyle, 1975

Stellatopollis densiornata (de Lima, 1976) Ward, 1986

Stellatopollis densiornatus (de Lima, 1978) de Lima, 1989

Estampa: III, Figura: A

Espécime: PPNSD02-1-31 (n=4)

Coordenadas: 36 x 100

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, elíptico, monocolpado; colpo longo e sulcado; exina fina, intectada e de ornamentação clavada; lúmen psilado entre as clavas.

Dimensões: Diâmetro polar 27 µm; diâmetro equatorial 18 µm; colpo 18 µm; sulco 2 µm; 0,5 µm; clavas 0,3 µm.

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre no Albiano inferior do Marrocos (Bettar & Méon, 2006) e no Barremiano-Maastrichtiano do Sudão (Eisawi *et al.*, 2012). Foi reconhecida no Albiano da Formação Santana, Bacia do Ceará, Brasil (de Lima, 1979; 1989).

Echimonocolpites Van der Hammen & Garcia de Mutis, 1965

Echimonocolpites densus González-Guzmán, 1967

Est. XXVIII, figs. 3-3a.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Estampa: VIII, Figura: E

Espécime: PRJ12A-B-2-16 (n=5)

Coordenadas: 25,5 x 103,72

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, circular a elíptico, monocolpado, colpo não muito visível; exina intectada e equinada; espinhos curtos e curvos, cobrindo toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetro polar 35 μm ; diâmetro equatorial 28,5 μm ; exina 1,5 μm ; espinhos 1,5-2,1 μm de comprimento e 1-1,5 μm na base.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre no Eocênico Médio das formações Los Cuervos e Mirador, Colômbia (González-Guzmán, 1967).

Echimonocolpites protofranciscoi Sarmiento, 1992

Est. 6, figs. 22-23

Estampa: VIII, Figura: F

Espécime: PRJ12A-B-2-20 (n=1)

Coordenadas: 41 x 107

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão simples, prolato, elíptico, bilateral, monocolpado; colpo longo e sulcado; sulco longo e curvado; exina tectada, columelada e equinada; espinhos finos, curtos e curvados.

Dimensões: Diâmetro polar 24 μm ; diâmetro equatorial 18 μm ; colpo 36 μm ; espessura do colpo 1 μm ; exina 1 μm ; columelas não visíveis neste grão; espinhos 2,5-3 μm de comprimento e 0,7 μm de espessura.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre na Colômbia, no Maastrichtiano-Paleocênico inferior da Formação Ulmir (Santos, 2012) e no Paleocênico inferior da Formação Llanos (Jaramillo *et al.*, 2011).

Echimonocolpites aff. *tersus* Ward, 1986

p. 29, Est. 2, Figs. 1-4.

Estampa: VIII, Figura: G

Espécime: PRJ23-D-3-46 (n=1)

Coordenadas: 25,5 x 109

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, circular, anisopolar, monocolpado, colpos curtos e com bordas irregulares; exina fina e equinada; psilada nos espaços entre os espinhos; espinhos pequenos a Médios, cônicos e curvados.

Dimensões: Diâmetro polar 57 μm ; diâmetro equatorial 45,5 μm ; colpos 37 μm de comprimento e 5 μm de espessura; exina 1,3 μm ; espinhos 3,5-4,5 μm de altura e 1,3-2,6 μm de base.

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de *Echimonocolpites tersus* (Ward, 1986), atribuída ao Albiano Superior

dos Estados Unidos da América, por apresentar maior tamanho e pela forma menos elíptica. Sua ocorrência também é registrada no Albiano do Sudão (Schrank, 2001) e no Maastrichtiano da Formação Yesomma, Somália (Schrank, 1994).

Gemmamonocolpites Van der Hammen & Garcia de Mutis, 1965

Gemmamonocolpites dispersus Sarmiento, 1992

Est. 3, fig. 4.

Espécime: PRJ07B2-2-11 (n=18)

Coordenadas: 20,5 x 110,5

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, monocolpado, simetria bilateral, perímetro circular, prolato, gemado, colpo longo, irregular e escondido entre as gemas; gemas de tamanhos variados e distribuídas por toda a superfície do grão, sendo o espaço intergemas psilado; exina fina e columelada, com columelas pouco evidentes.

Dimensões: Diâmetro polar 33 μm ; diâmetro equatorial 27,5 μm ; exina 0,5 μm ; gema 1,8-3,0 μm de altura e 2,8-3,6 μm de base; espaço intergemas 1-2,1 μm .

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre no Maastrichtiano-Paleocênico da Colômbia Central (Sarmiento, 1992; Jaramillo & Dilcher, 2001; Santos, 2012); no Maastrichtiano da Bacia Muglad, no Sudão do Sul (Cole *et al.*, 2017); e no Eocênico inferior da Venezuela (Rull, 1999).

Longapertites Van Hoeken-Klinkenberg, 1964

Longapertites cf. *microfoveolatus* Adegoke & Jan du Chene, 1975

Estampa: VIII, Figura: H

Espécime: PRJ23-D-3-38 (n=10)

Coordenadas: 34,4 x 105,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, bilateral, anisopolar, longaperturado, monocolpado; colpos quase alcançando os polos; exina fina e psilada.

Dimensões: Diâmetro polar 32 μm ; diâmetro equatorial 24 μm ; comprimento dos colpos 30 μm ; largura dos colpos 1,5 μm ; exina 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Arecales

Discussão: Difere de *Longapertites microfoveolatus* (Adegoke & Jan du Chene, 1975), espécie atribuída ao Eocênico da Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001), pelo menor tamanho e por não apresentar columelas visíveis.

Mauritiidites (Van der Hammen, 1956b) van Hoeken-Klinkenberg, 1964

Est. 14, figs. 18-19.

Monocolpites Van der Hammen, 1954

Monocolpites franciscoi Van der Hammen, 1956b

p. 112, fig. 2.

Mauritiidites franciscoi var. *franciscoi* (Van der Hammen, 1956b) van Hoeken-

Klinkenberg, 1964

Estampa: VIII, Figura: I

Espécime: PRJ07B2-3-19 (n=1)

Coordenadas: 30,5 x 104,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria bilateral, elíptico, anisopolar, monocarpado; colpo quase alcançando os dois polos; monosulcado, sulco longo, bordas irregulares e com as extremidades arredondadas; exina fina, intectada e equinada; espinhos curtos, arredondados, cônicos a subcônicos, distribuídos por toda a superfície do grão; variação no tamanho e forma dos espinhos, de baculados a clavados.

Dimensões: Diâmetro polar 26,5 μm ; diâmetro equatorial 16 μm ; colpo 22 μm de comprimento; sulco 2,1 μm ; exina 0,9 μm ; espinhos 1-1,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Areaceae

Discussão: Ocorre no Paleocênico da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001; Jaramillo *et al.*, 2011), no Eocênico-Oligocênico da Formação D'Amaga (Schuler & Doubinger, 1970) e no Oligocênico superior-Miocênico inferior da Formação Planeta Rica (Dueñas, 1980a).

Monocolpopollenites Pflug & Thomson, 1953

Monocolpopollenites sp.

Estampa: VIII, Figura: J

Espécime: PRJ23-D-3-6 (n=26)

Coordenadas: 42 x 98,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, monocolpado, simetria radial, heteropolar; colpo longo, espesso e sulco muito largo em um dos polos; colpo diminui de espessura em direção ao sulco mais estreito; exina fina e psilada.

Dimensões: Diâmetro polar 28 µm; diâmetro equatorial 19 µm; colpo 25 µm; sulco 17,5 µm; exina 1µm.

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere das demais espécies congêneres descritas na literatura, representando possivelmente uma nova espécie. O gênero ocorre no Eocênico médio da Formação Eifel, Alemanha (Wilde & Frankenhauser, 1998); na África, ocorre no Turoniano da Bacia Benue, Nigéria (Lawal & Moullade, 1986), no Turoniano-Maastrichtiano da Bacia do Senegal (Jardiné & Magloire, 1965) e no Barremiano-Albiano da Bacia Muglad, Sudão (Eisawi *et al.*, 2012). Foi reconhecida no Paleocênico superior-Eocênico médio da Bacia de los Llanos, Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001).

Liliacidites Couper, 1953

Liliacidites sp.

Espécime: PRJ12A-B-2-4 (n=2)

Coordenadas: 27 x 96

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, tamanho grande, heteropolar, alongado a subesferoidal, monocolpado; exina intectada; sexina báculo-clavada, formando retículos em toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetros 64-70 μm ; exina 2 μm ; nexina 1 μm ; columela 0,8 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al*, 2011).

Afinidade botânica: Liliaceae

Discussão: Assemelha-se a *Liliacidites variegatus* (Couper, 1953), mas diferencia-se por apresentar retículos maiores e colpo muito mais espesso. A espécie *Liliacidites variegatus* foi referida no Albiano superior do Peru (Brenner, 1968); no Maastrichtiano-Rupeliano da Nova Zelândia (Couper, 1953); no Albiano da Bacia de Tarfaya, Marrocos (Bettar & Méon, 2001); e no Cretácico superior da Bacia de Meghalaya, Índia (Kar & Singh, 1986), não se descartando a hipótese de ser um grão retrabalhado.

Psilamonocolpites Van der Hammen & Garcia de Mutis, 1966

Monocolpites Van der Hammen, 1954

Psilamonocolpites grandis (Van der Hammen, 1954) Van der Hammen & Garcia de Mutis, 1966

Est. F1, fig. 27.

Estampa: IX, Figura: A (n=19)

Espécime PRJ02A-7-3

Coordenadas: 38 x 109,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria bilateral, heteropolar, monocolpado; colpo e sulco longos; bordas lisas a ligeiramente irregulares, com extremidades arredondadas a afiladas; exina espessa, psilada a microperfurada.

Dimensões: Diâmetro polar 60 μm ; diâmetro equatorial 56 μm ; colpo 41 μm de comprimento; exina 2,3 μm .

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Distribuição estratigráfica: Miocênio superior.

Afinidade botânica: Arecaceae

Discussão: Ocorre na Colômbia, no Paleocênio superior-Eocênio inferior na Bacia de los Llanos (Jaramillo & Dilcher, 2001) e no Paleocênio superior da Formação Cerrejón (Jaramillo *et al.*, 2007).

Monocolpites medius Van der Hammen, 1954

figs. 1-21

Psilamoncolpites medius (Van der Hammen, 1956) Van der Hammen & Garcia de Mutis, 1966

Estampa: IX, Figura: B

Espécime: PRJ07B2-7-14 (n=4)

Coordenadas: 24 x 110

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria bilateral, heteropolar, monocolpado, monossulcado; sulco longo, de bordas lisas a ligeiramente irregulares, com extremidades arredondadas a ligeiramente afiladas; exina muito fina, intectada, psilada a microperfurada.

Dimensões: Diâmetro polar 25 µm; diâmetro equatorial 20 µm; colpo 20 µm de comprimento; sulco 1 µm; exina <0,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênio superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Arecaceae

Discussão: Ocorre na Colômbia, no Paleocênio da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001; Jaramillo *et al.*, 2007), no Eocênio-Oligocênio da Bacia D'Amaga (Schuler & Doubinger, 1970) e no Oligocênio-Miocênio da Formação Planeta Rica (Dueñas, 1980a).

Psilamoncolpites operculatus Pardo-Trujillo *et al.*, 2003

p. 166, Est. 3, figs. 1-4.

Estampa: IX, Figura: C

Espécime: PRJ07B2-8-12 (n=2)

Coordenadas: 43,8 x 110,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, bilateral, heteropolar, âmbito circular, monocolpado, operculado; sulco simples, longo e elíptico, não alcançando as regiões polares; colpo coberto pelo opérculo; exina intectada, psilada a escabrada e mais estreita nas regiões polares.

Dimensões: Diâmetro polar 45,5 μm ; diâmetro equatorial 41 μm ; opérculo 31 μm de comprimento e 7 μm de largura; exina 2,2 μm de espessura e 1,6 μm nas regiões polares.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Arecaceae?

Discussão: Ocorre no Paleocênico do Vale Médio de Magdalena, Colômbia (Pardo-Trujillo *et al.*, 2003).

Psilamoncolpites rinconii Dueñas, 1986

Est. 04, fig. 14

Estampa: IX, Figura: D

Espécime: PRJ18B-A-9-9 (n=1)

Coordenadas: 13 x 101

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão simples, elíptico, monocolpado, subprolato; colpo largo e de margens finas; exina fina, tectada e columelada; escultura psilada a escabrada.

Dimensões: Diâmetro polar 40 μm ; diâmetro equatorial 30 μm ; colpo 30 μm ; espessura do colpo 4 μm ; exina 1 μm ; columelas 0,6 μm

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Arecaceae

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Discussão: Ocorre no Oligocênio superior-Miocênio inferior da Formação Cienaga de Oro, região do Caribe Colombiano (Dueñas, 1986a).

Classe Tricolpatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Crototricolpites Leidelmeyer, 1966

Crototricolpites annemariae Leidelmeyer, 1966

p. 53, Est. II, fig. 6.

Estampa: X, Figura: A

Espécime: PRJ18B-A-13-21 (n=4)

Coordenadas: 41,6 x 109

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, circular, simetria radial, isopolar, tricolpado; exina fina, intectada e clavada; clavas densamente distribuídas sobre a parede do grão e arranjadas no padrão croton. Dimensões: Diâmetro 37 µm; colpo 26,5 µm; exina 1 µm; clavas variando entre 1,5-2 µm de comprimento e 0,5 µm de espessura.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênio inferior-Miocênio médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Malvaceae

Discussão: Ocorre no Miocênio inferior do Norte da América do Sul (Muller *et al.*, 1987), nomeadamente no Miocênio inferior da Venezuela (Lorente, 1986). No Brasil, a espécie foi referida no Paleocênio-Eocênio inferior/médio da plataforma continental do Amapá, Pará, Maranhão e Sergipe, e bacias de Sergipe/Alagoas e Almada (Regali *et al.*, 1974).

Retitricolpites Van der Hammen, 1956

Tricolpites microreticulatus Van der Hammen, 1954?

Retitricolpites microreticulatus (Van der Hammen, 1954) Van der Hammen & Wymstra, 1964

p. 234, Est. II, figs. 1, 7-8.

Estampa: X, Figura: B

Espécime: PRJ18B-A-2-15 (n=1)

Coordenadas: 9 x 107,2 Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, esférico a triangular-obtuso-convexo, tricolpado, colpos retos; exina fina, semitectada, columelada e reticulada.

Dimensões: Diâmetros 36 µm; colpos com 16,5 µm de comprimento e 1,5 µm de espessura; exina 1,5 µm e columelas 0,5 µm.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre no Maastrichtiano da Formação Edmonton, Canadá (Srivastava, 1966); na América do Sul, foi referida no Aptiano-Albiano do Peru (Mejia-Velázquez *et al.*, 2012) e no Turoniano (Brenner, 1968), assim como no Paleocênico da Guiana Britânica (Van der Hammen & Wymstra, 1964).

Classe Monoporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Monoporites Cookson, 1947

Monoporites annulatus Van der Hammen, 1954

Monoporopollenites Meyer, 1956

Monoporopollenites annulatus (Van der Hammen, 1954)

p. 90, Est. 6, fig. 4.

Estampa: IX, Figura: E

Espécime: PRJ23-D-1-23 (n=1)

Coordenadas: 22 x 97

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Descrição: Grão mônade, simetria bilateral, esférico, monoporado; poro circular, costado e ligeiramente saliente; exina fina, tectada, columelada, psilada e com pregas; exina mais espessa em torno do poro; escultura ligeiramente escabrada a microperfurada.

Dimensões: Diâmetro 47 μm ; poro 15 μm ; costa 1,5-2,3 μm ; exina 0,6 μm ; columelas 0,2 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Poaceae

Discussão: A espécie ocorre no Paleocênico superior-Eocênico médio da Colômbia (González, 1967; Germeraad *et al.*, 1968; Muller *et al.*, 1987; Jaramillo & Dilcher, 2001). No Brasil, foi referido no Paleocênico superior-Miocênico superior da plataforma continental do Amapá, Pará, Maranhão, Alagoas, Sergipe, São Paulo, Rio de Janeiro e bacias de Barreirinhas e Sergipe-Alagoas (Regali *et al.*, 1974).

Classe Syncolporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Perisyncolporites Germeraad *et al.*, 1968

Perisyncolporites pokornyi Germeraad *et al.*, 1968

Estampa: X, Figura: I

Espécime: PRJ07B2-4-24 (n=61)

Coordenadas: 38,3 x 108

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, circular, simetria radial, isopolar, sincolporado, endósporos costados; poros circulares e em menor número nos colpos; colpos dispostos em padrão complexo, altamente variável, com bordas retas e ligeiramente marginadas; exina espessa, tectada, columelada e psilada.

Dimensões: Diâmetro 21 μm ; poros 3 μm ; costas 0,3-0,8 μm ; exina 3 μm ; nexina 2 μm ; sexina 1 μm ; columelas 0,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade Botânica: Malpighiaceae

Discussão: Ocorre no Eocênico médio da Colômbia (Dueñas, 1980a; Jaramillo & Dilcher, 2001; Gomez *et al.*, 2009) e no Eocênico médio da Formação Yahuarango, Peru (Antoine *et al.*, 2011). No Brasil, a espécie foi referida no Eocênico médio-Miocênico superior da plataforma continental e nas bacias de Sergipe-Alagoas, Jequitinhonha, Cumuruxatiba e Espírito Santo (Regali *et al.*, 1974).

Classe Stephanocolpatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Stephanocolpites Van der Hammen, 1954

Stephanocolpites evansii Muller *et al.*, 1987

Estampa: X, Figura: J

Espécime: PRJ12A-B-3-1-II (n=2)

Coordenadas: 42 x 107,16

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, estefanocolpado, simetria radial, isopolar, circular, oblato; apresenta nove colpos curtos; exina tectada e columelada.

Dimensões: Diâmetro polar 29,5 µm; diâmetro equatorial 27,6 µm; colpos 12 µm; exina 2,3 µm; nexina 0,6 µm; sexina 1,7 µm; columelas 1 µm.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Rubiaceae

Discussão: Ocorre no Paleocênico superior-Eocênico médio (Rull, 1999) e no Miocênico superior-Pliocênico (Lorente, 1986) da Venezuela; no Eocênico médio do Peru (Antoine *et al.*, 2011); e no Miocênico médio-inferior da Colômbia (Hoorn, 1994). No Brasil, foi referida no Miocênico da Bacia do Solimões (Hoorn, 1993) e no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva, 2008).

Classe Periporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Echiperiporites Van der Hammen & Wymstra, 1964

Echiperiporites akanthos Van der Hammen & Wymstra, 1964

Est. III, fig. 9.

Estampa: III, Figura: B

Espécime: PPNSD02-1-48 (n=1)

Coordenadas: 45,5 x 109,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, circular, periporado, tricolporado; exina tectada, columelada e equinada; espinhos curtos e distribuídos por toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetro polar 35 µm; diâmetro equatorial 32 µm; colpos 29,5 µm de comprimento e 3,5 µm de largura; exina 1 µm; columelas 0,5 µm; espinhos 1-1,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Malvales

Discussão: A espécie foi definida no Oligocênico-Miocênico da Guiana Britânica (Van der Hammen & Wymstra, 1964). Foi igualmente reconhecida no Paleocênico da Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001; Jaramillo *et al.*, 2011). No Brasil, a espécie ocorre no Eocênico

inferior-Miocênico da Plataforma continental, nas bacias de Sergipe-Alagoas e Espírito Santo (Regali *et al.*, 1974).

Psilaperiporites Regali *et al.*, 1974

Psilaperiporites boliviensis Vajda-Santivanez, 1999

Est. 3, fig. 7.

Estampa: III, Figura: C

Espécime: PPNSD07-2-14 (n=2)

Coordenadas: 25,5 x 95,5

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão simples, esférico, multiporado; 8-12 poros circulares a levemente elípticos, distribuídos por toda a superfície do grão; exina fina e psilada.

Dimensões: Diâmetro 36 µm; poros 3-5 µm; exina 0,8 µm.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: A espécie foi definida no Maastrichtiano-Paleocênico das formações Flora e Eslabón, Bolívia (Vajda-Santivanez, 1999).

Classe Triporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Proteacidites (Cookson) Couper, 1953

Proteacidites sp.

Estampa: III, Figura: D

Espécime: PPNSD09-G-3-38 (n=62)

Coordenadas: 43,8 x 103

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Grão mônade, oblato, triangular, com lados planos em vista polar, simetria radial, isopolar, triporado, ectocolpo costado; poros curtos; exina tectada, columelada e foveoreticulada.

Dimensões: Diâmetros 38-47 µm; poros 8 µm de abertura e 4 µm de profundidade; exina 1,6 µm; nexina 0,5 µm; sexina 0,5 µm; columelas 0,6 µm.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Proteales

Discussão: Difere de *Proteacidites triangulatus* (Lorente, 1986), que ocorre no Terciário Superior da Venezuela, por apresentar ângulos mais retos e ectopolpo costado.

Tricornites Regali *et al.*, 1974

Tricornites elongatus Regali *et al.*, 1974

Est. XI, fig. 2.

Estampa: III, Figura: E

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Espécime: PPNSD07-4-34 (n=1)

Coordenadas: 16 x 104,3

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, triporado, triangular, com três prolongamentos curtos nos vértices, onde se localizam os poros; poros estreitos, em forma de fendas e costados; exina psilada a granulada, mais espessa junto aos poros.

Dimensões: Diâmetros 20 μm ; exina 0,7-1,3 μm ; poros 0,6 μm de abertura e 3,3 μm de profundidade.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre no Maastrichtiano inferior da Plataforma continental do Maranhão e Sergipe e bacias de Sergipe-Alagoas, Almada e Espírito Santo (Regali *et al.*, 1974).

Classe Tricolpatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Echitricolpites Regali *et al.*, 1974

Descrito originalmente como *nomen nudum* (Van der Hammen)

Echitricolpites sp.

Estampa: III, Figura: F

Espécime: PPNSD07-2-51(n=4)

Coordenadas: 26,1 x 102

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão simples, simetria radial, isopolar, triangular-obtuso-convexo, tricolpado; colpos espessos e com extremidades afiladas; exina fina, equinada, por vezes parecendo columelada; espinhos muito pequenos, derivados da sexina e recobrimdo todo o corpo do grão, formando um padrão pseudoreticulado.

Dimensões: Diâmetro 22 μm ; espessura dos colpos 2-1 μm ; exina 1,5 μm ; nexina 0,5 μm ; sexina 0,5 μm ; columelas 0,5 μm ; espinhos 0,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de todas as espécies descritas na literatura por apresentar exina equinada e padrão pseudoreticulado, representando provavelmente uma nova espécie.

O gênero ocorre no Maastrichtiano da Formação Baraka, Grupo Darfur, Sudão do Sul (Cole *et al.*, 2017) foi igualmente reconhecido no Eocênico médio da Formação Saramaguacan, Cuba (Graham *et al.*, 2000), e no Paleocênio superior-Eocênio da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001). No Brasil, as referências ao gênero incluem o Paleocênio-Eocênio inferior das bacias de Sergipe-Alagoas e Espírito Santo e da Plataforma Continental do Rio de Janeiro, e Paleocênio da plataforma continental do Pará e Amapá (Regali *et al.*, 1974).

Psilatricolpites Van der Hammen & Wymstra, 1964

Psilatricolpites sp.

Estampa: III, Figura: G

Espécime: PPNSD09-G-2-48 (n=277)

Coordenadas: 21,6 x 102,7

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Grão simples, circular a elíptico, tricolpado, colpos muito curtos; ectocolpo costado; exina espessa, psilada a microperfurada.

Dimensões: Diâmetros 23 µm; colpos 5,5 µm; exina 2,6 µm

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de todas as espécies descritas na literatura pela presença de ectocolpo costado e pela exina muito mais espessa.

O gênero ocorre no Aptiano-Albiano da Colômbia e Peru (Mejia-Velazquez *et al.*, 2012); no Cenomaniano-Paleocênio inferior da Argentina (Archangelsky, 1973; Papú, 1989; Ruiz & Quattrocchio, 1997; Vallati, 2006; Barreda *et al.*, 2012; Povilauskas, 2013); e no Eocênio inferior-médio da Antártica, Argentina, Colômbia e Peru (Pross *et al.*, 2012; Baez *et al.*, 1990; Melendi *et al.*, 2003; González-Guzmán, 1967; Antoine *et al.*, 2011,

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

respectivamente). No Brasil, o gênero foi reconhecido no Albiano-Cenomaniano inferior das bacias de Barreirinhas e Sergipe-Alagoas (Herngreen 1973; 1975).

Retitricolpites Van der Hammen, 1956

Retitricolpites sp.

Estampa: III, Figura: H

Espécime: PPNSD09-F-7-14 (n=259)

Coordenadas: 37,7 x 107

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão simples, mônade, elíptico a circular, simetria radial, prolato, tricolpado; colpos longos e espessos, quase alcançando os polos; exina fina, intectada, reticulada; lúmens irregulares.

Dimensões: Diâmetro polar 33,5 µm; diâmetro equatorial 27 µm; colpos 22,5 µm de comprimento e 3 µm de largura; exina 3 µm; nexina 0,7 µm; lúmens 0,3-0,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona PC-46-*Gnetaceaepollenites diversus* (Regali *et al.*, 1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de *Retitricolpites americana* (Wymstra, 1966), que é atribuída ao Eocênico, por apresentar colpos espessos e sem aberturas na exina. O gênero ocorre no Eocênico inferior da Antártica (Pross *et al.*, 2012). Na América do Sul, o gênero ocorre na Argentina, onde foi referido ao Maastrichtiano (Papú, 1989; Barreda *et al.*, 2012; Povilauskas, 2013), no Paleocênico inferior (Ruiz & Quatrocchio, 1997; Barreda *et al.*; 2012) e no Eocênico inferior da Formação Hutreira (Melendi *et al.*, 2003); na Colômbia, ocorre no Aptiano-Albiano da Formação Los Mangos (Mejia-Velázquez *et al.*, 2012) e no Eocênico inferior-médio da Bacia Catatumbo (González-Guzmán, 1967); no Peru, foi reconhecido no Aptiano da Formação Água Caliente (Mejia-Velázquez *et al.*, 2012) e no Eocênico médio da Formação Yahurango (Antoine *et al.*, 2011). No Brasil, o gênero foi referido no Albiano-Cenomaniano da Bacia de Barreirinhas, Maranhão (Herngreen, 1973; 1975).

Classe Diporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Psiladiporites Varma & Rawat, 1963

Psiladiporites minimus Van der Hammen & Wijmstra, 1964

p. 233, Est. I, fig. 10.

Estampa: IX, Figura: F

Espécime: PRJ07B2-3-4-II (n=10)

Coordenadas: 31 x 96

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, elíptico, isolpolar, diporado, poros simples; exina fina, psilada, tectada e columelada; columelas não visíveis.

Dimensões: Diâmetro polar 20 µm; diâmetro equatorial 18 µm; poros 3 µm; exina 1,3 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Moraceae

Discussão: Ocorre no Oligocênico superior-Miocênico inferior da Guiana Inglesa (Van der Hammen & Wymstra, 1964); no Oligocênico superior-Miocênico inferior da Formação Planeta Rica, Colômbia (Dueñas, 1980a); e no Miocênico inferior da Venezuela (Lorente, 1986).

Classe Dicolporatae Germeraadet *al.*, 1968

Multimarginites Germeraad *et al.*, 1968

Multimarginites vanderhammeni Germeraad *et al.*, 1968

fig. 2, 15, 18 e 19.

Estampa: IX, Figura: E

Espécime: PRJ07B2-3-6 (n=4)

Coordenadas: 20 x 98

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, esférico, semetrial bilateral, isopolar, dicolporado; colpo em tiras muito longas, circundado por 3 a 4 tiras perpendicularmente orientadas; margens retas e com extremidades pontiagudas ou arredondadas; exina espessa, tectada, columelada e foveolada; poros lolongados com constrição no centro.

Dimensões: Diâmetros 43-52 μm ; poros difíceis de serem visualizados, mas de acordo com Germeraad *et al.* (1969), medem aproximadamente 4 μm de largura e 13 μm de comprimento; exina 3,5 μm ; columelas 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Acanthaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico da Colômbia (Sole de Porta, 1974) e no Miocênico-Pleistocênico da Venezuela (Germeraad *et al.*, 1968). No Brasil, foi referida no Miocênico da Plataforma continental do Amapá, Pará e Bahia (Regali *et al.*, 1974) e no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silveira, 2005; Silva, 2008).

Classe Tricolporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Bombacacidites Couper, 1960

Bombacacidites bellus Frederiksen, 1969

p. 236-237, Est. 12, figs. 15-17.

Bombacacidites nacimientoensis (Anderson, 1960) Elsik, 1968b

p. 620, Est. 22, figs. 1-2, 4.

Estampa: III, Figura: I

Espécime: PPNSD02-1-42 (n=1)

Coordenadas: 40,5 x 104,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, tricolporado, triangular e com os ângulos arredondados; colpos curtos; costas espessas em torno de todo o endocolpo; exina fina, semitectada, columelada e reticulada.

Dimensões: Diâmetro polar 30 μm ; diâmetro equatorial 30 μm ; colpos 6 μm de comprimento e 1 μm de espessura; poros 4,5 μm de profundidade e 2,5 μm de largura na abertura; exina 1,5 μm ; columelas 0,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Bombacaceae

Discussão: Ocorre no Oligocênico-Miocênico da Bacia Melut, Sudão (Eisawi & Schrank, 2008) e no Eocênico da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001).

Bombacidites sp. 1

Estampa: III, Figura: J

Espécime: PPNSD02-1-17 (n=1)

Coordenadas: 35,5 x 103,8

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, triangular-obtuso-convexo, tricolporado; ectocolpo reticulado; retículos formados por muros muito finos; exina fina, intectada e reticulada: lúmen homobrochado, circular e distribuído homoganeamente por todo o grão.

Dimensões: Diâmetro 34 μm ; abertura do poro 2 μm ; profundidade do poro 4,5 μm ; exina 2,2 μm ; muro 0,3 μm ; lúmens dos retículos 0,3-2,8 μm .

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Bombacaceae

Discussão: Difere de todas as espécies descritas na literatura, mas assemelha-se a *Bombacidites annae* (Van der Hammen, 1954), que é referida ao Paleocênico, da qual difere deste por apresentar um padrão totalmente reticular e exina muito fina, quase transparente. O gênero apresenta ampla distribuição estratigráfica e geográfica. No hemisfério norte, foi referido no Eocênico médio da Formação Eifel, Alemanha (Wilde & Frankenhauser, 1998) e no Eocênico do sudoeste da Louisiana, Texas, Estados Unidos da América (Gregory & Hart, 1995). Ocorre igualmente no Eocênico médio da Formação Chapelton, Mebro Guys Hill, Jamaica (Graham, 1993) e em várias localidades da

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

América do Sul: no Maastrichtiano-Paleocênico inferior da Argentina (Baldoni, 1992; Barreda *et al.*, 2012); no Eocênico da Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001); no Paleocênico-Eocênico da Venezuela (Rull, 1999); e no Eocênico médio da Formação Pozo, Membro Gran Barranca, Peru (Antoine *et al.*, 2011). Foi ainda referido no Eocênico inferior da Antártica (Pross *et al.*, 2012). No Brasil, o gênero foi referido no Miocênico inferior da Formação Pirabas, no norte do país (Araújo Távora *et al.*, 2010).

Bombacacidites sp. 2

Estampa: X, Figura: C

Espécime: PRJ18B-A-1-4 (n=3)

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, triangular-obtuso-reto, tricolporado, colpos curtos; exina semitectada, pluricolumelada, passando gradualmente a retículo-foveolada em torno de cada vértice.

Dimensões: Diâmetros 41,5-47,5 μm ; colpos 20 μm ; exina 1,5 μm ; columela 0,7 μm ; poros 2,5 μm .

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Bombacaceae

Discussão: A distribuição estratigráfica e geográfica do gênero apresenta-se na descrição de *Bombacacidites* sp. 1.

Retitricolporites Van der Hammen & Wymstra, 1964

Retitricolporites sp.

Espécime: PPNSD15-E-3-81 (n=42)

Coordenadas: 28 x 99

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Grão mônade, elíptico, simetria radial, isopolar, tricolporado; colpos longos e espessos, afinando em direção aos polos; exina fina, intectada, reticulada e mais estreita em direção aos polos.

Dimensões: Diâmetro polar 26 µm; diâmetro equatorial 20 µm; colpos 19 µm de comprimento e 2,5 µm de espessura; poros 2,3 µm; exina 1,5 µm; nexina 0,5 µm; sexina 1 µm.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Assemelha-se a *Retitricolporites ellipticus* (van Hoeken-Klinkenberg, 1966), que é atribuída ao Maastrichtiano superior-Eocênico da Nigéria, mas difere desta pelo padrão reticulado denso e por apresentar áreas polares mais planas.

O gênero ocorre no Eocênico inferior da Antártica (Pross *et al.*, 2012), sendo bastante comum na América do Sul: na Argentina, ocorre no Maastrichtiano na Patagônia (Barreda *et al.*, 2012), no Paleocênico inferior (Barreda *et al.*, 2012) e no Eocênico inferior (Melendi *et al.*, 2003); na Colômbia, desde o Aptiano superior-Albiano da Formação Los Mangos (Mejia-

Velázquez *et al.*, 2012), no Paleocênico superior da Formação Los Cuervos (González-Guzmán, 1967) e no Eocênico inferior-médio da Bacia Catatumbo (González-Guzmán, 1967); no Peru, no Eocênico médio da Formação Yahuarango (Antoine *et al.*, 2011). No Brasil, *Retitricolporites* foi referido no Campaniano-Maastrichtiano da Bacia de Sergipe-Alagoas (Herngreen, 1975). Possivelmente representa um novo táxon, permanecendo em nomenclatura aberta.

Rhoipites Wodehouse, 1933

Retitricolpites Van der Hammen, 1956

Retitricolpites guianensis Van der Hammen & Wymstra, 1964

p. 235, Est. 3, figs. 1-2.

Retitricolpites guianensis Germeraad *et al.*, 1968

p. 336-338, Est. 17, figs. 8-9.

Retitricolpites guianensis Regali *et al.*, 1974

p. 283, Est. 17, fig. 2.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Retitricolporites guianensis (Van der Hammen & Wymstra, 1964) Lorente, 1986
p. 202, Est. 23, fig. 6

Rhoipites guianensis (Van der Hammen & Wymstra, 1964) Jaramillo & Dilcher, 2001

Estampa: III, Figura: K

Espécime: PPNSD02-1-2 (n=4)

Coordenadas: 32,61 x 91,6

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, tricolporado; colpos longos, bordas retas e extremidades afiladas; escultura reticulada; retículos diminuem de tamanho em direção aos colpos; exina fina, tectada, columelada e mais espessa nas regiões polares.

Dimensões: Diâmetro polar 42 μm ; diâmetro equatorial 24 μm ; comprimento do colpo 37 μm ; espessura do colpo 4 μm ; exina 1,5 μm ; nexina 0,5 μm ; sexina 0,5 μm ; columelas 0,5 μm ; muro 0,5 μm ; lúmens 3-5 μm .

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Malvaceae

Discussão: Ocorre no Eocênico inferior da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001) e no Oligocênico superior-Miocênico inferior da Formação Planeta Rica, também na Colômbia (Dueñas, 1980). No Brasil, a espécie foi reconhecida no Eocênico médio-Miocênico da Plataforma continental (Regali *et al.*, 1974).

Siltaria Traverse, 1955

Siltaria sp.

Estampa: III, Figura: L

Espécime: PPNSD11-B-2-102 (n=54)

Coordenadas: 18 x 104,9

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, circular, simetria radial, isopolar, tricolporado; colpos longos e costados, com bordas retas e extremidades afiladas; poros circulares, levemente salientes;

exina tectada e columelada; columelas decrescendo em direção aos colpos; escultura microperfurada, distribuída homogeneamente por todo o grão.

Dimensões: Diâmetro 29 μm ; poros 4 μm ; colpo 20 μm de comprimento e 2 de largura; costas 2,5 μm de largura; exina 1,6 μm ; columelas 1 μm , decrescendo para 0,5 μm em direção aos colpos; lúmens 0,3 μm ; escultura parece ser microreticulada.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de todas as espécies descritas na literatura por apresentar ectocolpo costado. O gênero ocorre no Paleocênico superior-Eocênico médio da Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001); e no Miocênico superior-Pliocênico da Bacia do Solimões, estado do Amazonas, Brasil (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Siltaria sp.1

Estampa: X, Figura: H

Espécime: PRJ18B-A-11-17 (n=1)

Coordenadas: 43,8 x 108

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, circular, tricolporado; ectocolpo longo, marginado, com bordas irregulares e ponteagudas; exina tectada e columelada; columela espessa, afilando próximo ao colpo; escultura reticulada, distribuída uniformemente por todo o grão.

Dimensões: Diâmetro 33 μm ; μm ; colpo 18 μm de comprimento e 3 μm de largura; exina 2 μm ; columelas 0,5-1 μm ; retículos 0,5 μm .

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de *Siltaria mariposa* (Leidelmeyer, 1966) e Jaramillo & Dilcher (2001), e de *Siltaria* sp.1, reconhecida no Eocênico inferior-médio da Colômbia Central, por apresentar ornamentação microreticulada.

Ilexpollenites Thiegart, 1938 (Potonié, 1960)

Ilexpollenites cf. *tropicalis* Silva-Caminha *et al.*, 2010

p. 35, Est. 5, figs. 24-25.

Estampa: X, Figura: D

Espécime: PRJ07B2-4-27 (n=1)

Coordenadas: 39,4 x 110,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, tricolporado; exina intectada, clavada; clavas aumentam de tamanho em direção à região polar; espaço escabrado entre as clavas.

Dimensões: Diâmetro polar 26 µm; diâmetro equatorial 16 µm; exina 0,8 µm de espessura; clavas variando de 2,1-2,6 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Dilleniaceae

Discussão: Difere de *Ilexpollenites tropicalis* (Silva-Caminha *et al.*, 2010), reconhecida no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas, por apresentar colpos menos espessos.

Margocolporites Ramanujam, 1966

Margocolporites vanwijhei Germeraad *et al.*, 1968

p. 342, Est. 18, fig. 3.

Estampa: X, Figura: E

Espécime: PRJ18B-A-14-2 (n=1)

Coordenadas: 37 x 93

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, circular, simetria radial, isopolar, tricolporado, colpos com margens densamente baculadas; exina semitectada e columelada; escultura reticulada e baculada.

Dimensões: Diâmetros 36,5-31,5 µm; colpos 14 µm; exina 1,5 µm; columelas 0,6 µm; retículos 1-2 µm, reduzindo a 0,5 µm próximos aos colpos.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Fabaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico médio da Austrália (Pickett *et al.*, 1997), sendo frequente na América do Sul, onde foi referida no Eocênico da Formação Mirador, Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001); no Eocênico médio do Peru (Antoine *et al.*, 2011); e no Miocênico médio da Formação Ollita, Argentina (Barreda *et al.*, 1998). No Brasil, ocorre no Eocênico superior da plataforma continental brasileira (Regali *et al.*, 1974).

Malvacipolloides Anzotegui & Garalla, 1986

Echitricolporites maristellae Lorente, 1986

p. 190, Est. 19, figs. 2-3.

Echitricolporites maristellae (Muller *et al.*, 1987)

p. 48, Est. 4, figs. 11-12.

Malvacipolloides maristellae (Muller *et al.*, 1987) Silva-Caminha *et al.*, 2010

p. 37, Est. 6, figs. 1-2.

Estampa: X, Figura: F

Espécime: PRJ18B-A-1-11 (n=4)

Coordenadas: 5,5 x 103,8

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, tricolporado, colpos curtos; exina fina, tectada, equinada e columelada; espinhos curtos distribuídos por toda a parede do grão e espinhos mais longos e robustos circundando os poros; superfície da exina entre os espinhos apresenta-se microporificada.

Dimensões: Diâmetro 35 µm; colpo 10-12 µm; espinhos curtos 2-2,6 µm de comprimento e 2-2,5 µm de base; espinhos longos 4-5 µm de comprimento e 3-4 µm de base; exina 1 µm; columelas 0,5 µm; poros 1 µm.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Malvaceae

Discussão: Ocorre no Miocênico inferior da Venezuela (Lorente, 1986); e no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas (Silva-Caminha *et al.*, 2010).

Psilatricolporites Van der Hammen & Wijmstra, 1964

Psilatricolporites undulatus Salard-Cheboldaeff, 1978

p. 235, Est. 3, figs. 2-3.

Estampa: X, Figura: G

Espécime: PRJ02A-9-8 (n=20)

Coordenadas: 52 x 107,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, tricolporado, subcircular a triangular, simetria radial, aberturas ângulo-aperturadas de contorno ondulado; exina tectada, columelada, psilada/granulada.

Dimensões: Diâmetros 26-23,5 µm; poros 2,4 µm; exina 1,8 µm de espessura; nexina 1,2 µm de espessura.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: Chrysobalanaceae

Discussão: Ocorre no Eocênico-Oligocênico da África Intertropical (Salard-Cheboldaeff, 1990); no Oligocênico-Miocênico inferior da Bacia Sedimentar do litoral de Camarões (Salard-Cheboldaeff, 1978); e no Miocênico inferior da Bacia Melut, Sudão (Eisawi & Schrank, 2008).

Classe Pantoporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Cretacaeiporites Herngreen, 1973

Multiporopollenites (Potonié, 1931) Thomson & Pflug, 1953

Multiporopollenites aff. *maculosus* (Potonié, 1931) Thomson & Pflug, 1953

Est. 4, figs. 1-7.

Cretacaeiporites mulleri Herngreen, 1973

Est. 13, figs. 11-12.

Estampa: IV, Figura: A

Espécime: PPNSD02-1-11 (n=93)

Coordenadas: 34,9 x 95,94

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, simetrial radial, circular a elíptico, pantoporado; ecto e endoporos; 18 a 24 poros; poro circular; exina psilada, tectada e columelada; escultura microperfurada. Dimensões: Diâmetro polar 31 µm; diâmetro equatorial 26 µm; poros 2-2,4 µm; exina 1,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Ocorre em várias bacias africanas: no Albiano médio-superior da Bacia Tarfaya, Marrocos (Bettar & Méon, 2001); no Albiano Superior-Cenomaniano médio (Deaf *et al.*, 2014) no Albiano-Maastrichtiano (Ibrahim *et al.*, 2017) do Egito; no Cenomaniano médio-superior do Sudão (Schrank, 1994); no Albiano-Cenomaniano da Formação Bima, Bacia de Bornu, Nigéria (Ola-Buraimo & Boboye, 2011); e no Albiano da Bacia de Angola (Morgan, 1978). A espécie é frequente em bacias brasileiras: no Albiano superior-Cenomaniano inferior da Bacia Barreirinhas, Maranhão (Herngreen, 1973); no Albiano inferior-Campaniano superior da plataforma continental do Maranhão, Sergipe-Alagoas, Potiguar, Jequitinhonha e do Espírito Santo (Regali *et al.*, 1974).

Cretacaeiporites scabratus Herngreen, 1973

Est. XII, fig. 13.

Estampa: IV, Figura: B

Espécime: PPNSD07-4-17 (n=10)

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Coordenadas: 24 x 101

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, esférico a poligonal, pantoporado; poros circulares a elípticos, fechados por uma membrana escabrada; exina fina, tectada e columelada.

Dimensões: Diâmetro polar 40 μm ; diâmetro equatorial 36 μm ; poros 5 μm ; exina 1,5 μm ; nexina 0,4 μm ; sexina 0,7 μm ; columelas 0,4 μm .

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Na África, a espécie foi reconhecida no Aptiano-Maastrichtiano da Depressão Qattara, Egito (Ibrahim *et al.*, 2017) e no Turoniano (Ibrahim, 1996); no Albiano-Cenomaniano da Nigéria, (Ola-Buraimo & Boboye, 2011) e no Turoniano (Lawal & Moullade, 1986). No Brasil, a espécie ocorre no Albiano superior-Cenomaniano superior do Maranhão (Hernegreen, 1973).

Cretacaeiporites sp.

Estampa: IV, Figura: C

Espécime: PPNSD07-3-6 (n=167)

Coordenadas: 37,1 x 95

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, esférico a poligonal, pantoporado; 8 a 12 poros anulados, circulares a elípticos; ânnulos pregueados; exina fina, psilada, infragranulada, atectada e não estruturada, apresentando pregas espessas.

Dimensões: Diâmetro polar 29 μm ; diâmetro equatorial 26 μm ; poros 3-4 μm ; ânnulo 1 μm ; exina 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de *Cretacaeiporites mulleri* e de *Cretacaeiporites scabratus* (Hernegreen, 1973), por apresentar poros anulados e exina atectada. A ocorrência do gênero está referida nas descrições anteriores de *Cretacaeiporites mulleri* e *Cretacaeiporites scabratus*.

Classe Syncolpatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Spirosyncolpites González-Guzmán, 1967

Retitricolpites Van der Hammen & Wymstra, 1964

Retitricolpites amapaensis Regali *et al.*, 1974

Est. 17, fig. 4.

Spirosyncolpites spiralis González-Guzmán, 1967

Est. 16, figs. 1-1c.

Estampa: IV, Figura: D

Espécime: PPNSD09-G-2-57 (n=11)

Coordenadas: 32,7 x 105,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Grão mônade, circular, simetria radial, isopolar, tricolpado; colpos não visualizados, o que, de acordo com González-Guzmán (1967), raramente são vistos; exina semitectada e reticulada; tecto e columelas parecem estar separados do corpo principal; lúmens de tamanhos variados; muro espesso e simplibaculado.

Dimensões: Diâmetro 34 µm; exina 4 µm; nexina 1 µm; columelas 3 µm; muro 1-2 µm; lúmens 1,5-4 µm.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Passefloraceae/Bignoniaceae

Discussão: Ocorre no Eocênico inferior-Miocênico inferior-médio da Colômbia Central (González-Guzmán, 1967; Schuler & Doubinger, 1970; Jaramillo & Dilcher, 2001); e no Eocênico médio da Formação Yahuarango, Peru (Antoine *et al.*, 2011). No Brasil, a espécie foi reconhecida no Eocênico inferior-Oligocênico da plataforma continental do Brasil (Regali *et al.*, 1974).

Classe Syncolporatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Syncolporites Van der Hammen, 1954

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Syncolporites poricostatus van Hoeken-Klinkenberg, 1966

Estampa: IV, Figura: E

Espécime: PPNSD15E-3-50 (n=2)

Coordenadas: 32,7 x 96,1

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Grão Mônade, triangular-obtuso-convexo, sincolporado; poros longos, costados e vestibulados, quase alcançado o centro do grão; exina muito fina e psilada, mais espessa próximo aos poros.

Dimensões: Diâmetros 21 μm ; poros 9 μm de extensão e 0,5 μm de largura; exina 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Loranthaceae

Discussão: A espécie foi inicialmente reconhecida no Maastrichtiano-Eocênico da Nigéria (van Hoeken-Klinkenberg, 1966), havendo registro da sua ocorrência no Eocênico médio-Miocênico da plataforma continental brasileira (Regali *et al.*, 1974).

Classe Stephanocolpate Iversen & Troels-Smith, 1950

Retistephanocolpites Leidelmeyer, 1966

Retistephanocolpites sp.

Estampa: IV, Figura: F

Espécime: PPNSD02-1-43 (n= 4)

Coordenadas: 33 x 104,9

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, circular, simetria radial, isopolar, estefanocolpado; exina fina, tectada e columelada; escultura microperfurada.

Dimensões: Diâmetro 36 μm ; exina 2,5 μm ; nexina 0,9 μm ; sexina 0,9 μm ; columelas 0,7 μm .

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: O gênero ocorre no Paleocênico superior-Eocênico médio da Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001); no Eocênico médio da Formação Yahuarango, Peru (Antoine *et al.*, 2011); e no Miocênico da Formação Chiquimil, Argentina (Mautino & Anzótegui, 1998).

Ulmoideipites Anderson, 1960

Verrustephanoporites Leidelmeyer, 1966

Verrustephanoporites simplex Leidelmeyer, 1966

Est. 3, fig. 10; Est. 4, fig. 2.

Ulmoideipites krempii (Anderson, 1960) Elsik, 1968

Est. 17, figs. 4-7.

Estampa: IV, Figura: G

Espécime: PPNSD02-2-26 (n=75)

Coordenadas: 27 x 105,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, estefanoporado, simetria radial, isopolar, poligonal, tetraporado; poros anulados; exina fina, tectada, columelada (columelas não visíveis); escultura verrucada.

Dimensões: Diâmetro polar 26 µm; diâmetro equatorial 23 µm; poro 3,5 µm; ânulo 1,5 µm; exina 2 µm; verrugas 0,5-1,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade botânica: Ulmaceae

Discussão: Ocorre no Paleocênico da Colômbia (Van der Kaars, 1983; Jaramillo & Dilcher, 2001); e no Maastrichtiano da plataforma continental brasileira (Regali *et al.*, 1974).

Classe Fenestratae Iversen & Troels-Smith, 1950

Fenestrites Van der Hammen, 1956b

Fenestrites sp.

Estampa: IV, Figura: H

Espécime: PPNSD07-4-12 (n=1)

Coordenadas: 24 x 99,5

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão circular a elíptico, fenestrado, com aberturas em forma de lacunas ou janelas arredondadas; cristas das janelas formadas por clavas largas e separadas por espaços muito estreitos; exina espessa e tectada.

Dimensões: Diâmetros 38-41 μm ; janelas 4-5 μm ; clavas 3 μm ; espaços entre as clavas <1 μm ; exina 3 μm ; nexina 1 μm ; sexina 2 μm .

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Asteraceae

Discussão: O gênero ocorre no Campaniano-Maastrichtiano da plataforma continental do Maranhão e Bacia de Almada, Brasil (Regali *et al.*, 1974); e no Miocênico da Venezuela (Lorente, 1986). Possivelmente representa uma nova espécie, permanecendo em nomenclatura aberta.

Classe Vesiculatae Iversen & Troels-Smith, 1950

Podocarpidites (Cookson, 1947) Couper 1953

Podocarpidites cf. *ellipticus* (Cookson, 1947) Couper, 1953

Estampa: X, Figura: K

Espécime: PRJ07B2-3-10 (n=1)

Coordenadas: 42,1 x 100,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: grão mônade, tamanho grande, vesiculado (bissacado), heteropolar, com simetria bilateral; corpo central circular; sacos aéreos reticulados, com retículos densos e irregulares junto ao corpo central; exina fina e reticulada.

Dimensões: Diâmetros do corpo 29-21 μm ; diâmetros dos sacos 10,5-23 μm ; exina 0,5 μm . Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Podocarpaceae

Discussão: Difere de *Podocarpidites ellipticus* (Couper, 1953), por apresentar as vesículas com o mesmo diâmetro do corpo central. A espécie *Podocarpidites ellipticus* (Couper, 1953) ocorre no Cenomaniano da Ilha Bathurst, Austrália (Norvick & Burger, 1975), e no Albiano médio do Marrocos (Bettar & Méon, 2006). Na América do Sul, é referido na Argentina, no Aptiano da Formação Punta del Barco (Llorens, 2012), e no Albiano da Formação Kachaike, Bacia Austral (Archangelski & Llorens, 2005). No Brasil, ocorre no Eocênico superior-Oligocênico superior da plataforma continental do Rio de Janeiro, São Paulo e Paraná (Regali *et al.*, 1974).

Podocarpidites sp. 1

Estampa: X, Figura: L

Espécime: PRJ02A-9-9 (n=13)

Coordenadas: 54,9 x 107,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: grão vesiculado (bissacado), tamanho grande, heteropolar, com simetria bilateral, corpo central circular, com leptoma no polo distal; exina psilada; sacos aéreos com exina

reticulada e irregular, apresentando ornamentação com retículos e/ou vesículas em grande quantidade nas porções distais, com maior aglomeração junto ao corpo do grão.

Dimensões: Diâmetros do corpo 60-50 μm ; diâmetro dos sacos 41-33 μm ; exina 1,3 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: Podocarpaceae

Discussão: Difere das demais espécies do gênero por apresentar sacos aéreos ornamentados com retículos e/ou vesículas em grande quantidade nas porções distais, com maior aglomeração junto ao corpo do grão. O gênero ocorre no Cenomaniano da Ilha Bathurst, Território do Norte, Austrália (Norvick & Burger, 1975) e foi igualmente referido no Albiano inferior/médio da Bacia Agadir-essaouira, Marrocos (Bettar & Méon,

2006). É frequente na Argentina: no Aptiano da Formação Punta del Barco (Llorens, 2012); no Valanginiano da localidade Calcáreo Cañadón, Patagônia Central (Volkheimer *et al.*, 2009); no Cretácico inferior da Formação Kachaike, Bacia Austral, Província de Santa Cruz (Archangelsky & Llorens, 2005); e no Hauteriviano-Barremiano da Formação la Amarga, Membro Bañados de Caichigüe, Bacia Neuquina sul-oriental (Prámparo & Volkheimer, 2002). No Brasil, ocorre no Eocênio-Oligocênio dos sedimentos Mesozoicos (Regali *et al.*, 1974), nomeadamente no Abiano da Formação Santana, Bacia do Araripe, nordeste do Brasil (de Lima, 1979) e no Oligocênio da Formação Caçapava, Bacia de Taubaté, estado de São Paulo (de Lima *et al.*, 1985).

Podocarpidites sp. 2

Estampa: VII, Figura: M

Espécime: PRJ02A-12-2 (n=8)

Coordenadas: 16,1 x 100,49

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão bissacado, vesiculado, corpo esférico; exina psilada e espessa; sacos aéreos elípticos, com bordas irregulares/reticuladas e metade da largura do corpo; exina dos sacos fina e psilada; nexina espessa e reticulada internamente.

Dimensões: Diâmetros do corpo 60,5-55,5 µm; diâmetros dos sacos 53-32 µm; exina do corpo 5 µm; exina dos sacos 0,6 µm.

Distribuição estratigráfica: Miocênio superior. Afinidade botânica: Podocarpaceae

Discussão: Difere das demais espécies do gênero revistas na literatura por apresentar padrão de ornamentação diferente, por apresentar a exina dos sacos aéreos psilada externamente, e nexina espessa e reticulada internamente. Representa possivelmente uma espécie nova. A distribuição estratigráfica e geográfica do gênero apresenta-se na descrição de *Podocarpidites* sp. 1.

Podocarpidites sp. 3

Estampa: IV, Figura: I

Espécime: PPNSD07-2-75

Coordenadas: 53,83 x 107,2 (n=1)

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão bissacado, contorno do corpo circular; base de inserção dos sacos em linha

curva; sacos mais longos que o corpo; exina fina e reticulada.

Dimensões: Diâmetro do corpo 57-45 μm ; diâmetro dos sacos 50-32 μm ; exina 2 μm .

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Podocarpaceae

Discussão: Difere das demais espécies descritas na literatura. O gênero apresenta ampla distribuição geográfica e estratigráfica. Foi reconhecido na Austrália, no Albiano (Dettmann, 1994) e no Cenomaniano (Norvick & Burger, 1975); no Albiano de Meghalaya, Índia (Kar & Singh, 1986); e no Albiano da Bacia Agadir-Essaouira, Marrocos (Bettar & Méon, 2006). Na Argentina, existem diversas referências ao gênero: no Sinemuriano-Aaleniano do Arroio Tin-tin, sul da Argentina (Vokheimer, 1971); no Hauteriviano-Barremiano da Formação La Amarga, Membro Bañados de Caichigüe, Bacia Neuquina (Prámparo e Volkheimer, 2002); no Albiano da Formação Kachike, Bacia Austral, Província de Santa Cruz (Archangelsky & Llorens, 2005); e no Aptiano da Formação Punta del Barco (Llorens, 2012). No Brasil, o gênero é comum no Albiano da Formação Santana, Nordeste do Brasil (de Lima, 1979); no Eocênico médio-Oligocênico superior das bacias emersas e submersas da faixa costeira do Brasil (Regali *et al.*, 1974); e no Oligocênico da Formação Caçapava, Bacia de Taubaté, estado de São Paulo (de Lima, *et al.*, 1985).

Podocarpidites sp. 4

Estampa: IV, Figura J

Espécime: PPNSD09-G-1-12 (n=3)

Coordenadas: 29 x 95,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Grão bissacado, vesiculado, contorno do corpo ovalado; área de inserção dos sacos plana; sacos alongados, elípticos, mais longos que o corpo; exina larga e estriada.

Dimensões: Diâmetro do corpo 45-38 μm ; diâmetro dos sacos 40-17,5 μm ; área de inserção 4,5 μm de espessura; exina 5 μm .

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Podocarpaceae

Discussão: Difere das espécies congêneres descritas na literatura. A distribuição estratigráfica e geográfica do gênero apresenta-se na descrição de *Podocarpidites* sp. 1.

5.2.3. Acritarcas - Clado sem classificação

Leiosphaeridium (Eisenack, 1958) Downie & Sarjeant, 1963

Leiosphaeridium sp. 1

Estampa: V, Figura: A

Espécime: PPNSD07-4-32 (n=4)

Coordenadas: 33 x 104

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Cisto esférico a circular; apresenta pregas e/ou dobras largas e estreitas em toda a membrana externa; membrana fina e transparente.

Dimensões: Cisto com 23 µm de circunferência; pregas e/ou dobras da membrana variando entre 4,6-0,5 µm de largura máxima.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, *Zona Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade: Desconhecida

Discussão: O gênero apresenta ampla distribuição estratigráfica e geográfica. Ocorre no Ediacaro da Índia, Noruega e Rússia (Tiwari, 1999; Knoll & Swett, 1987; Moczydlowska & Nagovitsin, 2012); no Câmbrio da Finlândia e Noruega (Tynni, 1978; Knoll & Swett, 1987); no Ordovícico da Estônia, Sérvia e Montenegro e Suécia (Hints, 1998; Põlma *et al.*, 1988; Kristic *et al.*, 2005; Tjernvik, 1958); no Silúrico da Noruega (Smelror *et al.*, 1997); no Devônico dos Estados Unidos da América (Wicander, 1974); no Triássico inferior de Madagascar (Hankel, 1993); no Jurássico inferior da Argentina (Volkheimer, 1971). Relativamente ao Meso-Cenozoico, o gênero foi referido no Albiano-Cenomaniano de Israel (Brenner, 1974), no Oligocênico superior do Azerbaijão (Popov *et al.*, 2008), no Santoniano-Maastrichtiano da Antártica (Dolding, 1992) e no Cenomaniano dos Estados Unidos da América (Kovach & Dilcher, 1988). Na América do

Sul, foi referido na Argentina no Cretácico inferior (Prámparo, 1994), no Paleocênico inferior (Scafati *et al.*, 2009) e no Miocênico médio (Palazzesi & Barreda, 2004).

Leiosphaeridium sp. 2

Estampa: V, Figura: B

Espécime: PPNSD09-G-3-54 (n=17)

Coordenadas: 41 x 101,6

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Cisto esférico a elíptico, apresentando abertura do opérculo; pregas e/ou dobras largas, afilando em direção à margem; apresenta microporos ou micro verrugas por toda a membrana externa; membrana fina e transparente.

Dimensões: Cisto com 36-31 μm ; pregas e/ou dobras com 4-0,5 μm de largura; abertura do opérculo com 10 μm e profundidade de 2,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade: Desconhecida

Discussão: A distribuição estratigráfica e geográfica do gênero apresenta-se na descrição de *Leiosphaeridium* sp.1.

Leiosphaeridium sp. 3

Espécime: PPNSD02-1-24 (n= 203)

Coordenadas: 27 x 98,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Cisto esférico a triangular; apresenta pregas e/ou dobras largas na membrana, dando uma ornamentação em forma triangular, com os ângulos arredondados; pregas e/ou dobras muito mais finas, ornamentando a membrana como uma rede.

Dimensões: Cisto com 26 μm ; pregas e/ou dobras largas com 2,5 μm ; pregas e/ou dobras finas <0,2 μm de espessura.

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade: Desconhecida

Discussão: A distribuição estratigráfica e geográfica do gênero apresenta-se na descrição de *Leiosphaeridium* sp.1.

Leiosphaeridium sp. 4

Estampa: XI, Figura: A

Espécime: PRJ12A-B-2-22 (n=187)

Coordenadas: 49,4 x 109

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão circular a assimétrico; membrana com pregas e/ou dobras largas, afilando em direção às margens; prega e/ou dobra central mais larga que as demais.

Dimensões: Cisto medindo 84-69 µm; pregas e/ou dobras 1-7 µm de largura; prega e/ou dobra central com 21 µm de largura.

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior-Pliocênico inferior, Zona T-17, LAD de *Rhoipites 'gigantiporus'*, *Psilastephanoporites tesseroporus* e *Stephanocolpites evansii* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade: Desconhecida

Discussão: O gênero apresenta ampla distribuição estratigráfica e geográfica. Ocorre no Edicariano da Índia, Noruega e Rússia (Tiwari, 1999; Knoll & Swett, 1987; Moczyłowska & Nagovitsin, 2012); no Câmbrico da Finlândia e Noruega (Tynni, 1978; Knoll & Swett, 1987); no Ordovícico da Estônia, Sérvia e Montenegro e Suécia (Hints, 1998; Põlma *et al.*, 1988; Kristic *et al.*, 2005; Tjernvik, 1958); no Silúrico da Noruega (Smelror *et al.*, 1997); no Devônico dos Estados Unidos da América (Wicander, 1974); no Triássico inferior de Madagáscar (Hankel, 1993); no Jurássico inferior da Argentina (Volkheimer, 1971); no Santoniano-Maastrichtiano da Antártica (Dolding, 1992); no Cretácico inferior da Argentina (Prámparo, 1994); no Albiano-Cenomaniano de Israel (Brenner, 1974); no Cenomaniano dos Estados Unidos da América (Kovach & Dilcher, 1988); no Paleocênico inferior da Argentina (Scafati *et al.*, 2009); no Oligocênico superior do Azerbaijão (Popov *et al.*, 2008); e no Miocênico médio da Argentina (Palazzesi & Barreda, 2004). Difere das demais espécies descritas na literatura, permanecendo em nomenclatura aberta.

Leiosphaeridium sp. 5

Estampa: XI, Figura: B

Espécime: PRJ18B-A-3-2 (n=74)

Coordenadas: 36 x 98

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Cisto pentagonal a elíptico, com ângulos retos; apresenta pregas e/ou dobras da membrana partindo de todos os ângulos, unindo-se umas às outras; dobras e/ou pregas largas a finas; membrana pouco espessa, apresentando-se mais espessa nas regiões polares.

Dimensões: Cisto com 36 µm de altura e 24 µm de largura; dobras e/ou pregas variando entre 39 µm a 20 µm de comprimento e 9 µm e 1,5 µm de largura; membrana 0,8-1,0 µm de espessura.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade: Desconhecida

Discussão: Difere das demais espécies descritas na literatura, permanecendo em nomenclatura aberta. A distribuição geográfica do gênero apresenta-se na descrição de *Leiosphaeridium* sp. 1.

Veryhachium Deunff, 1954b

p. 305-306

Veryhachium sp.

Estampa: V, Figura: C

Espécime: PPNSD11-B-1-103 (n=1)

Coordenadas: 45,5 x 105,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Cisto de contorno retangular, com sete processos finos e longos, partindo de cada um dos ângulos da região central do cisto; processos mais largos na base, afilando em direção à porção distal; apresenta dois processos saindo de três ângulos e um único processo de um ângulo; possui membrana fina, lisa e transparente.

Dimensões: Cisto com 34-20 µm; processos com 72 µm de comprimento; base do processo com 12 µm.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade: Desconhecida

Discussão: O gênero apresenta ampla distribuição estratigráfica e geográfica. O gênero ocorre no Ordovícico da Espanha e Estados Unidos da América (Wolf, 1980; Fay & Graffham, 1982); no Ordovícico-Silúrico da Noruega (Smelror *et al.*, 1997); no Devônico da Arábia Saudita e Estados Unidos (Al-Laboun & Walthall, 1988; Wicander, 1974); no Pérmico da Alemanha, Noruega e Polônia (Schaarschmidt, 1963; Ecke, 1986; Mangerud, 1994; Nilsson *et al.*, 1996; Potonié & Klaus, 1954); no Pérmico-Triássico da Polônia (Fijalkowska, 1994); e no Triássico da Hungria (Broglia Loriga *et al.*, 1990), Israel (Eshet, 1990), Madagáscar (Hankel, 1993), Noruega (Mangerud, 1994) e Polônia (Fijalkowska, 1994). Relativamente ao Meso-Cenozoico, o gênero foi referido no Cretácico da Inglaterra (Batten, 1982) e da Antártica (Dettmann & Thomson, 1987; Dolding, 1992), bem como em várias localidades africanas, tais como Costa do Marfim (Jardiné & Magloire, 1965) e Senegal (Jardiné & Magloire, 1965).

5.2.4. Dinoflagelados

Divisão Dinophyta

Classe Dinophyceae

Gymnodinium (Stein, 1878) Deflandre, 1936b

p. 165-166, Est. 2, fig. 6

Dinogymnium Evitt *et al.*, 1967

p. 19-20.

Holótipo: Deflandre, 1935, fig.6; Deflandre, 1936b, Est. 2, fig. 6.

Dinogymnium heterocostatum (Deflandre, 1935) Evitt *et al.*, 1967

Est. 2, fig. 6

Estampa: V, Figura: D

Espécime: PPNSD09-F-1-8 (n=8)

Coordenadas: 24 x 105

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Cisto elíptico, fusiforme, apresentando um dos polos mais cônico; cingulado; processos longos e bem definidos, partindo dos polos em direção ao cingulo, mas não chegando a este, formando ornamentação em ponta, como pregas; o cingulo divide o cisto em duas partes com tamanhos desiguais.

Dimensões: Corpo com 64 µm de comprimento, variando de 8 µm de largura nos polos a 25,5 µm na região cingular; cingulo com 20 µm de diâmetro e 2,5 µm de largura.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona PC-46-*Gnetaceaepollenites diversus* (Regali *et al.*, 1974).

Afinidade: Ptychodiscales - Ptychodiscaceae

Discussão: Ocorre no Santoniano-Maastrichtiano (Evitt *et al.*, 1967) em todas as faixa latitudinais, mas ausente nas altas latitudes do hemisfério sul; no Valanginiano da Região de Doceava, Chile (Quattrocchio *et al.*, 2006); e no Maastrichtiano da Califórnia, Alabama e da Bacia de Paris, França (Evitt *et al.*, 1967).

Dinogymnium acuminatum Evitt *et al.*, 1967

Est. 1, figs. 21-23; Est. 2, fig. 5.

Estampa: V, Figura: E

Espécime: PPNSD09-G-1-39 (n=3)

Coordenadas: 28 X 97,7

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Cisto elíptico, fusiforme, apresentando um dos polos mais cônico; cingulado; processos longos, ligando os polos ao cingulo; o cingulo, muito estreito, divide o cisto em duas partes com tamanhos desiguais.

Dimensões: Cisto com 59 µm de comprimento, variando de 7-6 µm de largura nos polos; região cingular 33 µm; cingulo com 30 µm de diâmetro e 1,2 µm de largura.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade: Ptychodiscales - Ptychodiscaceae

Discussão: Ocorre no Campaniano inferior-Maastrichtiano superior da Foz do Amazonas e em todas as faixa latitudinais, mas ausente nas altas latitudes do hemisfério sul (Arai, 2007).

Dinogymnium sp.

Estampa: V, Figura: F

Espécime: PPNSD07-4-19 (n=2)

Coordenadas: 21 x 97,5

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Difere de *Dinogymnium heterocostatum* e *D. acuminatum* por apresentar parte do cisto cônico e parte como que espiralada; cingulo largo, espesso e bem definido; processos parecem ser microverrucosos e/ou porosos, estendendo-se desde os polos até o cingulo.

Dimensões: Cisto com 59 µm de comprimento, variando de 5-7 µm de largura nos polos; cingulo com 22 µm de diâmetro.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade: Ptychodiscales - Ptychodiscaceae

Discussão: Difere das demais espécies descritas na literatura por apresentar uma das extremidades espiralada e cingulo espesso, podendo, por isso, representar uma espécie nova. A distribuição estratigráfica e geográfica do gênero apresenta-se na descrição de *Dinogymnium heterocostatum* e *D. acuminatum*.

Fromea Cookson & Eisenack, 1958

Fromea sp.

Estampa: V, Figura: G

Espécime: PPNSD11-B-1-46 (n=2)

Coordenadas: 26,6 x 99,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Cisto elíptico, delgado e alongado; parede fina e lisa, apresentando 5 a 6 dobras longitudinais; as dobras começam no antapex e continuam até a abertura apical; membrana da abertura apical mais espessa.

Descrição: Cisto grande, elíptico, com 65 µm de comprimento e 30 µm de largura; abertura apical com 12 µm de comprimento, 10 µm de largura na base e 6 µm de largura na região da abertura.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Discussão: O gênero ocorre desde o Barremiano ao Campaniano do Egito e Antártica (Cookson & Eisenack, 1958; Schrank & Mahmoud, 2002; Dolding, 1992).

Impletosphaeridium Morgenroth, 1966

Impletosphaeridium banterwickense Pearce, 2018

p. 83, Est. 5, figs. 7-12

Holótipo MPK 14632, figs. 7-9

Estampa: V, Figura: H

Espécime: PPNSD11-B-2-22 (n=1)

Coordenadas: 21,6 x 93,8

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Cisto de forma circular a elíptica; parede composta por uma camada finamente granular, de onde surgem espinhos longos, com o ápice levemente bifurcado e uniformemente distribuídos; cingulo não visível devido à posição; opérculo destacado; arqueópilo não visível.

Dimensões: Cisto medindo 25 x 25 µm; espinhos 10 µm; abertura do opérculo 25 µm.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Discussão: A espécie ocorre no Cenomaniano-Santoniano da Formação Chalk, Reino Unido (Pearce, 2018).

Impletosphaeridium sp.

Estampa: V, Figura: I

Espécime: PPNSD09-G-2-21 (n=2)

Coordenadas: 21 x 97

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Cisto circular a esferoidal; apresenta processos numerosos, longo e curtos, finos e lisos até as extremidades distais; parede fina e translúcida.

Dimensões: Cisto com 20 μm de largura; processos variando de 5-10 μm de comprimento; parede com 1 μm de espessura.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade: Indeterminada

Discussão: Difere de *Impletosphaeridium? bahiaensis* (Regali *et al.*, 1974), pelo menor tamanho e por não apresentar processos bifurcados. O gênero ocorre no Eocênico da plataforma continental brasileira (Regali *et al.*, 1974) e no Aptiano da Bacia de Pelotas, Brasil (Arai, 2009).

Subtilisphaera Jain & Millepied, 1973

p. 26-27

Subtilisphaera sp.

Estampa: V, Figura: J

Espécime: PPNSD07-4-41 (n= 2)

Coordenadas: 22,6 x 108

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Cisto elíptico a esferoidal; parede fina e lisa, com várias dobras largas e estreitas; cingulo espesso e bem visível; opérculo e epicisto não visíveis devido à posição.

Dimensões: Cisto medindo 37 μm de comprimento e 27 μm de largura; parede 0,5 μm de espessura; largura das dobras variando entre 3-0,5 μm ; espessura do cingulo 2,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Discussão: O gênero apresenta ampla distribuição geográfica e estratigráfica, sendo a sua ocorrência mais antiga referida ao Jurássico superior da Formação Sewa, China (Smith & Xu, 1988). Na Europa, o gênero ocorre no Hauteriviano da Formação Weald Clay, Inglaterra (Batten, 1982) e na Antártica no Santoniano da (Keating, 1992). Na África, foi referido no Barremiano-Cenomaniano do Egito (Schränk & Mahmoud, 2002; Zobia *et al.*, 2008) e no Aptiano-Cenomaniano inferior do Gana (Atta-Peters, & Salami, 2006).

No Brasil, foi reconhecido no Albiano da Formação Santana, Ceará (Heimhofer & Hochuli, 2010).

Achomosphaera Evitt, 1963

Achomosphaera sp.

Estampa: V, Figura: K

Espécime: PPNSD07-3-62 (n=7)

Coordenadas: 29 x 106,6

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Cisto elíptico a esferoidal; parede fina e lisa, com várias dobras largas e estreitas; filamentos curtos e bifurcados, distribuídos uniformemente sobre os processos.

Dimensões: Cisto medindo 40 µm de comprimento e 30 µm de largura; parede 1 µm de espessura; largura das dobras variando entre 3-1 µm; filamentos com aproximadamente 1,5-2 µm de comprimento.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Discussão: Na Europa, o gênero foi referido no Oligocênico inferior da Alemanha (Mayr, 2000) e no Pliocênico inferior da Holanda (Wijnker *et al.*, 2008). Ocorre igualmente na parte inferior do Miocênico inferior do Azerbaijão (Popov *et al.*, 2008) e no Campaniano da Antártica (Dolding, 1992). Foi referido ao Eocênico médio da Colômbia (Jaramillo & Dilcher, 2001).

Conosphaeridium (Deflandre & Cookson, 1955)

p.275, Est. 2, fig.10

Cookson & Eisenack 1969

p. 5

Conosphaeridium sp.

Estampa: VI, Figura: A

Espécime: PPNSD07-2-63 (n=1)

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Coordenadas: 42,7 x 103,83

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Cisto circular a elíptico, simetria radial, parede fina e translúcida; apresenta 18-20 papilas ou báculas cônicas e com as extremidades arredondadas, mais largas na base; cada uma das papilas ou báculas contém um pequeno poro lateral; poros ovais.

Dimensões: Diâmetro polar 60 μm ; diâmetro equatorial 37 μm ; papilas/báculas 6,5 μm de altura e 5,3 μm na base; poros 1,3 μm ; exina 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade: Indeterminada

Discussão: Assemelha-se a *Conosphaeridium striatoconus* (Deflandre & Cookson, 1955) Cookson & Eisenack (1969), que ocorre no Albiano-Paleocênico inferior do noroeste da Austrália, mas diferencia-se deste por não apresentar estrias e poros nas papilas. O gênero também ocorre no Albiano-Campaniano da Antártica (Keating, 1992; Barreda *et al.*, 1999; Riding & Crame, 2002).

Isabelidinium (Cookson & Eisenack, 1958) Stover & Evitt, 1978

Isabelidinium sp.

Estampa: V-A, Figura: A

Espécime: PPNSD09-G-3-35 (n=2)

Coordenadas: 36,6 x 102,7

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Cisto triangular-obtuso-convexo; membrana transparente e com dobras largas; dobras estendem-se entre os ângulos, finas nas extremidades e mais largas na parte central. Dimensões: Cisto com 45-40 μm , dobras 45-40 μm de comprimento, com 20 μm de largura máxima na parte central.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade: Peridiniaceae

Discussão: Difere de todas aquelas descritas na literatura, podendo ser uma espécie nova. O gênero ocorre no Valanginiano da Formação Springhill, Chile (Quattrocchio *et al.*, 2006); Albiano superior-Maastrichtiano da Antártica (Dettmann & Thomson, 1987; Pirrie

& Riding, 1988; Crame *et al.*, 1991; Dolding, 1992; Sumner, 1992; Keating, 1992; Riding & Crame, 2002); no Campaniano da Formação Alta Vista (Gonzalez Estebenet *et al.*, 2017) e no Maastrichtiano da Formação Calafate (Marensi *et al.*, 2004), Bacia Austral, Argentina; e no Campaniano do Canadá (Hills *et al.*, 1999; Sato, 2003).

Baltisphaeridium Eisenack 1958

Baltisphaeridium sp.

Estampa: V-A, Figura: B

Espécime: PPNSD02-1-7 (n=6)

Coordenadas: 30 x 93,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Divisor.

Descrição: Cisto circular; membrana fina, transparente e equinada; apresenta espinhos muito pequenos, distribuídos aleatoriamente por todo o grão; membrana com dobras circulares e transversais.

Dimensões: Cisto com 12,5 µm; dobras 12 µm de largura; espinhos muito pequenos.

Distribuição estratigráfica: Campaniano inferior-Eocênico inferior.

Afinidade: Dinophyceae

Discussão: Difere de todas aquelas descritas na literatura, podendo ser uma espécie nova. O gênero ocorre no Câmbrio da Noruega (Knoll & Swett, 1987); no Ordovícico da Suécia (Sheehan, 1977) e dos Estados Unidos da América (Fay & Graffham, 1982); no Devônico da Bacia Tabuk, Arábia Saudita (Al-Laboun & Walthall, 1988); no Pérmico da Alemanha (Schaarschmidt, 1963) e da Polônia (Potonié & Klaus, 1954; Fijalkowska, 1994); no Triássico da Polônia (Fijalkowska, 1994); no Campaniano superior da Antártica (Dutra & Batten, 2000); no Aptiano superior da Formação Codó, Maranhão, Brasil (de Lima, 1982); no Barremiano-Cenomaniano inferior das formações Gevar'am e Talme Yafe, Israel (Brenner, 1974); e no Eocênico médio da Formação Andrew Lake, Alaska, Estados Unidos da América (Scholl *et al.*, 1970).

Ceratiopsis De Wildeman, 1896

Cerodinium Vozzhennikova, 1963

p. 181

Cerodinium sp.

Estampa: V-A, Figura: C

Espécime: PPNSD11-B-1-12 (n=1)

Coordenadas: 35 x 95,5

Ocorrência: Bacia do Acre, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Cisto circular a elíptico; membrana espessa, devido a pregas muito pequenas que se estendem de polo a polo; apresenta algumas pregas/dobras largas; opérculo circular e pequeno em uma das regiões polares.

Dimensões: Cisto com 50-47 µm, 5-7 µm de largura nos polos; pregas/dobras variando entre 40 e 25 µm de comprimento e 5-1 µm de largura; opérculo com 12 µm de diâmetro.

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade: Peridiniaceae

Discussão: Difere de todas aquelas descritas na literatura, podendo representar uma nova espécie. O gênero ocorre no Campaniano-Maastrichtiano da Antártica (Crame *et al.*, 1991;

Sumner, 1992; Dolding, 1992); no Maastrichtiano superior da Formação Calafate, Argentina (Marensi *et al.*, 2004) e no Paleocênico inferior da Formação Salamanca, Chubut, Argentina (Clyde *et al.*, 2014), reconhecendo-se posição estratigráfica mais antiga na bacia do Acre.

Spiniferites Mantell, 1850

Spiniferites sp. 1

Estampa: V-A, Figura: D

Espécime: PPNSD07-2-1 (n=2)

Coordenadas: 33,83 x 99,4

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Cisto esférico; membrana fina e transparente, apresentando dobras e muitos filamentos; os filamentos possuem ramificações na porção distal.

Dimensões: Cisto com 40 µm de diâmetro; filamentos com aproximadamente 0,5 µm de comprimento.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade: Dinophyceae

Discussão: Difere das demais espécies descritas na literatura, podendo representar uma nova espécie. O gênero ocorre Aptiano superior-Maastrichtiano da Antártica (Dettmann & Thomson, 1987; Pirrie & Riding, 1988; Dolding, 1992; Sumner, 1992; Keating, 1992; Riding & Crame, 2002); na Argentina, o gênero ocorre no Hauteriviano da Formação Agrio, Bacia de Neuquén (Guler *et al.*, 2012), no Campaniano inferior-médio da Formação Alta Vista, Bacia Austral (Gonzalez Estebenet *et al.*, 2017); e no Maastrichtiano superior da Formação Calafate, Bacia Austral (Marensi *et al.*, 2004); no Brasil, ocorre no Albiano inferior-Cenomaniano da Bacia do Maranhão e no Paleocênico inferior-Eocênico da Bacia de Sergipe (Regali *et al.* 1974); no Valanginiano-Barremiano/Aptiano da Terra do Fogo, Chile (Quattrocchio *et al.*, 2006); no Egito, ocorre no Barremiano do Oásis de Dakhla (Schrank & Mahmoud, 2002) e no Cenomaniano da Formação Bahariya (Zobaa *et al.*, 2008); no Albiano-Cenomaniano inferior da Bacia de Tano, Gana (Atta-Peters, & Salami, 2006); no Valanginiano superior-Hauteriviano inferior da Bacia Khatanga, Rússia (Shulgina *et al.*, 1994); no Aptiano inferior da Formação Atherfield Clay, Inglaterra (Wright, 1852); no Paleocênico inferior da Formação Salamanca, Bacia de San Jorge, Chubut, Argentina (Clyde *et al.*, 2014); no Eocênico médio da Colômbia central (Jaramillo & Dilcher, 2001); no Eocênico da Formação Macquarie Harbor, Tasmânia, Austrália (Carpenter *et al.*, 2007); no Eocênico da Formação Tainohata, Gupo Kobe, Japão (Matsubara *et al.*, 2010); no Oligocênico superior da Formação Monte León, Santa Cruz, Argentina (Barreda & Palamarczuk, 2000); no Miocênico inferior do Golfo de San Jorge, Santa Cruz, Argentina (Barreda & Palamarczuk, 2000); no Miocênico médio da Formação Pebas, Peru (Antoine *et al.*, 2011); no Miocênico inferior do Azerbaijão (Popov *et al.*, 2008); na parte inferior do Miocênico inferior da Formação Diest, Bélgica (Lambert, 2005); no Miocênico inferior da Formação La Boca, Panamá (Graham, 1989); no Miocênico médio da Austrália

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

(Pickett *et al.*, 1997); na parte inferior do Miocênico médio da Formação Calvert, Membro Calvert Beach, Maryland, Estados Unidos da América (Cope, 1867); e no Pliocênico inferior da Formação Oosterhout, Holanda (Wijnker *et al.*, 2008).

Spiniferites sp. 2

Estampa: V-A, Figura: E

Espécime: PPNSD07-2-17 (n=2)

Coordenadas: 27 x 97

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Moa.

Descrição: Cisto de contorno elíptico; membrana fina e transparente: apresenta filamentos com as extremidades bifurcadas.

Dimensões: Cisto com 20-13 μm ; filamentos com aproximadamente 3-4 μm de comprimento.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade: Dinophyceae

Discussão: Assemelha-se a *Spiniferites* sp. 1, mas difere daquele por apresentar forma elíptica e filamentos com as extremidades bifurcadas. Difere dos demais revistos na literatura, podendo representar uma nova espécie. Ocorrência do gênero (ver *Spiniferites* sp. 1).

Nelsoniella Cookson & Eisenack, 1960

Nelsoniella aceras Cookson & Eisenack, 1960

Est. 5, figs. 6-7; Est. 11, fig. 1

Estampa: XI, Figura: C

Espécime: PRJ07B2-2-6 (n=1)

Coordenadas: 24,94 x 99,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Cisto elíptico; membrana fina e transparente; apresenta dobras e/ou pregas longitudinais e transversais na membrana; várias dobras estendem-se de polo a polo, com algumas pregas transversais.

Dimensões: Cisto com 55-45 µm; membrana 1 µm; prega e/ou dobra central com 8 µm de largura e 42 µm de comprimento; opérculo com 8 µm de largura e 4 µm de profundidade.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade: Dinophyceae

Discussão: Ocorre no Valanginiano-Campaniano inferior do nordeste da Líbia (Keegan & Stead, 2007); Santoniano-Maastrichtiano da Antártica (Dettmann & Thomson, 1987; Crame *et al.*, 1991; Dolding, 1992; Keating, 1992; Sumner, 1992) e no Campaniano inferior-médio da Formação Alta Vista, Bacia Austral, Argentina (Gonzalez Estebenet *et al.*, 2017). A idade do espécime descrito é mais recente que aquelas reconhecidas no Cretácico, não se descartando a hipótese de se tratar de um espécime reelaborado.

Trichodinium castanea

Palaeoperidinium castanea (Deflandre, 1935) Clarke and Verdier, 1967

p. 229, Est. 6, fig. 8

Trichodinium castanea (Deflandre, 1936b)

p. 177-178, Est. 6, fig. 1

Clarke & Verdier, 1967

p. 19

Estampa: XI, Figura: D

Espécime: PRJ07B2-3-14 (n=2)

Coordenadas: 27 x 108,3

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Descrição: Cisto esférico, dividido em duas partes iguais pelo cingulo; cingulo helicoidal; o sulco perpendicular ao cingulo é mais largo no hipocisto; parede coberta com espinhos muito pequenos e densamente distribuídos. no ápice, os processos ou espinhos são conectados uns aos outros formando uma protuberância apical.

Dimensões: Cisto com 45 µm e circunferência; cingulo 45 µm; e 5 µm de largura; protuberância apical 5 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênio superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade: Dinophyceae

Discussão: Ocorre no Campaniano superior-Maastrichtiano superior da Costa do Marfim e Gana (Oboh-Ikuenobe *et al.*, 1998; Atta-Peters & Salami, 2006); no Campaniano da Líbia (Keegan & Stead, 2007); no Brasil, ocorre no Campaniano superior-Maastrichtiano superior da Bacia de Campus.

Operculodinium Wall 1967

Operculodinium sp.

Estampa: XI, Figura: E

Espécime: PRJ07B2-2-5 (n=1)

Coordenadas: 12,7 x 101,6

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Cisto esférico a elipsoidal; parede fina, lisa e translúcida; apresenta numerosas ramificações, curtas e distribuídas sobre processos.

Dimensões: Tamanho do cisto 58-60 µm; processos 8-5 µm de comprimento; parede com 2 µm de espessura.

Distribuição estratigráfica: Oligocênio superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade: Dinophyceae

Discussão: O gênero apresenta ampla distribuição estratigráfica e geográfica. Ocorre no Eocênio da Tasmânia, Austrália (Carpenter *et al.*, 2007), e no Miocênio médio (Pickett

et al., 1997). Foi igualmente referido no Miocênico inferior do Azerbaijão (Popov *et al.*, 2008), no Oligocênico inferior da Alemanha (Mayr, 2000) e no Pleistocênico de Taranto, Itália (Amorosi *et al.*, 2014). No continente americano, ocorre nos Estados Unidos da América, no Eocênico da Formação Piney Point, Virgínia (Weems *et al.*, 2011) e no Miocênico médio-inferior da Formação Calvert, Maryland (Cope, 1867). Foi igualmente referido no Miocênico inferior da Formação La Boca, Panamá (Graham, 1989), e na Argentina, no Maastrichtiano (Marensi *et al.*, 2004), no Oligocênico (Palamarczuk & Barreda, 2000) e no Miocênico inferior (Barreda & Palamarczuk, 2000; Palamarczuk & Barreda, 2000). Por fim, foi referido também no Turoniano-Maastrichtiano da Antártica (Dettmann & Thomson, 1987; Dolding, 1992; Barreda *et al.*, 1999). O espécime difere dos demais revistos na literatura, podendo ser uma espécie nova.

Valensiella (Eisenack, 1963) Courtinat, 1989

Valensiella sp.

Estampa: XI, Figura: F

Espécime: PRJ07B2-2-8 (n=1)

Coordenadas: 24,9 x 103

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Cisto esférico a ovalado; processos numerosos, em forma de favo, formando retículos; membrana espessa, reticulada e microperfurada.

Dimensões: Tamanho do cisto 85-70 μm ; lúmens dos retículos 10-8 μm ; parede do retículos 1,5 μm de espessura; membrana com 4 μm de espessura.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade: Gonyaulacales

Discussão: O espécime é semelhante a *Valensiella griphus* (Norvick & Burger, 1976), que ocorre no Cenomaniano-Coniaciano da Bacia de Raggatt, Platô de Kerguelen, sul do Oceano Índico, mas difere deste por apresentar padrão reticular muito denso e membrana mais espessa. O gênero possui uma amplitude estratigráfica muito ampla, com ocorrência desde o Jurássico da França (Courtinat, 1989); Cretácico inferior do Atlântico Norte

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

(Ogg, 1994); Cretácico inferior da Espanha (Leereveld, 1997); Albiano Superior-Cenomaniano da Inglaterra (Penn *et al.*, 1980), Oligocênico médio da China (Song *et al.*, 1978). A idade do espécime descrito é mais recente que aquelas reconhecidas no Cretácico e Paleogênico, não se descartando a hipótese de se tratar de um espécime reelaborado.

5.2.5. Algas

Divisão Algae L. 1751

Classe Charophyceae Smith, 1938

Ovoidites Krutzsch, 1959

Ovoidites sp. 1

Estampa: IV, Figura: K

Espécime: PPNSD09-G-2-13 (n=1)

Coordenadas: 27 x 96

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Cisto de alga; circular a ovalado; com membrana espessa, transparente e reticulada, com lúmens muito pequenos entre os retículos; abertura do opérculo alcançando quase o meio do cisto.

Dimensões: Diâmetros 38-32 μm ; exina 1 μm ; retículos <1 μm de espessura; e lúmens com 1,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Zygnemataceae

Discussão: Difere das outras espécies do gênero revistos na literatura, podendo ser uma espécie nova.

Ovoidites sp. 2

Estampa: IV, Figura: L

Espécime: PPNSD15-E-3-65 (n=3)

Coordenadas: 25,5 x 97,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Cisto de alga; circular a ovalado; com membrana fina, transparente e verrucada; membrana psilada entre as verrugas; verrugas muito pequenas; apresenta cristas espessas, que parecem originar-se dos polos, muito finas nas extremidades, engrossando em direção à região central; abertura do opérculo alcançando quase o meio do cisto.

Dimensões: Diâmetros 22,5 μm ; exina <1 μm ; verrugas <1 μm ; cristas com 22 μm de comprimento; largura na região central 2 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Zygnemataceae

Discussão: Difere das outras espécies do gênero revistos na literatura, podendo ser uma espécie nova para a Bacia do Acre.

Pseudoschizaea Thiergart & Frantz 1962

Pseudoschizaea circula Christopher, 1976

Estampa: VII, Figura: N

Espécime: PRJ02A-11-2 (n=1)

Coordenadas: 35 x 95,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão circular, inaperturado, hialino, com 10 a 12 estrias finas, concêntricas, formando anéis completos.

Dimensões: Diâmetro equatorial 35 μm ; espessura da parede 1,7 μm ; espessura dos anéis 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: cisto de alga de água doce, relacionada à Zygnemataceae, mas pode apresentar relação com as algas Oedogoniaceae (Scaphati *et al.*, 2009).

Discussão: Ocorre no Paleocênico inferior da Formação Bororó, membro inferior, Bacia de San Jorge, Patagônia, Argentina (Scafati *et al.*, 2009); e no Paleocênico-Oligocênico da Formação Itatiaia, Bacia de Resende, sudeste do Brasil (de Lima & Melo, 1994).

Pseudoschizaea rubina Christopher, 1976

Estampa: VII, Figura: O

Espécime: PRJ02A-2-4 (n=22)

Coordenadas: 34,9 x 108

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Cisto circular, hialino, com 10 a 15 estrias finas e concêntricas, formando anéis, às vezes incompletos e bifurcados, em forma de labirinto.

Dimensões: Diâmetro equatorial 46 μm ; espessura da parede 3,5 μm ; espessura dos anéis 1,3 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: cisto de alga de água doce, relacionada à Zygnemataceae, mas pode apresentar relação com as algas Oedogoniaceae (Scaphati *et al.*, 2009).

Discussão: Ocorre no Paleocênico inferior da Formação Bororó, membro inferior, Bacia de San Jorge, Patagônia, Argentina (Scafati *et al.*, 2009).

5.2.6. *Incertae sedis*

Incertae sedis sp. 1

Estampa: VI, Figura: B

Espécime: PPNSD07-2-41 (n=3)

Coordenadas: 20,5 x 100,5

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Esporo trilete, simples, simetrial radial, triangular-obtuso-convexo, leasuras longos, bem definidos e alcançando as margens; esporoderme pouco espessa e equinada; espinhos muito pequenos e distribuídos aleatoriamente sobre a parede do grão.

Dimensões: Diâmetro 22 μm ; leasuras 15,5 μm de comprimento e 2 μm de espessura; exina 0,6 μm ; espinhos 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Pteridaceae

Discussão: Assemelha-se a *Echitriletes* “*acanthotriletoides*”, mas difere desta por apresentar esporoderme pouco espessa e espinhos muito pequenos, podendo, por isso, representar uma espécie nova. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 2

Estampa: VI, Figura: C

Espécime: PPNSD09-G-1-51 (n=13)

Coordenadas: 33,3 x 100,5

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul

Descrição: Grão díade, simetria bilateral, elíptico, dividido em duas partes iguais; aparentemente monocolpado; colpo alcançando as regiões polares, com margens externas lisas e internas arranjada em grânulos e/ou báculas; exina espessa; sexina psilada, nexina granulada e/ou baculada.

Dimensões: Diâmetro polar 40 µm; diâmetro equatorial 31,5 µm; colpos 37 µm; exina 7,5 µm; nexina 5,5 µm; sexina 2 µm; grânulos 0,5-1,5 µm; báculas 2-3 µm.

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Assemelha-se a *Monocolpopollenites?* sp., mas difere daquele por apresentar exina com margens externas lisas e internas arranjadas em grânulos e/ou báculas. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 3

Estampa: VI, Figura: D

Espécime: PPNSD07-2-59 (n=1)

Coordenadas: 38,3 x 103

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, tamanho grande, simples, simetria bilateral, circular, pantoporado; aproximadamente 20 poros muito pequenos, não ultrapassando metade da

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

espessura da exina; apresenta uma constrição ao meio, alcançando as extremidades; exina psilada, tectada e columelada.

Dimensões: Diâmetro 64 μm ; constrição 57 μm ; poros com 0,5 μm de largura e 2 μm de profundidade; exina 2 μm ; columelas 1 μm .

Distribuição stratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de todos revistos na literatura, podendo, por isso, representar um táxon novo. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 4

Estampa: VI, Figura: E

Espécime: PPNSD07-3-34 (n=15)

Coordenadas: 48,3 x 100

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão simples, circular, simetria bilateral, aparentemente monocolpado; colpo curto, espesso, com margens irregulares e densamente granulada; exina tectada, espessa, equinada e psilada entre os espinhos; nexina muito fina e sexina espessa; espinhos muito pequenos e distribuídos por toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetro 20 μm ; colpo 13 μm de comprimento e 3,5 μm de espessura; exina 2,5 μm ; nexina 0,5 μm ; sexina 2 μm ; espinhos $>0,5 \mu\text{m}$.

Distribuição stratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Assemelha-se a *Monocolpopollenites sphaeroidites* (Jardiné & Magloire, 1965), mas difere desta por apresentar exina equinada e colpo densamente granulada, podendo, por isso, representar uma espécie nova. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 5

Estampa: VI, Figura: F

Espécime: PPNSD09-F-2-11 (n=1)

Coordenadas: 22 x 102,1

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão ovalado a elíptico, simetria radial, mais largo em uma das extremidades; não apresenta colpo e/ou leasuras; monoporado; poro anulado e saliente; membrana muito fina, reticulada e com estrias que partem do poro às margens laterais.

Dimensões: Diâmetros 22-16,5 μm ; poro 3 μm ; ânulo 0,5 μm ; exina 0,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona PC-46-*Gnetaceaepollenites diversus* (Regali *et al.*, 1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de todos aqueles revistos na literatura, podendo, por isso, representar um táxon novo. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 6

Estampa: VI, Figura: G

Espécime: PPNSD11-B-2-38 (n=2)

Coordenadas: 35 x 99

Ocorrência: Bacia do Acre, Membro Água Branca, parte superior da Formação Moa.

Descrição: Grão mônade, simetria bilateral, tamanho grande, elíptico a triangular, heteropolar, monocolpado, sulcado; colpo longo e espesso, afinando em uma das regiões polares; exina espessa, intectada e columelada; nexina muito fina, tornando-se mais espessa em direção à porção mais afilada do colpo.

Dimensões: Diâmetro polar 63 μm ; diâmetro equatorial 39 μm ; colpo 52 μm de comprimento e 3 μm de espessura, com 1,5 μm na extremidade; abertura do sulco 26 μm ; exina 3 μm ; columelas 2,5 μm ; nexina 0,5 μm ; sexina 2,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Cenomaniano, Zona *Gnetaceaepollenites diversus* (PC-46), Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Possui características semelhantes a *Monocolpopollenites* sp. (Pflug & Thomson, 1953), mas difere das demais espécies do gênero por apresentar nexina fina,

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

sendo muito mais espessa em uma das regiões polares. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 7

Estampa: VI, Figura: H

Espécime: PPNSD09-G-1-28 (n=8)

Coordenadas: 45,5 x 97,7

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul.

Descrição: Grão mônade, circular a elíptico, simetria bilateral, tricolpado, sulcado; colpos espessos, afilados nas extremidades e estendendo-se até os polos; sulco largo; exina espessa, intectada, columelada, microreticulada e espessa; nexina separada da sexina, unindo-se em direção aos polos, onde torna-se mais espessa.

Dimensões: Diâmetro polar 43,5 μm ; diâmetro equatorial 35 μm ; colpo 31,5 μm de comprimento e 3,7 μm de espessura; sulco 10,5 μm de largura na região equatorial; exina nos polos 4,5 μm ; exina na região equatorial 2,5 μm ; nexina 1 μm ; sexina 3 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Assemelha-se a *Retimonocolpites* sp. (Pierce, 1961), mas difere daquele por apresentar espaço vazio entre a nexina e sexina e colpo muito mais espesso. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 8

Estampa: VI, Figura: I

Espécime: PPNSD09-G-3-41 (n=3)

Coordenadas: 35,5 x 99

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul

Descrição: Grão mônade, simetria radial, acolpado, diporado; poros anulados; exina fina e psilada; apresenta pregas e/ou dobras na exina.

Dimensões: Diâmetros 29-26 μm ; poros 1,6 μm ; ânulos 1 μm ; exina <0,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Poaceae?

Discussão: Assemelha-se a *Diporopollenites*?, mas difere deste por apresentar poros anulados e ânnulos espessos. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 9

Estampa: VI, Figura: J

Espécime: PPNSD07-3-21 (n=28)

Coordenadas: 39,9 x 97,5

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, âmbito semi-triangular, tricolpado, colpos longos, espessos e de margens lisas, afilados nas extremidades polares; exina semitectada, columelada e reticulada; lúmens heterobrochados.

Dimensões: Diâmetro polar 39 µm; diâmetro equatorial 32 µm; colpos 30 µm; exina 3,5 µm; nexina 1 µm; sexina 2,5 µm; lúmens 0,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de *Retitricolpites americana* (Wymstra, 1966), que ocorre no Eocênico da Guiana Inglesa (Van Hoeken-Klinkenberg, 1966) e no Eocênico médio-Eocênico superior da Plataforma Continental brasileira (Regali *et al.*, 1974), por apresentar colpos espessos e sem aberturas na exina. Possivelmente representa uma nova espécie, permanecendo com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 10

Estampa: VI, Figura: K

Espécime: PPNSD15-E-3-57 (n=3)

Coordenadas: 18,3 x 97

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Rio Azul

Descrição: Grão mônade, simetria radial, triangular-obtuso-convexo, triporado; exina fina, semitectada, reticulada, muro espesso.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Dimensões: Dimensões 34-40 μm ; poros 7 μm de largura e 3 μm de profundidade; exina 2,4 μm ; muro 0,8-1 μm ; lúmens 0,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Albiano superior-Maastrichtiano inferior

Afinidade botânica: Proteales?

Discussão: Assemelha-se a *Proteacidites* sp. (Cookson & Couper, 1953), mas difere daquela por apresentar as paredes côncavas e muros mais espessos. O gênero *Proteacidites* apresenta ampla distribuição geográfica e estratigráfica. Na Austrália, foi referido no Paleocênico superior (Taylor *et al.*, 1990; Hill, 1991), no Eocênico (Christophel & Lys, 1986; Christophel *et al.*, 1987; Carpenter *et al.*, 2007), no Oligocênico (Hill, 1984), no Oligocênico-Miocênico inferior (Pole *et al.*, 1993), no Pleistocênico inferior (Jordan *et al.*, 1995) e no Miocênico médio (Pickett *et al.*, 1997). Na Ásia, ocorre no Campaniano da Mongólia, China (Van Itterbeeck *et al.*, 2007). Na Antártica, foi referido no Coniaciano-Maastrichtiano (Baldoni & Barreda, 1986; Dettmann & Thomson, 1987; Dolding, 1992; Barreda *et al.*, 1999; Dutra & Batten, 2000); no Paleocênico inferior (Baldoni & Barreda, 1986; Askin, 1990) e no Eocênico inferior (Truswell & Macphail, 2009). Foi igualmente reconhecido no Coniaciano do Norte do Egito (El Beialy *et al.*, 2010) e no Maastrichtiano inferior do Senegal (Jardiné & Magloire, 1965), assim como em várias localidades da América do Norte: no Maastrichtiano do Canadá (Srivastava, 1966) e no Eocênico dos Estados Unidos da América (Gregory & Hart, 1995). A sua ocorrência na América do Sul é frequente: na Argentina, no Santoniano-Maastrichtiano (Baldoni, 1992; Povilauskas *et al.*, 2008; Vallati, 2010; Barreda *et al.*, 2012; Povilauskas, 2013; Vallati, 2013), no Paleocênico inferior (Archangelsky, 1973; Ruiz & Quattrocchio, 1997; Scafati *et al.*, 2009; Barreda *et al.*, 2012), no Eocênico (Zamaloa & Romero, 1990; Zetter *et al.*, 1999; Melendi *et al.*, 2003), no Oligocênico (Barreda & Palamarczuk, 2000) e no Miocênico médio (Barreda *et al.*, 1998); no Chile, no Paleocênico-Oligocênico (Fasola, 1969; Troncoso *et al.*, 2002); e no Peru, no Turoniano (Brenner, 1968). Possivelmente representa uma nova espécie, permanecendo com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 11

Estampa: VI, Figura: L

Espécime: PPNSD07-3-35 (n=2)

Coordenadas: 49,4 x 100,5

Ocorrência: Bacia do Acre, parte inferior da Formação Divisor.

Descrição: Grão mônade, simetria radial, isopolar, triangular-obtuso-reto; triporado; apresenta grânulos densamente unidos e ligados de poro a poro, formando uma escultura triangular no centro do grão, mais espessa no centro; exina fina, tectada e psilada. Difere de todas as espécies similares descritas por apresentar essa escultura granular.

Dimensões: Dimensões 26,5 x 37 μm ; poros 3,5 μm ; exina 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Maastrichtiano inferior, Zona *Tricornites elongatus* (PC-64) Regali *et al.* (1974).

Afinidade botânica: Proteales?

Discussão: Assemelha-se a *Proteacidites* (Cookson & Couper, 1953), mas difere daquele por apresentar escultura triangular e granular no centro do grão. Possivelmente representa um novo táxon, permanecendo com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 12

Estampa: XI, Figura: G

Espécime: PRJ07B2-3-20 (n=1)

Coordenadas: 26,6 x 105,56

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, simetria bilateral, elíptico, tricolpado; colpos finos e longos, quase alcançando as regiões polares; exina espessa, intectada, clavada; nexina lisa e fina; sexina espessa; arranjo das clavas parece formar tiras que circundam e ornamentam o grão; tiras com margens retas, lisas e em forma de corrente.

Dimensões: Diâmetro polar 53,5 μm ; diâmetro equatorial 37 μm ; colpo 37 μm ; exina 4 μm ; nexina 0,7 μm ; sexina 3,3 μm ; clavas 3,3 μm de altura e 1,8 μm de espessura na cabeça; tiras 4 μm de largura; lúmens das tiras 1,4 μm .

Distribuição estratigráfica: Oligocênio superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Discussão: Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 13

Estampa: XI, Figura: H

Espécime: PRJ07B2-3-21 (n=2)

Coordenadas: 44,9 x 104,16

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, esférico, simetrial bilateral; apresenta uma abertura larga e elíptica semelhante a um colpo, com margens relativamente espessas e sulcado; exina espessa, intectada, columelada e equinada; nexina fina e lisa; sexina espessa e reticulada; apresenta espinhos finos, longos e curvados, que junto das columelas formam retículos grandes, pentagonais e lúmens microperfurados; espinhos parecem entrelaçados, dando origem a uma segunda ornamentação.

Dimensões: Diâmetro 46,5 µm; colpo? 32,5; sulco 14 µm; exina 3,5 µm; nexina 0,4 µm, sexina 3 µm; columelas 3 µm; espinhos 7 µm; lúmen dos retículos 5,5-4 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 14

Estampa: XI, Figura: I

Espécime: PRJ07B2-4-13 (n=1)

Coordenadas: 24,4 x 102,1

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, esférico, simetria bilateral, acolpado; exina psilada, tectada, baculada; báculas grandes, originadas da sexina, com extremidade distal côncava e distribuídas por toda a parede do grão.

Dimensões: Diâmetro 22 µm (sem as báculas); exina 2 µm; nexina 0,4 µm; sexina 1,6 µm; báculas 2,4 µm de altura e 2 µm de base; espaço interbáculas 2,5 µm.

Distribuição estratigráfica: Oligocênico superior, Zona T-11, LAD do acme combinado de *Magnastriatites grandiosus*, *Mauritiidites franciscoi* e *Jandufouria seamrogiformis* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Assemelha-se ao espécime PRJ23-D-1-20, mas difere deste por apresentar báculas com extremidades distais planas. Provável grão cretácico retrabalhado, mas devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 15

Estampa: XI, Figura: J

Espécime: PRJ18B-A-12-22 (n=3)

Coordenadas: 44 x 107,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, esférico, simetria bilateral, acolpado, aparentemente pantoporado?; poros? circulares a elípticos; exina muito espessa, tectada, columelada e equinada; espinhos curtos e irregulares, cobrindo toda a superfície do grão.

Dimensões: Dimensões Diâmetro 30 µm; poros 2-4,5 µm; exina 3,8 µm; nexina 0,9 µm; sexina 2,9 µm; columelas 2,8 µm; espinhos 1-2 µm.

Distribuição estratigráfica: parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio, Zona T-14 *Grimsdalea magnaclavata* (Jaramillo *et al.*, 2011).

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Assemelha-se a *Multiporopollenites* sp. (Jardiné & Magloire, 1965), que ocorre no Turoniano-Campaniano das bacias do Senegal e Costa do Marfim; *Multiporopollenites pauciporatus*, que ocorre no Eocênico inferior-médio da Colômbia Central (Jaramillo & Dilcher, 2001), e *Multiporopollenites crassinexinatus* (Silva-Caminha *et al.*, 2010), que ocorre no Miocênico superior-Pliocênico inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas, mas difere destes por apresentar exina muito mais espessa e equinada. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 16

Estampa: XI, Figura: K

Espécime: PRJ23-D-1-20 (n=1)

Coordenadas: 15,5 x 96

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, esférico, simetria bilateral, acolpado; exina psilada, tectada e baculada; báculos grandes e com extremidades distais planas, originadas da sexina e distribuídas por toda a superfície do grão.

Dimensões: Diâmetro 36 μm ; exina 2,6 μm ; báculos 6,3 μm de altura e 5,2 μm de base/largura; espaço interbáculos 3 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Provável grão cretácico retrabalhado e semelhante ao espécime PRJ07B2-4-13 - *Incertae sedis* sp. 3, mas difere deste por apresentar báculos com extremidades convexas. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 17

Estampa: XI, Figura: L

Espécime: PRJ23-D-1-22 (n=3)

Coordenadas: 22 x 97

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Provável grão cretácico retrabalhado. Grão mônade, triangular-obtuso-convexo, simetria radial, acolpado, tri ou pentaporado; poros anulados; exina fina, tectada e psilada; parede do grão estruturada em retículos muito grandes, como se fossem entrelaçados ou entrecruzados; lúmen dos retículos parecem ser formados somente pela nexina e espaço inter-reticular formado pela nexina e sexina, por serem mais espessos.

Dimensões: Diâmetros 39-28 μm ; poros 8 μm ; ânulos 0,8 μm ; exina 1 μm ; lúmens 10-15,5 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico médio-Miocênico superior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Assemelha-se a *Bahiaporites reticulatus* (Regali *et al.*, 1974), que é atribuído ao Coniaciano Superior-Campaniano Inferior das bacias de Sergipe/Alagoas, Jequitinhonha e Espírito Santo, mas difere desta por apresentar forma triangular a hexagonal. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 18

Estampa: XII, Figura: A

Espécime: PRJ23-D-3-42 (n=4)

Coordenadas: 35,5 x 105,6

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão mônade, esférico, simetria bilateral, pantoporado; 12-18 poros circulares a elípticos; exina fina, tectada, columelada e psilada.

Dimensões: Diâmetro 24,5 µm; poros 2 µm; exina 1,8 µm; nexina 0,5 µm; sexina 1,3 µm; columelas 1-1,2 µm.

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de *Multiporopollenites pauciporatus* (Jaramillo & Dilcher, 2001), que é atribuído ao Eocênico Médio da Bacia de los Llanos, Colômbia, por apresentar exina sem esculturas, poros em menor número e menos visíveis; difere de *Multiporopollenites crassinexinatus* (Silva-Caminha *et al.*, 2010), atribuído ao Miocênico Superior-Pliocênico Inferior da Formação Solimões, Bacia do Solimões, Amazonas, por este apresentar exina muito mais espessa e maior número de poros. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 19

Estampa: XII, Figura: B

Espécime: PRJ23-D-1-82 (n=6)

Coordenadas: 22 x 105,4

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Descrição: Grão mônade, simples, elíptico, simetria bilateral, isolpolar, prolato, tricolpado, com colpos transversais, que se ligam ao equador, parecendo dividir o grão ao meio por um pseudocolpo mais espesso; aparentemente estriado; exina fina, tectada e psilada.

Dimensões: Diâmetro polar 26 μm ; diâmetro equatorial 18 μm ; colpos 24 μm de comprimento e 2,5 de largura; exina 2 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Difere de *Psilatricolporites divisus* (Regali *et al.*, 1974), por não apresentar poros. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 20

Estampa: XII, Figura: C

Espécime: PRJ23-D-2-35 (n=1)

Coordenadas: 23,8 x 103,2

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão simples, simetria radial, elíptico, monocolpado; colpos longos, de margens lisas e sulco mais aberto nas regiões polares; exina fina, tectada e psilada; apresenta um espinho longo e cônico na região equatorial.

Dimensões: Diâmetro polar 27 μm ; diâmetro equatorial 19 μm ; colpos 22 μm de comprimento e 1,5 μm de largura; exina 2 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 21

Estampa: XII, Figura: D

Espécime: PRJ23-D-2-29 (n=4)

Coordenadas: 14,9 x 101,6

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Esporo simples, tamanho médio, simetria bilateral, monolete, riniforme; leasuras longa e estreita; exina espessa, reticulada e equinada; espinhos longos, espessos e circundando todo o grão.

Dimensões: Diâmetros 39-23 μm ; exina 2 μm ; espinhos 2,5-3,7 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico inferior.

Afinidade botânica: Polypodiaceae

Discussão: Assemelha-se a *Perinomonoletes* sp. (Kruttsch, 1967), mas difere deste por apresentar grande quantidade de espinhos longos. Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

Incertae sedis sp. 22

Estampa: XII, Figura: E

Espécime: PRJ02A-10-4 (n=1)

Coordenadas: 24,9 x 97

Ocorrência: Bacia do Acre, Formação Repouso.

Descrição: Grão simples, tamanho grande, translúcido, simetria radial, triangular a elíptico; apresenta três poros grandes e anulados; ânnulos salientes; exina muito fina, psilada a microperfurada.

Dimensões: Dimensões 47-36 μm ; poros 8 μm , ânnulos 2 μm ; exina < 1 μm .

Distribuição estratigráfica: Miocênico superior.

Afinidade botânica: Indeterminada

Discussão: Devido à ausência de um espécime semelhante para comparação na literatura, permanece com nomenclatura aberta.

5.3. Distribuições estratigráficas dos táxons identificados

As distribuições estratigráficas dos táxons identificados no presente estudo permitiram fundamentar as idades atribuídas às formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso (Fig. 5.2).

5 · PALINOLOGIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Da análise da composição das associações palinológicas registradas na parte superior da Formação Moa verifica-se a ocorrência de táxons reconhecidos no intervalo Albiano superior-Cenomaniano. As associações palinológicas da parte superior da Formação Moa são indicadoras de clima tropical e a presença de acritarcas e dinoflagelados indiciam inequívoca influência marinha na deposição dos sedimentos que a constituem.

Da análise da composição das associações palinológicas registradas na Formação Rio Azul, verifica-se a ocorrência de táxons típicos do intervalo Albiano superior-Maastrichtiano inferior, onde também ocorre um táxon cuja distribuição vertical em outras bacias é mais tardia, de que é exemplo *Syncolporites poricostatus*, com registro conhecido somente a partir do Eocênico médio em outras bacias, não se descartando a hipótese de ser retrabalhado. As associações palinológicas registradas na Formação Rio Azul incluem táxons representativos de vegetação rasteira e arbustiva, indicadores de clima tropical úmido, intercalados com períodos de aridez. A grande quantidade de elementos marinhos, como dinoflagelados, sugerem a persistência na ocorrência de incursões marinhas na Bacia do Acre, já detectada anteriormente.

Dentre os táxons registrados na parte inferior da Formação Divisor, incluem-se grupos com uma distribuição compatível com o intervalo Maastrichtiano inferior, e grupos que apresentam amplitude estratigráfica mais ampla quando comparada com os intervalos de distribuição em outras bacias. Destaca-se *Achomosphera* sp., o táxon de maior amplitude que, em outras bacias, chega a alcançar o Pliocênico. As associações palinológicas registradas na parte superior da Formação divisor inclui grupos com uma distribuição compatível com o intervalo Campaniano inferior-Eocênico inferior.

A maioria dos táxons registrados na Formação Repouso apresentam uma distribuição estratigráfica que abarca os intervalos Eocênico médio-Miocênico superior/Pliocênico, sendo possível atribuir a idade Oligocênico inferior-Miocênico superior/Pliocênico inferior a essa parte da Formação Repouso na Bacia do Acre.

Para além dos táxons referidos, cujo valor estratigráfico permitiu fundamentar as idades atribuídas às formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso, ocorrem outros, cuja distribuição estratigráfica é muito mais ampla. É o caso de *Valensiella* sp., de que se conhecem registros desde o Jurássico inferior até ao Oligocênico superior, ou de *Nelsoniella aceras*, *Trichodinium castanea* e *Operculodinium* sp., cujo registro pós-

Cretácico somente se conhece na Formação Repouso; trata-se de táxons indicadores de clima tropical, cuja presença nas respectivas associações sugerem influência marinha.

**6• ESTRATIGRAFIA DAS
FORMAÇÕES MOA,
AZUL, DIVISOR E
REPOUSO**

6 • ESTRATIGRAFIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

No presente capítulo apresenta-se uma síntese sobre aspectos gerais da Estratigrafia e Biostratigrafia que enquadram o estudo realizado nas formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso (em 6.1). O registro palinológico das Formações Moa (parte superior) e Divisor permitiu o reconhecimento de palinozonas, o que possibilitou a calibragem das idades das Formações Moa, Rio Azul e Divisor, anteriormente datadas por Cunha (2007), e agora revistas (em 6.2). Relativamente à Formação Repouso, o registro palinológico permitiu a elaboração de uma tabela biostratigráfica, cujas palinozonas reconhecidas se apresentam (em 6.3). A integração de todos os resultados obtidos permitiu a elaboração de um quadro estratigráfico atualizado para as unidades Meso-Cenozoicas da Bacia do Acre, que se apresenta em 6.4.

6.1. Aspectos gerais da Estratigrafia e da Biostratigrafia

O termo *estratigrafia* deriva do latim *stratum* e do grego *graphia*, e diz respeito à descrição de todos os corpos rochosos que formam a crosta terrestre e sua organização em unidades distintas, úteis e mapeáveis, com base em suas propriedades ou atributos inerentes, com o objectivo de estabelecer sua distribuição e relação no espaço e sua sucessão no tempo, e de interpretar a história geológica (Murphy & Salvador, 2014).

A *Biostratigrafia* é o ramo da estratigrafia que visa a organização temporal dos estratos com base no seu conteúdo fóssil, ou seja, que procura estabelecer unidades biostratigráficas (ou biozonas) através do registo fóssil. Estas podem ser definidas como estratos ou conjuntos de estratos caracterizados pela ocorrência de representantes de um táxon ou de um conjunto de táxons, pela abundância relativa de um táxon, ou em função de variações de natureza diversa, relacionadas com o conteúdo e distribuição dos fósseis nos estratos (Murphy & Salvador, *op. cit.*).

6.2. Estratigrafia e Biostratigrafia das Formações Moa, Rio Azul e Divisor (PNSD)

As formações Moa, Rio Azul e Divisor afloram no Parque Nacional da Serra do Divisor, ao longo do Rio Moa e foram objeto de caracterização nos perfis PPNSD02, PPNSD07, PPNSD09, PPNSD11 E PPNSD15 (ver Capítulo 4).

6.2.1. Formação Moa

Na Formação Moa foi possível reconhecer a parte superior do Membro Água Branca, que está representado pelos afloramentos que foram objeto de descrição através dos perfis PPNSD09, PPNSD11 e PPNSD15 (ver Capítulo 4), constituído basicamente por laminações de argilitos intercalados com arenitos muito finos, com laminação plano-paralela e, por vezes, lenticular; no topo ocorrem arenitos finos a médios, com estratificação cruzada e níveis conglomeráticos que, de acordo com Cunha (2007), representaria um período temporal de máxima inundação, uma vez que foram encontrados, no material estudado, representantes de táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaico a marinho raso, como palinoforaminíferos, dinoflagelados (*Dinogymnium heterocostatum*, *Dinogymnium* sp., *Rigaudella* sp., *Cerodinium* sp., *Impletosphaeridium* spp., *Subtilisphaera* sp.), e acritarcas (*Leiosphaeridium* spp. e *Veryhachium* sp.).

No registro palinológico reconhecido nas associações do perfil PPNSD09-F (camada 2), é possível atribuir a idade Cenomaniano ao Membro Água Branca, uma vez que nas associações registradas se reconheceu a presença de *Gnetaceaepollenites diversus*, *Cretaceaiporites mulleri* e *Droseridites senonicus*, o que permite reconhecer a palinozona PC-46 - *Gnetaceaepollenites diversus*, definida para o Cenomaniano por Regali *et al.* (1974). Estes dados corroboram com as idades atribuídas por Cunha (2007) à parte superior da Formação Moa.

Com base no registro palinológico reconhecido nas associações do perfil PPNSD11, foi possível atribuir a idade Cenomaniano a este Membro, uma vez que nas associações registradas se verificou a presença de *Droseridites senonicus*, *Ephedripites sulcatus*, *Equisetosporites ambiguus*, *E. strigatus*, *Stellatopollis densiornatus*, *Classopollis classoides*, *Steevesipollenites giganteus* e *Gnetaceaepollenites diversus*, o que permite, igualmente, reconhecer a palinozona PC-46-*Gnetaceaepollenites diversus*, definida para o Cenomaniano por Regali *et al.* (1974). Estes dados corroboram com as idades atribuídas por Cunha (2007) à parte superior da Formação Moa.

No perfil PPND09-F, a camada 3 ravina a anterior e está representada por um bancada de conglomerado, correspondente ao topo da Formação Moa, a que se seguem argilitos. Tal significa que a Formação Rio Azul se apresenta aqui condensada, o que foi interpretado por Cunha (2007) como uma lacuna estratigráfica entre as formações Moa e Rio Azul, correspondente ao intervalo estratigráfico Turoniano-Campaniano inferior.

6.2.2. Formação Rio Azul

A Formação Rio Azul está representada pelos afloramentos que foram objeto de descrição através dos perfis PPNSD09 (camadas 4 e 5) e PPNSD15 (camadas 3 a 8) (ver Capítulo 4).

Com base no registro palinológico da amostra PPNSD09 (camadas 4 e 5), que inclui uma associação contendo espécimes de *Cretacaeiporites mulleri*, *Droseridites senonicus*, e *Monocolpopollenites spheroidites*, cuja distribuição estratigráfica se estende até ao Maastrichtiano inferior, é possível aceitar a idade Turoniano superior-Coniaciano/Campaniano inferior atribuída à Formação Rio Azul por Cunha (2007).

O registro palinológico da amostra PPNSD09-G (camada 4), também se reconheceram representantes de grande quantidade de táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaico a marinho raso, como palinoforaminíferos, dinoflagelados (*Dynogymnium acuminatum*, *Fromea* sp., *Impletosphaeridium* spp. *Isabelidinium* sp., *Achomosphaera* sp.), acritarcas (*Leiosphaeridium* sp.), cistos de algas e escolecodontes, bem como a ocorrência de uma associação contendo espécimes de *Zlivisporis blanensis*, *Gnetaceapollenites jansonii*, *Droseridites senonicus* e *Monocolpopollenites spheroidites*, permite enquadrar a unidade no intervalo estratigráfico Albiano superior-Maastrichtiano inferior, compatível com a idade Turoniano-Campaniano/Maastrichtiano, proposta por Cunha (2007) para a Formação Rio Azul.

6.2.3. Formação Divisor

A parte inferior da Formação Divisor está representada pelos níveis superiores dos perfis PPNSD07, PPNSD09 e pelo perfil PPNSD15 (ver Capítulo 4), a que Cunha (2007) atribui ao Campaniano inferior-Eocênico inferior.

O perfil PPNSD07 (camada 1) corresponde ao registro sedimentar da parte inferior da Formação Divisor, que é constituído por folhelhos com intercalações de níveis lenticulares de arenito muito fino com laminação plano-paralela descontínua (ver Capítulo 4), onde se reconhece uma grande quantidade de representantes de táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaico a marinho raso, como palinoforaminíferos, dinoflagelados (*Spiniferites* spp., *Achomosphaera* spp., *Subtilisphaera* sp., *Atopodinium* spp., *Dinogymnium* spp. e *Operculodinium* sp.), acritarcas (*Leiosphaeridium* spp.) e cistos

de algas que, de acordo com Cunha (2007), representaria um período temporal de máxima inundação.

Com base no registro palinológico, é possível atribuir à parte inferior da Formação Divisor idade Maastrichtiano inferior, dada a presença de uma associação contendo espécimes de *Zlivisporis blanensis*, *Longapertites proxapertitoides*, *Spirosyncolpites spiralis*, *Cretacaeiporites scabratus* e *Tricornites elongatus*, sendo que a ocorrência desta última permite reconhecer a palinozona PC-64-*Tricornites elongatus*, definida para a base do Maastrichtiano inferior (Regali *et al.*, 1974). Sobre estes últimos níveis de folhelhos assentam os níveis de siliciclásticos mais grosseiros da Formação Divisor.

No perfil PPNSD02, parte superior da Formação Divisor, constituído por folhelhos, para além de pólenes, foram encontrados representantes de táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaico a marinho raso, como palinoforaminíferos, dinoflagelados (*Baltisphaeridium* sp. e *Trichodinium* spp.), acritarcas (*Leiosphaeridium* spp.) e cistos de algas.

Com base no registro palinológico, é possível atribuir à parte superior da Formação Divisor a idade Campaniano inferior-Eocênico inferior, uma vez que nas associações registradas se verificou a presença de *Cretacaeiporites mulleri*, *Bacumorphomonocolpites tausae*, *Ulmoideipites krempii*, e *Bombacacidites nacimientoensis*. Estes dados corroboram com as idades atribuídas por Cunha (2007) a essa parte da Formação Divisor.

Com os resultados obtidos foi possível correlacionar os perfis levantados ao longo do Rio Moa (Fig. 6.1).

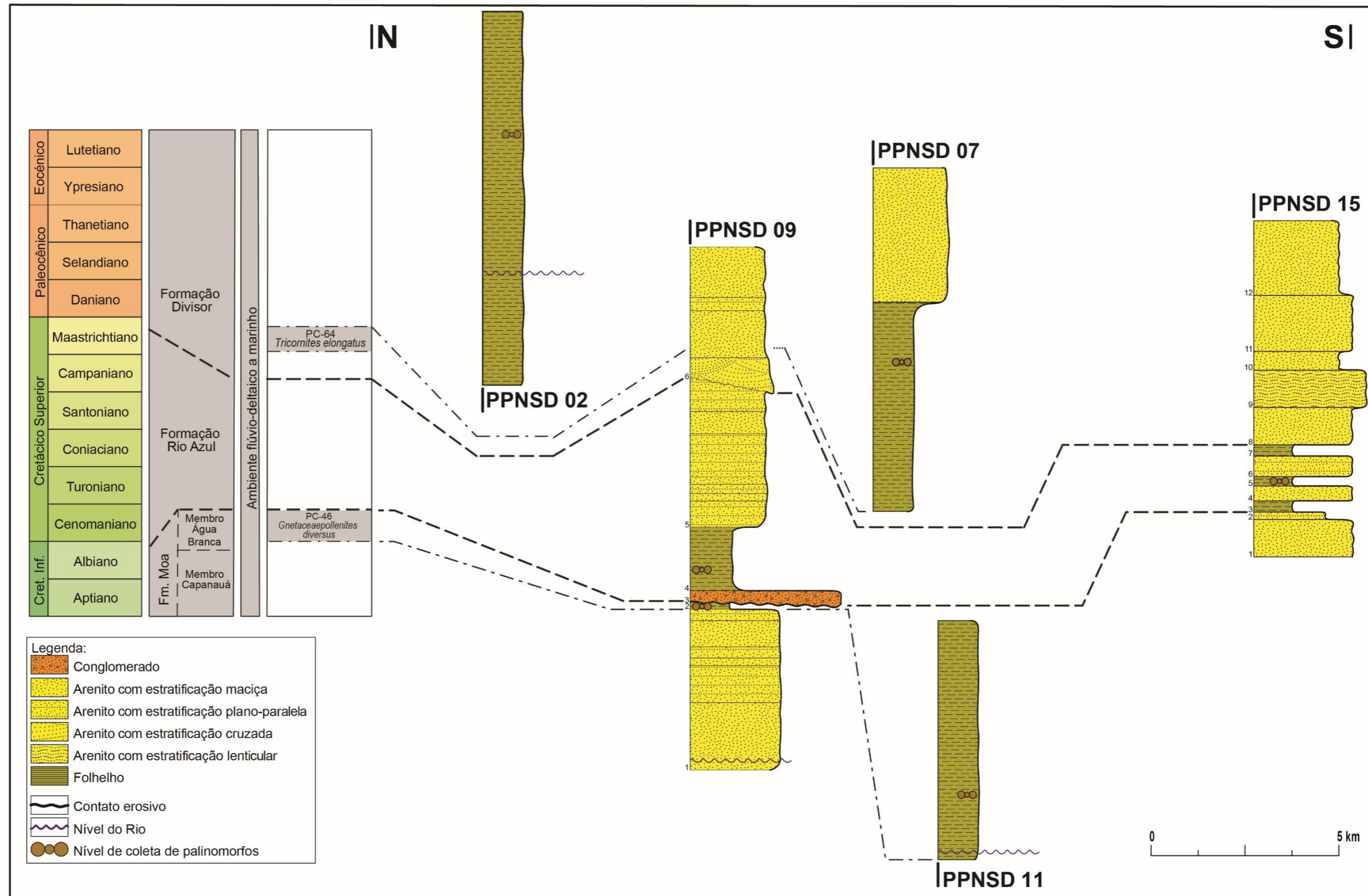


Figura 6.1 – Correlação dos perfis levantados ao longo do Rio Moa - PNSD.

6.3. Estratigrafia e Biostratigrafia da Formação Repouso (Rio Juruá)

A Formação Repouso aflora ao longo do Rio Juruá e foi objeto de caracterização nos perfis PRJ02A, PRJ07, PRJ12A, PRJ18B, PRJ19, PRJ21, PRJ23 e PRJ34 (ver Capítulo 4).

No presente estudo, definiram-se palinozonas na Formação Repouso, com base na extensão vertical de espécies-índice (*Taxon-range Zone*) de palinomorfos do Oligocênico superior-Miocênico superior/Pliocênico inferior, tendo em conta a escala zonal de referência determinada para unidades correlativas do Cenozoico da Colômbia, estabelecida por Jaramillo *et al.* (2011), e adotada nesse trabalho, mas que também foram comparadas com zonações palinológicas de outros autores (Regali *et al.*, 1974; Lorente, 1986; Hoorn 1993, 1994a, b; Silva-Caminha *et al.*, 2010; Kachniasz & Silva-Caminha, 2017).

A Formação Repouso aflora nos perfis PRJ07, datado do Oligocênico superior; PRJ21, PRJ23 e PRJ34, datados do Miocênico inferior; PRJ18B, datado da parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio; PRJ02A e PRJ19, que foram datados do Miocênico superior e PRJ12A, datado do Miocênico superior-Pliocênico inferior.

De acordo com Cunha (2007), a Sequência Eocênico inferior/Pliocênico é caracterizada, no oriente peruano, pela deposição de folhelhos de ambiente marinho raso e lacustrino, e na Bacia do Acre, por sedimentos finos flúvio-lacustres.

Contudo, a presença de táxons indicativos de ambiente marinho na Bacia do Acre, pode polarizar a separação entre aqueles dois sistemas deposicionais, atribuída ao tectonismo andino, para uma idade pós-Miocênico superior. De fato, Oliveira (1994) afirma que a Formação Repouso, na Bacia do Acre, foi afetada pela Orogenia Andina, principalmente durante o Mio-Pliocênico (Fase Quéchua).

O perfil PRJ02A é constituído por uma camada de arenito com laminação plano-paralela e, sobre esta, uma bancada de argilito com laminação plano-paralela (ver Capítulo 4).

A presença de *Perisyncolporites pokorny*, *Echiperiporites estelae* e *Nijssenosporites fossulatus* permite atribuir a idade Miocênico superior à essa parte da Formação Repouso, compatível com a idade Eocênico inferior-Pliocênico inferior, proposta por Cunha (2007).

O perfil PRJ07 é constituído por 7 camadas de argilitos intercalados com arenitos (ver Capítulo 4).

A presença de uma associação contendo espécimes de *Mauritiidites franciscoi* var. *franciscoi* e *Magnastriatites grandiosus* permite atribuir idade Oligocênico superior a essa parte da Formação Repouso, compatível com a idade Eocênico inferior-Pliocênico inferior, proposta por Cunha (2007).

Neste perfil foram encontrados táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaico a marinho raso, como dinoflagelado (*Nelsoniella aceras*), acritarcas (*Leiosphaeridium* spp.) e algas. Para além disso, foram encontrados e recolhidos diversos macrofósseis, nomeadamente quelônios, escamas e espinhas de peixes e dentes de crocodilianos.

O perfil PRJ12A é constituído por uma camada de arenito muito fino com cimentação carbonática e, sobre este, uma espessa camada de argilito com estratificação plano-paralela (ver Capítulo 4).

A presença de *Perisyncolporites pokorny*, *Stephanocolpites evansii* e *Multiporopollenites crassinexinatus* permite atribuir a idade Miocênico superior-Pliocênico inferior a essa parte da Formação Repouso, compatível com a idade Eocênico Inferior-Pliocênico inferior, proposta por Cunha (2007).

Neste perfil foram encontrados táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaico a marinho raso, como dinoflagelados, acritarcas (*Leiosphaeridium* spp.) e escolecodontes. Para além disso, foram encontrados e recolhidos diversos macrofósseis, nomeadamente fragmentos de toxodontídeos e outros fragmentos de ossos de vertebrados, ainda não identificados e que permanecem em blocos de gesso.

O perfil PRJ18 é constituído por camadas de arenitos intercaladas com argilitos (ver Capítulo 4).

A presença de *Magnastriatites grandiosus* (Kedves & Sole de Porta, 1963), *Perisyncolporites pokorny*, *Grimsdalea* sp., *Echiperiporites estelae* (Germeraad *et al.*, 1968), *Clavainaperturites microclavatus* (Hoorn, 1994b), *Echiperiporites intectatus*, *Echiperiporites lophatus* e *Crotonoidaepollenites reticulatus* (Silva-Caminha *et al.*, 2010) permite atribuir a idade à parte superior do Miocênico inferior-Miocênico médio a essa parte da Formação Repouso, compatível com a idade Eocênico Inferior-Pliocênico inferior, proposta por Cunha (2007).

6 • ESTRATIGRAFIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Neste perfil foram encontrados táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaico a marinho, como dinoflagelados indeterminados, acritarcas (*Leiosphaeridium* spp.) e algas.

O perfil PRJ19 é constituído por uma camada de conglomerado com clastos de quartzo e cimentação carbonática, à qual se sobrepõem arenitos de granulometria fina e argilitos de cor escura (ver Capítulo 4).

Neste perfil, foram encontrados táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaicos a marinhos, como dinoflagelados (*Dinogymnium heterocostatum*), além de fósseis de répteis e de roedores, como *Potamarchus adamiae*, este último descrito por Kerber *et al.* (2016) e datado do Miocênico superior, compatível com a idade Eocênico Inferior-Pliocênico inferior, proposta por Cunha (2007).

O perfil PRJ21 é constituído por uma camada de argilito com cimentação carbonática e, sobre esta, uma espessa bancada de arenito muito fino (ver Capítulo 4).

No que respeita a palinomorfos, foram encontrados somente dois espécimes de *Podocarpidites* sp., que, para Regali *et al.* (1974), ocorre no Eocênico médio-Oligocênico superior das bacias emersas e submersas da faixa costeira do Brasil, e para de Lima *et al.* (1985), ocorre no Oligocênico do Estado de São Paulo. Nesta amostra não foram encontrados táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaicos e marinho. A ocorrência de *Podocarpidites* sp. permite atribuir a idade Miocênico inferior a esta parte da Formação Repouso, o que é compatível com a idade Eocênico inferior-Pliocênico inferior, proposta por Cunha (2007).

Kachniasz & Silva-Caminha (2017) registram, pela primeira vez, mistura de táxons marinhos e transicionais, indicando idade mais recente do que a literatura propõe para episódios de incursões marinhas na Amazônia, bem como Silveira e Souza (2017), que não contradizem o levantamento anterior de Hoorn (1993) e de Boonstra *et al.* (2015), que registram incursões marinhas no Miocênico médio a superior, mas assinala sua primeira evidência em depósitos do Pliocênico para amostras de superfície durante o Pliocênico, referindo-se à Formação Solimões, sendo que essa corresponde à parte superior da Formação Repouso.

O perfil PRJ23 corresponde ao registro sedimentar da Formação Repouso e é constituído por argilito com laminação plano-paralela (ver Capítulo 4).

Com base no registro palinológico da amostra, é possível atribuir a idade Miocênico inferior à esta parte da Formação Repouso, uma vez que a presença de uma

associação contendo espécimes de *Clavinaapertura microclavatus*, *Echitriletes muelleri* e *Nijssenosporites fossulatus* permite atribuir idade Miocênico inferior, compatível com a idade Eocênico inferior-Pliocênico inferior, proposta por Cunha (2007).

Neste perfil foi encontrado uma grande quantidade de táxons indicativos de ambientes flúvio-deltaico a marinho, como palinoforaminíferos, acritarcas (*Leiosphaeridium* sp.) e algas. Para além disso, foram encontrados e recolhidos diversos microfósseis e fitofósseis, nomeadamente vértebras de crocodilianos, troncos e folhas fósseis.

O perfil PRJ34 é constituído por argilitos maciços intercalados com arenitos e um espesso conglomerado (ver Capítulo 4).

No que respeita a palinomorfos, foram encontrados somente dois espécimes de *Podocarpidites* sp., que, para Regali *et al.* (1974), ocorre no Eocênico médio-Oligocênico superior das bacias emersas e submersas da faixa costeira do Brasil, e para de Lima *et al.* (1985), ocorre no Oligocênico do Estado de São Paulo; um espécime de *Laevigatosporites tibuensis* e um espécime de acritarca, que indicam ambientes flúvio-deltaico a marinho raso. Para além desses, foram encontrados e recolhidos diversos microfósseis, nomeadamente dentes, vértebra e porção proximal de espinha peitoral de vários grupos de peixes. A ocorrência de *Podocarpidites* sp. permite atribuir a idade Miocênico inferior a esta parte da Formação Repouso, o que é compatível com a idade Eocênico inferior-Pliocênico inferior, proposta por Cunha (2007).

Por ser este o primeiro trabalho de carácter preliminar com interpretação direta, foi tomado, como base, o zoneamento palinológico de Jaramillo *et al.* (2011), devido às discrepâncias nas idades das palinozonas apresentadas por vários autores (Kachniasz & Silva-Caminha, 2016; Soares *et al.*, 2017; Paula Sá & Carvalho, 2017; Leite *et al.*, 2017, entre outros), que desenvolveram pesquisas na Bacia do Solimões, na região do Alto Solimões, muitos com amostras de testemunho dos mesmos poços ou muito próximos destes, e que, mesmo assim, apresentam alguma discrepância quanto às palinozonas.

Como exemplo de tais discrepâncias, a zona *Grimsdalea magnaclavata*, que para Germeraada *et al.* (1968) ocorre na parte superior do Miocênico inferior, para Lorente (1986), está na parte inferior do Miocênico; para Hoorn (1993), no Miocênico médio-Miocênico superior; para Silva-Caminha *et al.* (2010), na parte superior do Miocênico

6 · ESTRATIGRAFIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

médio-Miocênico superior e, para Jaramillo *et al.* (2010), na parte superior do Miocênico inferior- Miocênico médio.

Para Lorente (1986), o FAD de *Crassoretitriletes vanraadshooveni* ocorre antes do FAD de *Grimsdalea clavata*, enquanto para Jaramillo *et al.* (2011), o FAD de *Grimsdalea magnaclavata* ocorre antes do FAD de *Crassoretitriletes vanraadshooveni*, ou seja, ao contrário.

De acordo com Silveira & Souza (2017), os resultados apresentados por Jaramillo *et al.* (2011), a partir de estudos realizados na Colômbia, mostram uma inversão na distribuição estratigráfica de determinados fósseis-índice, não compatível com os zoneamentos propostos para a Amazônia brasileira, mas que são aceitos por Soares *et al.* (2015).

Com os resultados obtidos foi possível correlacionar os perfis levantados ao longo do Rio Juruá, Vale do Juruá (Fig. 6.2).

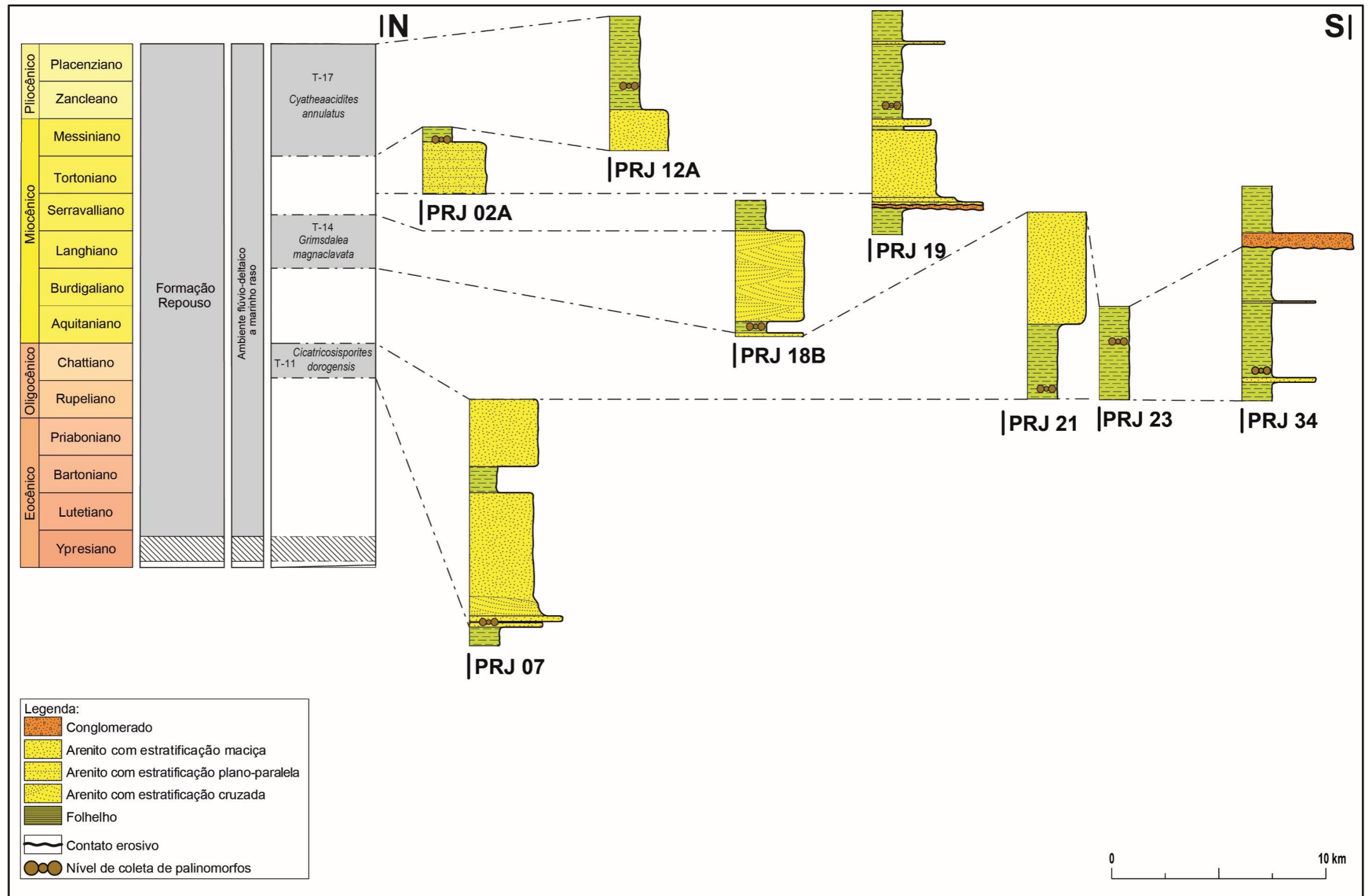


Figura 6.2 - Correlação dos perfis levantados ao longo do Rio Juruá - Vale do Juruá.

6 · ESTRATIGRAFIA DAS FORMAÇÕES MOA, RIO AZUL, DIVISOR E REPOUSO

Com os resultados obtidos no presente trabalho é possível detalhar o quadro estratigráfico das unidades Meso-Cenozoicas da Bacia do Acre, no Parque Nacional da Serra do Divisor e no Vale do Rio Juruá, bem como o quadro zonal palinológico reconhecido para o Meso-Cenozoico da Bacia do Acre, calibrado com os zoneamentos palinológicos estabelecidos por Regali *et al.* (1974) e Jaramillo *et al.* (2011), para o norte da América do Sul (Figs. 6.3 e 6.4).

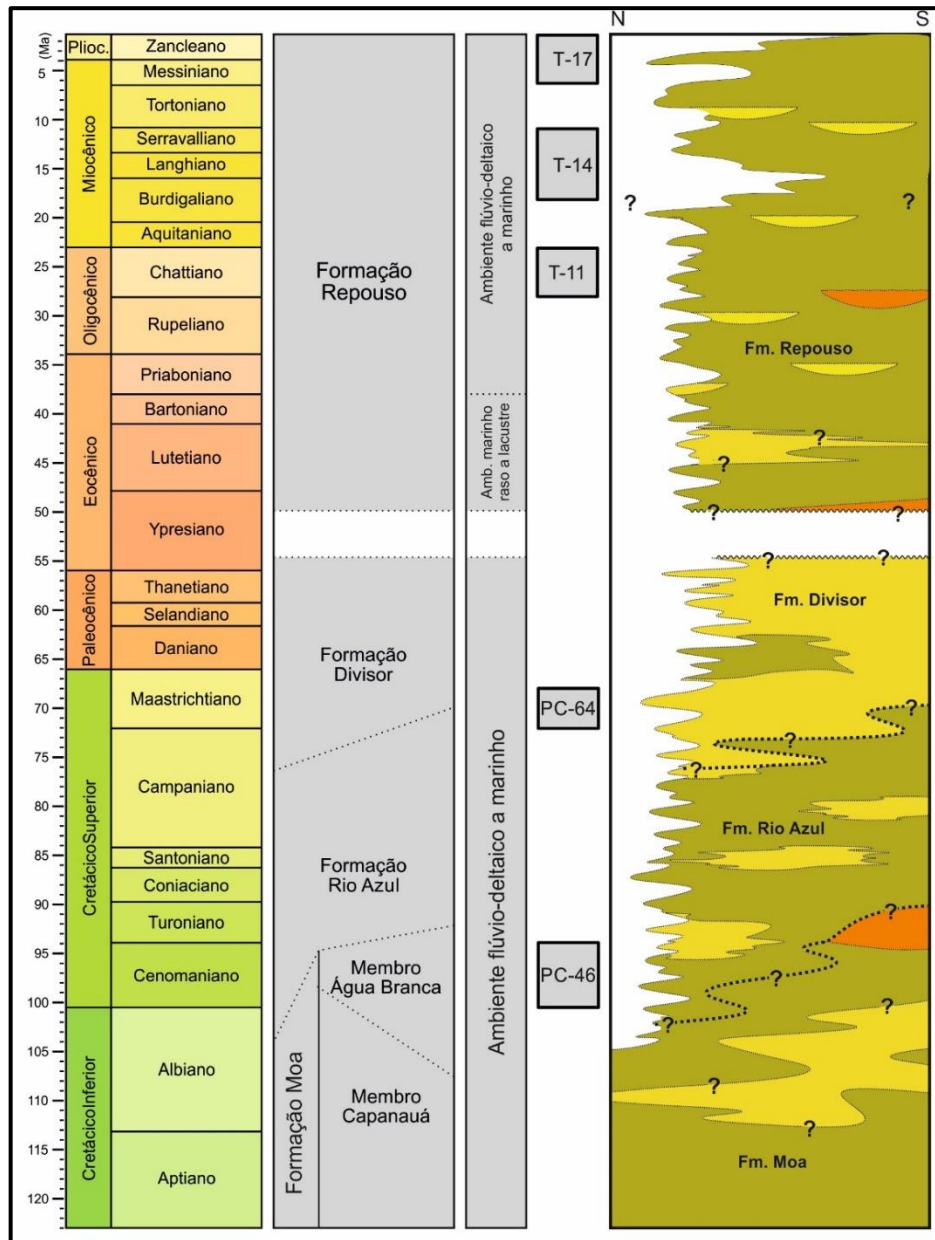


Figura 6.3 - Quadro estratigráfico das unidades Meso-Cenozoicas da Bacia do Acre, no Parque Nacional da Serra do Divisor (formações Moa, Rio Azul e Divisor), e no Vale do Rio Juruá (Formação Repouso).

Idade			Venezuela	Colômbia	Brasil				Palinozonas		
					Bacias Meso-Cenozoicas	Bacia do Amazonas	Bacia do Solimões	Bacia do Acre			
			Lorente (1986)	Jaramillo <i>et al.</i> (2011)	Regali <i>et al.</i> (1974)	Hooen (1993)	Silva-Camunha <i>et al.</i> (2010)	Haag, "neste trabalho"			
Pliocênico	S	Piacenziano	<i>Fenestrites longispinosus</i>								
	I	Zancliano									
Miocênico	S	Missiniano	Asteraceae	<i>Cyathacidites annulatus</i>	<i>Echitricolporites spinosus</i>		<i>Grimsdalea magnacriavata</i>	<i>Stephanocolpites evansii</i>	Zona T-17		
		Tortoniano	<i>Grimsdalea</i>	<i>Fenestrites spinosus</i>							
	M	Serravalliano	<i>Crassoretitriletes</i>	<i>Crassoretitriletes vanraadshooveni</i>							
		Langhiano		<i>Grimsdalea magnacriavata</i>							
	I	Burdigaliano	<i>Psiladiporites</i>	<i>Echitricolporites maritellae</i>							
		Aquitano	<i>Verrutricolporites</i> <i>Verrutricolporites/Cicatricosisporites</i>	<i>Hornisella lunarensis</i>						<i>Echitriletes muelleri</i>	
Oligocênico	S	Chatiano	<i>Magnastriatites/Cicatricosisporites dorogensis</i>	<i>Cicatricosisporites dorogensis</i>							
	I	Rupeliano									
Eocênico	S	Priaboniano		<i>Magnastriatites grandiosus/Mauritidites francisco/Jandufouria samrogiformis/Foveatricolporites etayoi/Nothofagidites huertasi/Echitriporites inanguliformis orbicularis</i>							
	M	Bartoniano									
		Lutetiano		<i>Spinizonocolpites grandis</i>							
Paleocênico	S	Thanetiano									
	M	Selandiano									
	I	Daniano									
Cretácico Superior		Maastrichtiano						<i>Tricornites elongatus</i>	Zona PC-64		
		Campaniano									
		Santoniano									
		Coniaciano									
		Turoniano									
Cretácico Inferior		Cenomaniano						<i>Steevesipollenites giganteus</i>	Zona PC-46		
		Albiano									
		Aptiano									
		Barremiano									
		Hauteriviano									
		Velanginiano									
	Berriasiano										

Figura 6.4 - Quadro zonal palinológico reconhecido para o Cenozoico da Bacia do Acre.

7•PALEONTOLOGIA

No presente capítulo apresentam-se o histórico da paleontologia no estado do Acre (em 7.1) e as coleções de fósseis recolhidos no Rio Juruá e depositados no Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Acre, Campus Floresta, em Cruzeiro do Sul, bem como no Campus Sede, em Rio Branco, que se pretendem valorizar enquanto patrimônio paleontológico relativo ao registro Meso-Cenozoico da Bacia do Acre (em 7.2).

7.1. Histórico da Paleontologia no estado do Acre

O registro fóssil do estado do Acre é internacionalmente conhecido devido à qualidade de preservação de fósseis de grande relevância para a compreensão da Paleofauna cenozoica da América do Sul, principalmente durante o Miocênico (Haag & Henriques, 2016).

As coletas de fósseis no estado do Acre tiveram início em 1866, ao longo do Rio Acre, pelo geógrafo inglês William Chandless, sendo que os primeiros fósseis encontrados foram identificados por Barbosa Rodrigues (1892), como sendo de peixes e de um réptil marinho.

As primeiras publicações, compostas por uma série de artigos sobre os achados fósseis do Acre, foram produzidas por Paula-Couto (1944) e, uma década depois, Paula-Couto (1956), através de uma revisão bibliográfica, correlaciona os mamíferos fósseis da Amazônia com outros da América do Sul.

O estudo da estratigrafia e o início das coleções de paleontologia dos fósseis recolhidos na Bacia do Acre teve seu primeiro impulso com a expedição de Simpson (1945), pelos rios Juruá e Acre, o que resultou na constituição de um grande acervo para o Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM), no Rio de Janeiro, e para o *American Museum of Natural History* de Nova Iorque e o *Los Angeles Country Museum of Natural History*, nos Estados Unidos da América. Através do estudo destas coleções, Paula-Couto (1976b; 1978; 1981a; 1982a; 1983a; 1983b) e Simpson & Paula-Couto (1981) publicaram uma série de artigos, dando início às pesquisas paleontológicas sobre o Cenozoico da Bacia do Acre.

Estudos considerados como fundamentais sobre a geologia e paleontologia da Bacia do Acre incluem os trabalhos de Mussa (1959), Simpson & Paula Couto (1981), Cunha (2007), Latrubesse *et al.* (1997; 2007; 2010; 2012) e Hoorn & Wesselingh (2010).

Diversos autores se dedicaram durante décadas ao estudo da paleofauna da Bacia do Acre, sendo os táxons mais frequentemente investigados os mamíferos Rodentia (e.g. Paula-Couto, 1978; Mones & Toledo, 1989; Bocquentin *et al.*, 1990; Negri & Ferigolo, 1999; Kerber *et al.*, 2016; 2017), Xenarthra (e.g. Paula-Couto, 1983a, 1983b; Mones, 1986; Bocquentin & Guilherme, 1999; Negri, 2004); e Notoungulata (e.g. Paula-Couto, 1944; 1976; 1981; 1982); Frailey *et al.*, 1986; Bocquentin & Silva, 1994; Bergqvist *et al.*, 1998; Kerber *et al.*, 2016).

Com relação aos répteis encontrados, estes são bastante conspícuos, devido à grande diversidade de formas extintas de crocodilianos e quelônios (e.g. Rodrigues, 1892; Price, 1964; Sill, 1970; Gasparini, 1985; Bocquentin & Souza-Filho, 1989, 1990; Souza-Filho, 1998; Souza-Filho & Bocquentin, 1989, 1991; Souza-Filho *et al.*, 1993).

Quanto aos Squamata, estes foram primeiramente mencionados por Paula-Couto (1970) e, posteriormente, por Bocquentin *et al.* (1996), Latrubesse *et al.* (1997), Souza-Filho (1998), Negri (2004) e Hsiou *et al.* (2007; 2009), que também mencionaram material de serpentes indeterminadas. Por outro lado, os registros de fósseis de aves são raros, sendo todos da família Anhingidae (Alvarenga & Guilherme, 2003). Já o registro fóssil de peixes foi estudado por Barbosa & Benchimol (1993), Gayet *et al.* (2003) e Aguilera *et al.* (2008).

No que respeita à paleofauna de invertebrados, foram registrados vários moluscos (bivalves e gastrópodes) às margens da rodovia BR 364, entre os municípios de Feijó e Mâncio Lima, ambos no estado do Acre, (Maury, 1937; Wesselingh *et al.*, 2006).

Quanto ao registro de folhas fósseis e fragmentos de lenhos, carbonizados e/ou piritizados, foram registrados pela primeira vez na expedição de Pedro de Moura, em 1936. Mussa (1959) descreve lenhos fósseis recolhidos no Rio Juruá, representados pelas espécies *Lecythioxylon milanezii* (Lecythidaceae), *Sapindoxylon lamegoi* (Sapindaceae), *Zollernioxylon sommeri*, *Zollernioxylon santosii* e *Zollernioxylon tinocoi*. Mais recentemente, Kloster (2014) registra, nos rios Juruá e Envira, a presença de lenhos silicificados, pertencentes às famílias Lecythidaceae, Calophyllaceae, Combretaceae e Arecaceae, que demonstram uma diversidade de táxons típicos de bosques.

Para além do registro das associações palinológicas que foram objeto de estudo no presente trabalho, o Meso-Cenozoico da Bacia do Acre apresenta níveis particularmente ricos em fósseis de invertebrados, vertebrados e restos vegetais. Contudo,

muito desse material carece de informações mais detalhadas quanto ao controle estratigráfico dos níveis de recolha, nomeadamente os espécimes de vertebrados, tradicionalmente referidos à Formação Solimões e genericamente datados do Miocênico superior.

7.2. As coleções dos laboratórios de paleontologia do Campus Floresta (Cruzeiro do Sul) e Campus Sede (Rio Branco)

As coleções paleontológicas são da maior relevância no apoio a trabalhos de taxonomia e de estratigrafia desenvolvidos pela comunidade científica, tendo os museus, como missão crucial, preservar os fósseis, bem como a informação científica que representam, através de técnicas de curadoria e de documentação apropriadas (armazenamento e rotulagem, preservação da coleta de dados, atualização da taxonomia, dados de publicação, etc.), que contribuam para a sua valorização (Schemm-Gregory & Henriques, 2013).

Esforços advindos de diversas expedições e projetos de pesquisa na região dos rios Acre, Purus e Juruá propiciaram o incremento de coleções nacionais e internacionais, bem como das coleções paleontológicas da Universidade Federal do Acre, Campus Sede, representadas por uma expressiva diversidade de táxons (Fig. 7.1.), nomeadamente: Reptilia: Testudines (Pdocnemididae, Chelidae e Testudinidae); Crocodylia: (Crocodylidae, Alligatoridae, Netosuchidae e Gavialidae); Iguania: (Iguanidae) e Scincomorpha (Teiidae); Serpentes (Aniliidae, Boidae e Colubridae); Aves (Anhingidae); Mammalia: Marsupialia (Didelphidae); Chiroptera (Noctilionidae); Rodentia (Neoepiblemidae, Hydrochoeridae, Dinomyidae e Dasyproctyidae); Cetacea (Iniidae); Primates (Cebidae e Atelidae); Proboscidea (Gomphoteriidae); Sirenia (Trichechidae); Xenarthra: Cingulata (Dasypodidae, Pampatheridae e Glyptodontidae); Xenarthra: Tardigrada (Orophodontidae, Megalonychidae, Mylodontidae e Megatheriidae); Notoungulata (Toxodontidae); Litopterna (Macrauchenidae e Proterotheridae); Pisces: Dipnoi (Lepidosirenidae); Chondrichthyes (Myliobatidae; Potamotrygonidae); Osteichthyes (Acregoliathidae, Doradidae, Characidae, Calychthyidae, Pimelodidae e Anastomidae).

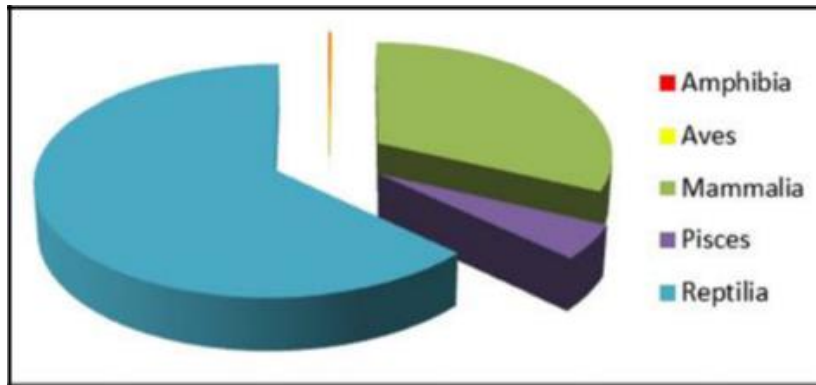


Figura 7.1 - Diagrama representando a frequência dos diferentes taxa na coleção da Universidade Federal do Acre (Haag & Henriques, 2016).

A idade da fauna fóssil de vertebrados coletada até ao momento e depositada no Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Acre tem sido estimada através de correlações com idade dos mamíferos da Argentina - *South American Land Mammal Age* – *SALMA* (Latrubesse, 1992), sendo agora possível correlacioná-la com o quadro estratigráfico estabelecido no presente trabalho (em 6.4.).

Do material depositado na coleção do Laboratório de Paleontologia da UFAC, Campus Floresta, muitos espécimes de vertebrados recolhidos ao longo do Rio Juruá ainda se encontram em blocos de gesso ou à espera de serem descritos e publicados. Representam um patrimônio paleontológico que carece de geoconservação, isto é, de medidas de inventariação, avaliação, preservação, valorização e monitorização, uma vez que representam parte do patrimônio geológico da Terra (Henriques & Pena dos Reis, 2015).

A estas coleções é agora possível atribuir-lhes as idades estabelecidas para a parte da Formação Repouso de onde foram recolhidos, o que se traduz num incremento significativo do respetivo valor patrimonial (Tab. 7.1).

Tabela 7.1. - Fósseis recolhidos durante o presente estudo ao longo do Rio Juruá, Formação Repouso e depositados no Laboratório de Paleontologia da UFAC - Campus Floresta.

Espécime	Descrição	Local de recolha e Formação	Idade anteriormente atribuída	Idade atribuída neste trabalho
LPV-001 UFAC-CS-001	Fragmento de vértebra de Viperadae	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênico superior-Pliocênico	Oligocênico Superior-Miocênico superior/Pliocênico inferior
LPV-005 LPV-010	Mandíbula de Toxodontiae juvenil	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênico superior-Pliocênico	Oligocênico Superior-Miocênico superior/Pliocênico inferior
LPV-007	Dente de Xenarthra	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênico superior-Pliocênico	Oligocênico Superior-Miocênico superior/Pliocênico inferior
LPV-021 LPV-022	Quelas de crustáceo	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênico superior-Pliocênico	Oligocênico Superior-Miocênico superior/Pliocênico inferior
LPV-034 a LPV-048	Escamas de peixes	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênico superior-Pliocênico	Oligocênico Superior-Miocênico superior/Pliocênico inferior

UFAC-CS-005	Cintura pélvica esquerda de <i>Stupendemis</i> sp.	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
UFAC-CS-034	Dente molar de Gonphotheriidae	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
UFAC-CS-042	Falange ungueal incompleta de <i>Xenarthra</i> - <i>Tardigrada</i>	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
LPV-050	Placa dentária de Dipnoi	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
LPV-051	Opérculo de peixe	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
LPV-055	Fragmento de crânio de peixe	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
				Oligocênio Superior-

UFAC-CS-003	Vértebra de serpente	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Miocênio superior/Pliocênio inferior
UFAC-CS-22	Ulna incompleta de Xenarthra - Tardigrada	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
UFAC-CS-035	Dente de Toxodontidae	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
UFAC-CS-034	Vértebra de Xenarthra - Cingulata	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
UFAC-CS-034 UFAC-CS-040	Fragmento de porção proximal de fêmur de Xenarthra	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior
UFAC-CS-038	Fragmento de carapaça de <i>Chelus</i> sp.	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior- Pliocênio	Oligocênio Superior- Miocênio superior/Pliocênio inferior

UFAC-CS-039	Fragmento mandibular de Xenarthra - Tardigrada	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior-Pliocênio	Oligocênio Superior-Miocênio superior/Pliocênio inferior
UFAC-CS-059	Dente de Potamarchinae	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior-Pliocênio	Oligocênio Superior-Miocênio superior/Pliocênio inferior
UFAC-CS-011	Porção palatal com dentes de <i>Potomarchus adamaiae</i>	Rio Juruá – Formação Repouso	Miocênio superior-Pliocênio	Oligocênio Superior-Miocênio superior/Pliocênio inferior

A Amazônia é a maior e a mais biodiversa floresta tropical no mundo. O estudo do seu registro fóssil contribui decisivamente para a compreensão das origens e evolução da sua biodiversidade, ao longo de sua história (Haag & Henriques, 2016), atendendo à estreita relação entre o patrimônio paleontológico - como reflexo da biodiversidade do passado na Terra - e o patrimônio biológico que sustenta a sua atual biodiversidade (Henriques & Pena dos Reis, 2015).

**8• CONSIDERAÇÕES
PALEOECOLÓGICAS E
PALEOBIO-
GEOGRÁFICAS**

8 · CONSIDERAÇÕES PALEONTOLÓGICAS E PALEOBIOGEOGRÁFICAS

No presente capítulo apresentam-se as evidências reconhecidas nas associações palinológicas analisadas para as unidades estratigráficas que caracterizam o Mesozoico do sudoeste da Bacia do Acre e que permitem inferir os ambientes deposicionais e as condições paleoclimáticas que condicionaram o desenvolvimento das paleocomunidades (em 8.1), assim como detalhar configurações paleogeográficas admitidas para o Gondwana durante aquele intervalo de tempo (em 8.2).

8.1. Considerações paleoecológicas relativas ao sudoeste da Bacia do Acre

A análise das associações palinológicas registadas nos perfis do Parque Nacional da Serra do Divisor e do Vale do Juruá permitem inferir condições paleoecológicas que terão contribuído para o seu desenvolvimento, nomeadamente as que caracterizam os ambientes deposicionais das unidades estratigráficas amostradas no sudoeste da Bacia do Acre, assim como os paleoclimas a que a região terá estado sujeita durante o Mesozoico.

As unidades estudadas no Parque Nacional da Serra do Divisor (Moa, Rio Azul e Divisor) foram relacionadas por Cunha (2007) a ambientes essencialmente flúvio-deltaicos, contudo, da análise da composição das associações palinológicas verifica-se uma grande abundância de elementos marinhos em todas as unidades estratigráficas.

A associação palinológica identificada nos perfis PPNSD09-F e PPNSD11, nos quais foi reconhecida a parte superior da Formação Moa, mostra uma grande abundância de acritarcas, dinoflagelados e palinoforaminíferos, e de alguns elementos aquáticos, além de elementos terrícolas (ver Cap. 6.2.1.). Também nos perfis PPNSD09-G e PPNSD15, a associação palinológica identificada na Formação Rio Azul mostra igualmente a presença de acritarcas, dinoflagelados, palinoforaminíferos e elementos terrícolas (ver Cap. 6.2.2.).

Por fim, os perfis PPNSD02 e PPNSD07, que se referem à Formação Divisor, apresentam uma associação palinológica com grande abundância de palinoforaminíferos, dinoflagelados, acritarcas, elementos higrofiticos e terrícolas, sugerindo a ocorrência de incursões marinhas durante o Mesozoico (ver Cap. 6.2.3.). Além disso, a presença de cistos de dinoflagelados do género *Subtilisphaera* em alguns níveis das formações Moa e Divisor sugerem igualmente a ocorrência de florações fitoplanctônicas (*blooms*) em ambiente marinho costeiro (Arai & Coimbra, 1990).

A palinoflora reconhecida é muito semelhante àquela identificada na mesma faixa latitudinal durante o Cretáceo (Albiano-Maastrichtiano) de outras partes do globo, como Colômbia, Peru, Venezuela, Congo, Sudão, Sudão do Sul, Senegal, Gabão, Egito, Nigéria, Marrocos, Israel, Índia, entre outros, que teriam ambientes deposicionais similares, sujeitos a clima quente e úmido, com alguma aridez, inserindo-se perfeitamente na faixa palinológica do norte do Supercontinente Gondwana Norte (Brenner, 1976; Herngreen & Chlonova, 1981) (Figs. 8.1 e 8.2).

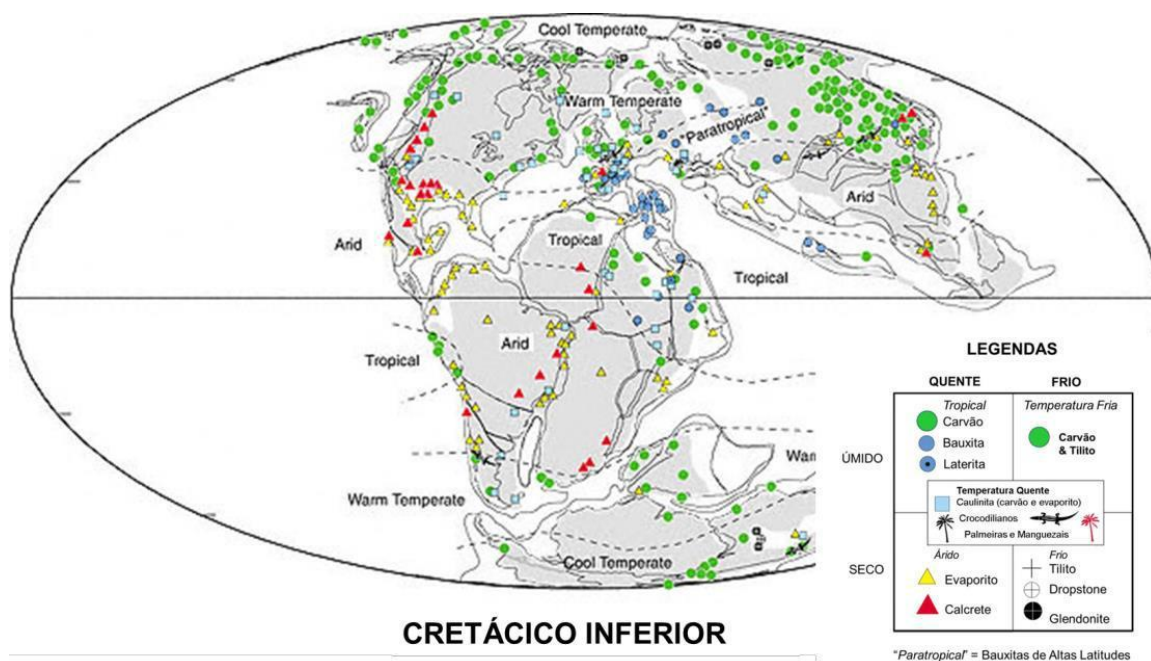


Figura 8.1 - No Cretáceo Inferior (Albiano) o clima era frio a temperado nas altas latitudes, com neve e gelo nos polos durante o inverno, e as florestas temperadas cobriam as regiões polares; já nas regiões tropicais o clima era quente e árido (Scotese, 2001). A cordilheira dos Andes ainda não se havia soerguido.

8 · CONSIDERAÇÕES PALEONTOLÓGICAS E PALEOBIOGEOGRÁFICAS

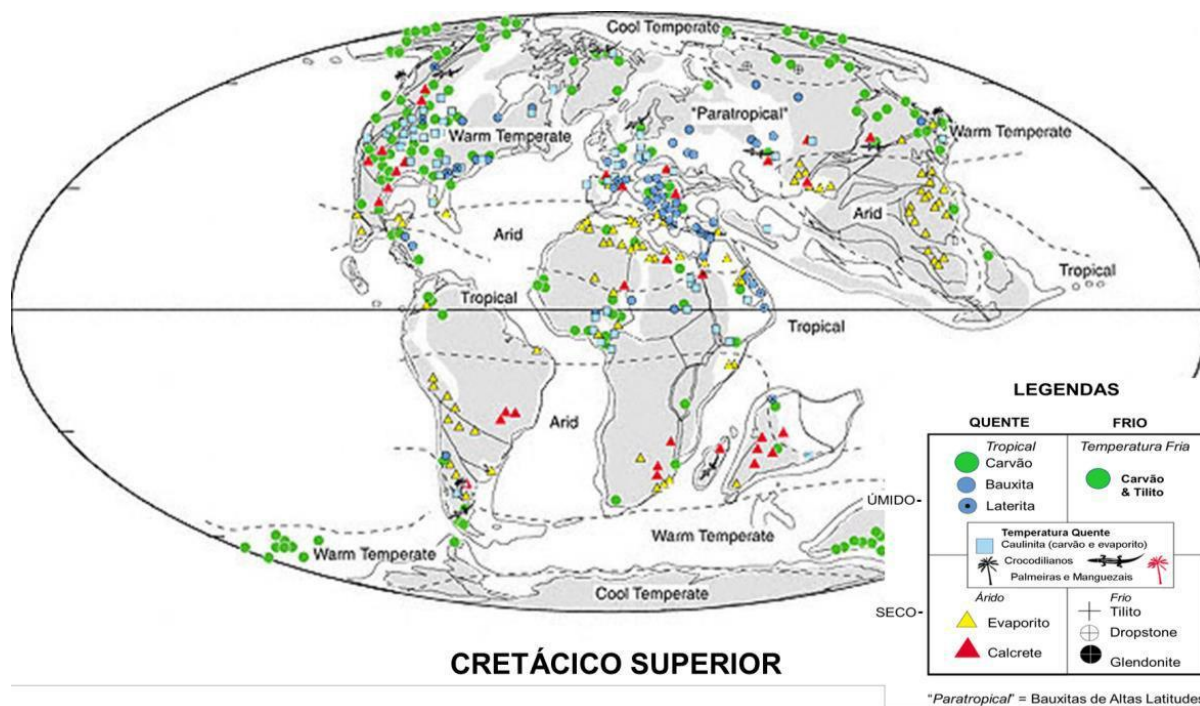


Figura 8.2 - Durante o Cretácico Superior, o clima global era mais quente que o atual e não havia gelo nos polos; os répteis migravam entre as zonas temperadas quentes e temperadas frias, conforme as mudanças de estações (Scotese, 2001).

Assim, e com base nas associações palinológicas registradas para a Bacia do Acre, grande parte delas de habitat tropical, é possível admitir que o clima na Amazônia sul ocidental, durante o Cretácico, era quente (Scotese, 2001; Arai, 2007, 2014), com a possibilidade de momentos semi-árido a úmido, devido à abundância de esporos de pteridófitas, plantas aquáticas, lianas, entre outras.

Em relação ao Vale do Juruá, as associações palinológicas identificadas nos perfis PRJ02A, PRJ07, PRJ12A, PRJ18B, PRJ19 e PRJ23, que se referem à Formação Repouso, também revelam a presença de elementos marinhos, como acritarcas, dinoflagelados e escolocodontes, além de uma grande quantidade de algas, esporos e elementos terrícolas.

A presença de grupos extintos de vertebrados aquáticos ou dependentes de ambientes aquáticos/marinhos ou úmidos, representados por roedores, toxodontídeos, crocodilianos, quelônios (todos de grande porte) e vários grupos de peixes, ainda não classificados (ver Cap. 6.3.), permitem inferir a existência de condições flúvio-deltaica a marinha durante todo o Paleogênico-Neogênico para a região sudoeste da Bacia do Acre, o que é igualmente corroborado pelas associações registradas no perfil PRJ23, onde

ocorrem dinflagelados e acritarcas, além de algas, esporos e elementos terrícolas (ver Cap. 6.3.). Estes registros permitem sustentar a ocorrência de incursões marinhas num ambiente flúvio-deltaico a marinho raso ainda no Miocênico superior, alcançando o Pliocênico inferior, contrariando aquele proposto por Cunha (2007), que descreve um ambiente essencialmente flúvio-deltaico durante todo o Eocênico até o Pliocênico.

As associações de pólen e esporos identificadas na Formação Repouso, mostram que a palinoflora era dominada por plantas aquáticas, pteridófitas, epífitas, lianas, ervas, arbustos, palmeiras e algumas ilhas de florestas, representadas por espécies arbóreas de Poaceae, Fabaceae, Cheirolepidiaceae, Arcaceae, Podocarpaceae, Bombacaceae, Ulmaceae, Euphorbiaceae, entre outras de médio e grande porte.

Tal composição remete para condições ambientais muito diferentes das atuais, que se caracteriza pela presença de densa cobertura vegetal, com árvores de grande porte e que cobrem quase que toda a região norte da América do Sul, cenário que, de acordo com Ranzi (2000) tornaria impossível a locomoção de muitos desses animais que apresentavam tamanhos muito superiores aos atualmente encontrados.

Relativamente ao clima, é possível inferir, com base nos palinomorfos descritos e nos grupos de vertebrados fósseis encontrados, que o clima na região sudoeste da Amazônia, durante o Cretácico Superior até o Miocênico Superior, seria quente e úmido, com períodos semi-áridos, tal como descrito por vários autores (e.g. Larson, 1991; Fischer, 1981; Lloyd, 1982; Crane *et al.*, 1989, 1994; Dilcher, 2001; Arai, 1999, 2007, 2014; Scotese, 2001; Haya & Floegel, 2012) (Figs. 8.3 e 8.4).

8 · CONSIDERAÇÕES PALEONTOLÓGICAS E PALEOBIOGEOGRÁFICAS

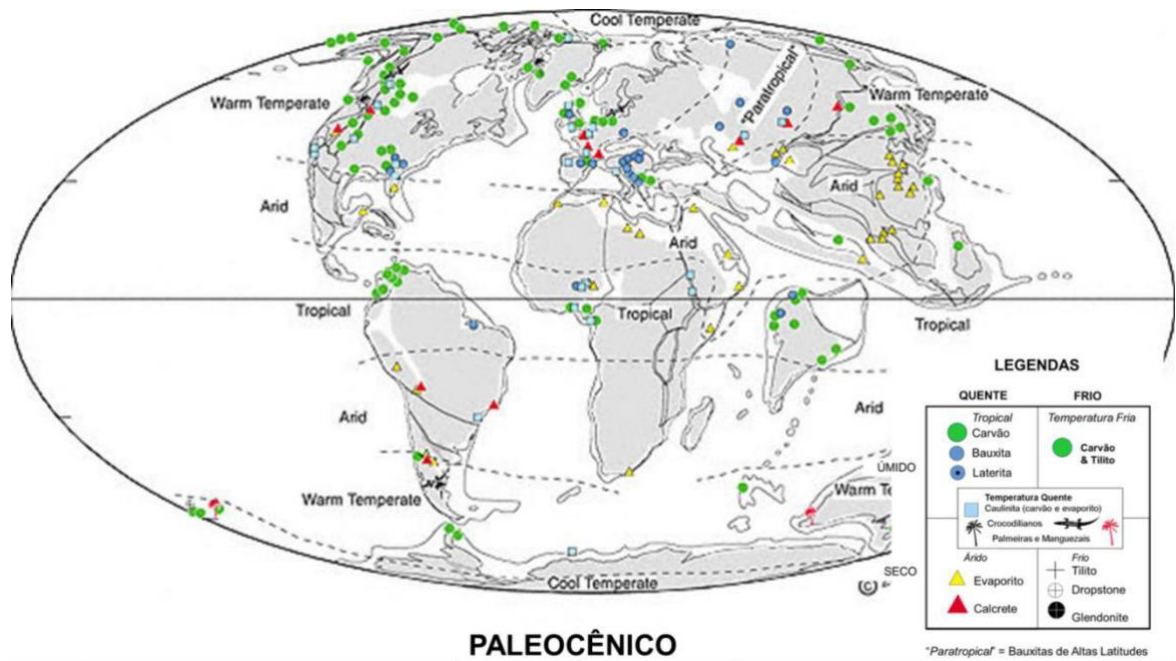


Figura 8.3 - O clima durante o Paleocênico era muito mais quente que o atual. Havia palmeiras na Groenlândia e na Patagônia. Os mangues do sul da Austrália localizavam-se a 65° de latitude sul (Scotese, 2001).

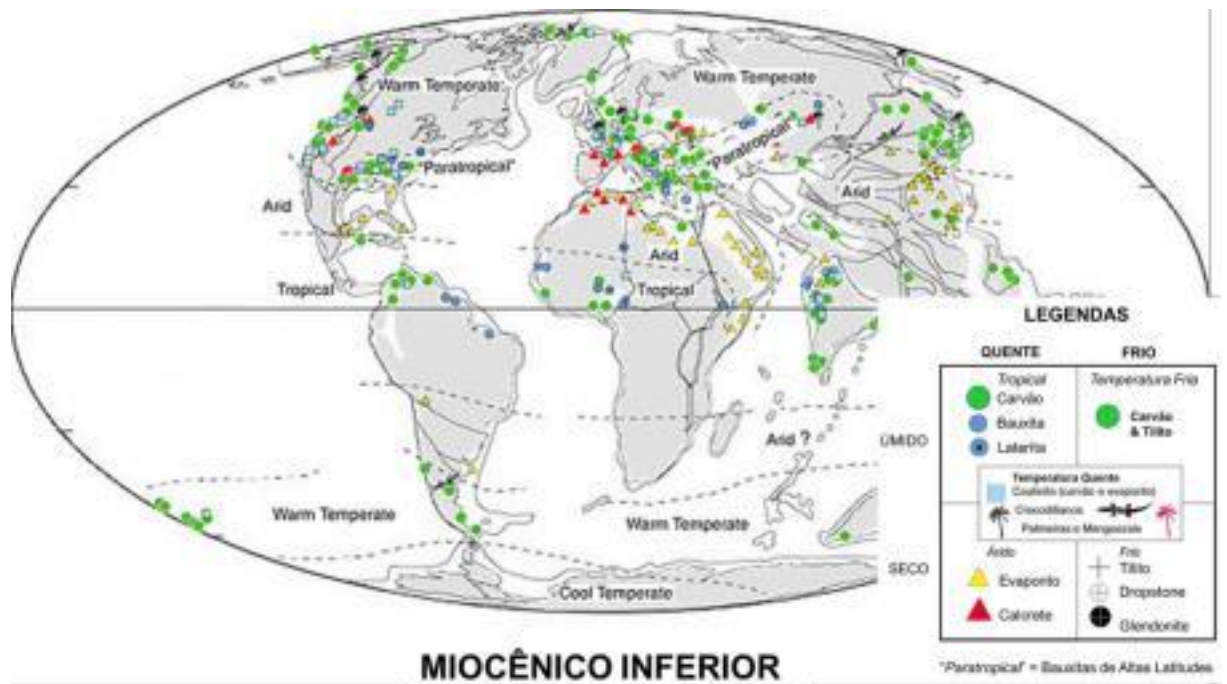


Figura 8.4 - O clima durante o Miocênico era similar ao atual, mas mais quente. Cinturões climáticos bem definidos estendiam-se dos polos ao equador; no entanto, existiam palmeiras e crocodilianos na Inglaterra e no norte da Europa. A Austrália era menos árida do que é agora (Scotese, 2001).

Colinvaux & Oliveira (2001) trazem à discussão o quanto é complicado inferir parâmetros ambientais para constituir um cenário paleoecológico na Amazônia, com paleoambientes distantes dentro de uma escala continental, o que seria o mesmo que usar dados de Moscou para inferir parâmetros ambientais de Paris.

8.2. Considerações paleobiogeográficas

Durante o intervalo Permo-Cretácico, o Supercontinente Gondwana passou por uma fase geocrática, com grande parte da sua superfície emersa (Arai, 2007). No decorrer do Eocretácico registrou-se o início da fase de *rift* na maioria das bacias da margem continental, sendo que, na margem equatorial, a sedimentação de *rift* ocorreu no Aptiano-Albiano; no final dessa fase, todas as bacias, independentemente de suas naturezas tectônicas, passaram a receber sedimentação praticamente síncrona durante o Aptiano, em função da grande subida eustática (Arai, 1999; 2000).

No auge da transgressão, durante o Aptiano Inferior, um mar interior teria interligado temporariamente os oceanos Atlântico Norte e Sul, até então desconectados, depositando uma megassequência de grande extensão geográfica (Arai, 2002).

Como resultado dessa transgressão, durante o Aptiano, com a entrada intermitente das águas do Atlântico central, ocorreu a deposição de camadas de evaporitos com certa influência marinha na maioria das bacias, sejam na margem ou no interior do continente, inclusive no lado africano (Avocat *et al.*, 1992).

O Cretácico foi caracterizado pela atividade intensificada de uma superpluma que proporcionou a alta taxa de produção da crosta oceânica, durante o intervalo 80-125 Ma (Larson, 1991). A ocorrência das emissões vulcânicas nas cadeias mesoceânicas fez aumentar a concentração de CO₂ atmosférico, muitas vezes maior do que a atual, resultando num clima globalmente quente (Berner, 1990).

Fischer (1981) sustenta a hipótese de que, ao longo da história geológica da Terra, houve a ocorrência de uma oscilação climática entre as duas fases extremas: a de *greenhouse* e a de *icehouse* (Fig. 8.5).

8 · CONSIDERAÇÕES PALEONTOLÓGICAS E PALEOBIOGEOGRÁFICAS

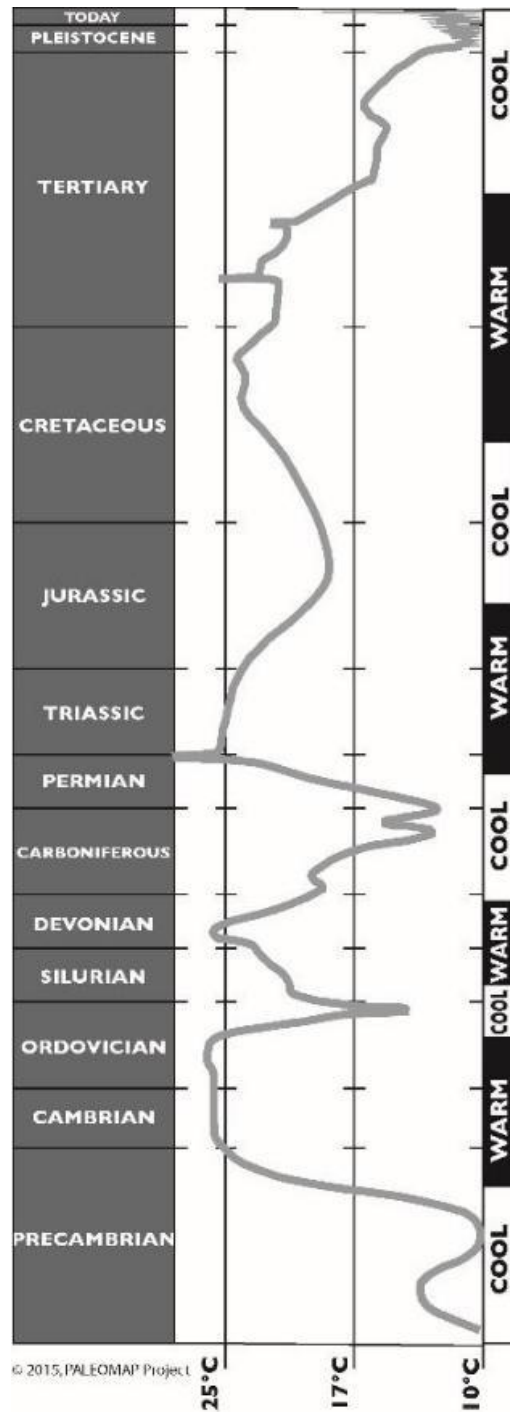


Figura 8.5 - Durante os últimos 2 bilhões de anos, o clima da Terra se alternou entre frio - *icehouse* e quente - *greenhouse*, como o atual (Scotese, 2001).

Para Frakes (1999), o Cretáceo constituiu uma fase de *greenhouse*, com um clima quente, em especial no Mesocretáceo, o que é sustentado por algumas evidências: a expansão latitudinal de organismos marinhos termófilos (Kauffman, 1973, 1974; Gordon,

1973; Looyd, 1982; Huber *et al.*, 1995), a ocupação de regiões próximas aos polos pelos répteis e a expansão de províncias fitogeográficas em direção aos polos (Colbert, 1973; Olivero *et al.*, 1991; Crame, 1992; Vakhrameev, 1991).

No noroeste da América do Sul, o clima durante esse período não deve ter sido diferente, uma vez que o registro palinológico mostra a ocorrência de uma associação de espécimes marinhos, dulcícolas, de ambientes úmidos e de clima tropical, muitos destes com ocorrência no oeste, norte e nordeste da África, no Oriente Médio, no sul da Europa e na Ásia, representados por grupos de dinoflagelados, acritarcas e palinoforaminíferos, além de pólenes e esporos.

Até ao momento, poucos são os estudos que permitam inferir configurações biogeográficas para o Cretácico, com base em dinoflagelados, destacando-se os trabalhos com enfoque à paleobiogeografia e ao provincialismo do Mesozoico de Norris (1975), Lentin & Williams (1980), Measure *et al.* (2004) e Arai (2014).

Dados paleontológicos vem reforçando a hipótese de que a sedimentação marinha aptiana nas bacias sedimentares da margem continental brasileira - com exceção da Bacia de Pelotas, a mais meridional delas - tenha ocorrido sob o domínio de águas oriundas do norte, via Mar de Tétis, que teriam chegado às bacias da margem continental através do *seaway* que atravessava a atual região nordeste do Brasil; contudo, apesar das provas fornecidas por vários grupos de microrganismos marinhos fósseis, são poucas as reconstituições paleobiogeográficas que representam esse *seaway* (Arai, 2014) (Fig. 8.6).

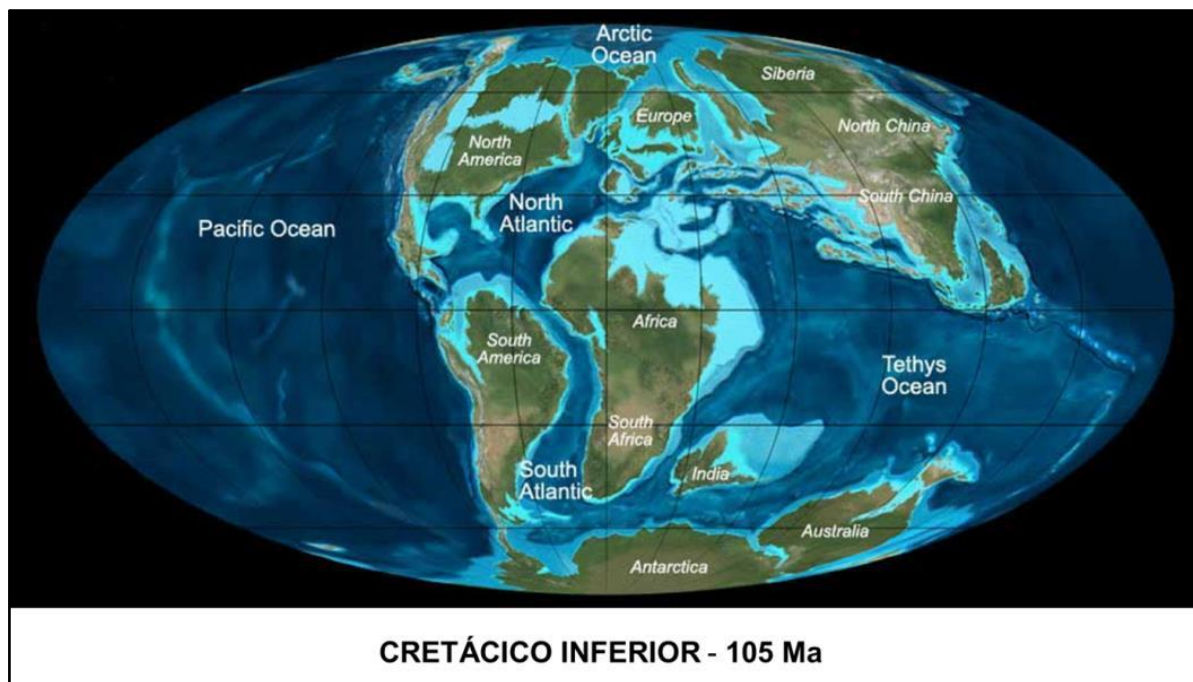


Figura 8.6 - Reconstituição paleogeográfica durante o Albiano Superior (Scotese, 2001). O Mar de Tétis ligava-se ao norte e oeste da América do Sul, através do Caribe.

A presença de táxons de acritarcas, de dinoflagelados representados pelos gêneros *Subtilisphaera* sp., *Isabelidium* sp., *Impletosphaeridium* sp., *Veryachium* sp., *Tricodinium* sp., *Fromea* sp., *Cerodinium* sp., *Dinogymnium* sp., *Operculodinium* sp., *Spiniferites* sp. e *Achomosphaera* sp. e das espécies *Nelsoniella aceras* e *Dinogymnium heterocostatum*, além de pólenes representados pelas espécies *Cretacaeiporites mulleri*, *C. scabratus*, *Liliacidites variegatus*, *Droseridites senonicus*, *Monocolpopollenites spheroidites*, *Stellatopollis densicornatus*, *S. barghoornii*, *Echimonocolpites tersus*, *Zlivisporis blanensis*, *Ariadnaesporites longiprocessum*, *Equisetosporites ambiguus*, *E. strigatus*, entre outros, presentes em sedimentos da Bacia do Acre, e que ocorrem igualmente em unidades correlativas de bacias europeias e norte-africanas, vem reforçar a existência de conexões marinhas entre o Mar de Tétis ocidental e a Bacia do Acre, que permitiam a migração de biota marinha através do Corredor Hispânico, até à América do Sul.

Riding *et al.* (2011) reportam as afinidades europeias reconhecidas nas associações de dinoflagelados da Formação Lotena (Bacia de Neuquén, Argentina) para o Caloviano, consistentes com a distribuição de outros grupos de fósseis marinhos,

que permitem sustentar a existência daquela cintura marinha geograficamente contínua, através do qual circulavam correntes das águas tetisianas.

A América do Sul encontrava-se então isolada, como uma ilha, e a parte norte da Cordilheira dos Andes, que ainda não se havia soerguido, correspondia a um mar raso que cobria o que é hoje a Amazônia sul ocidental (Fig. 8.7).

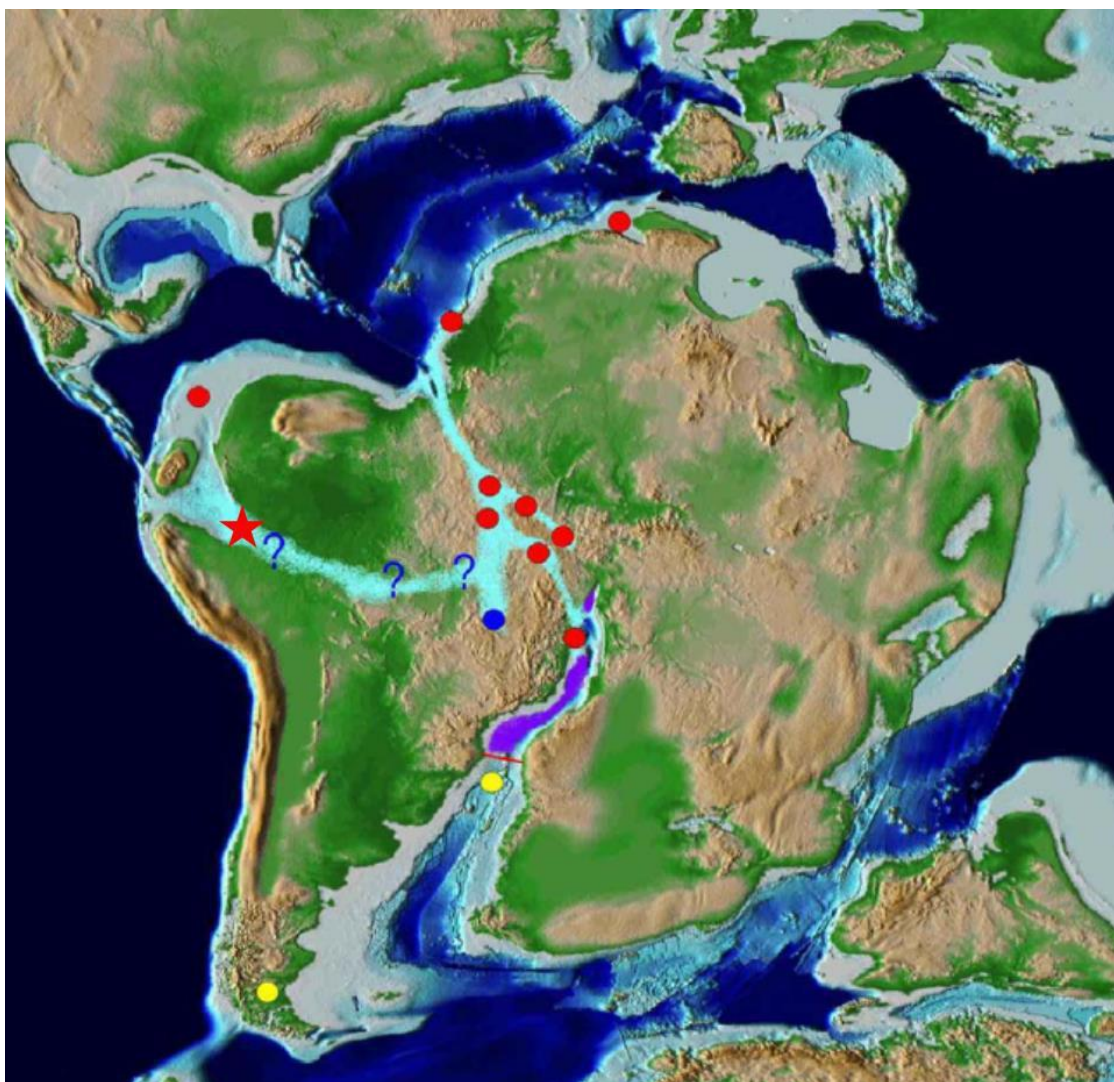


Figura 8.7 - Mapa paleogeográfico do Aptiano (Modificado de Scotese, 2001). O extremo nordeste do Brasil ainda estava ligado à África, mas as águas do Atlântico Central alcançavam o Atlântico setentrional, através de um *seaway* epicontinental. As áreas em violeta representam as grandes bacias evaporíticas; o traço vermelho representa a barreira constituída pelo alinhamento da Dorsal de São Paulo-Alto de Florianópolis; os círculos vermelhos representam o reconhecimento da Ecozona de *Subtilisphaera*, que é sugestiva da influência tetisiana; a estrela vermelha representa a ocorrência deste gênero na Bacia do Acre, na região do Parque Nacional da Serra do Divisor; os círculos amarelos assinalam registros de microflocoras tipicamente austrais; e o ponto azul refere-se à

8 · CONSIDERAÇÕES PALEONTOLÓGICAS E PALEOBIOGEOGRÁFICAS

ocorrência de radiolários da Formação Areado (Kattah, 1991; Dias-Brito *et al.*, 1999; Arai, 2007; 2014).

De acordo com Sá & Carvalho (2017), em relação aos paleoambientes que terão caracterizado a Bacia do Acre durante o Miocênico, vários estudos indicam grande heterogeneidade e dinamismo em ambientes compostos por rios, lagos, planícies de inundação, manguezais e planícies costeiras, nos quais se terão desenvolvido comunidades, incluindo elementos de ambientes de transição e/ou marinhos, tais como moluscos, palinoforaminíferos e cistos de dinoflagelados (e.g. Hoorn 1993, 1994a; Räsänen *et al.*, 1995; Latrubesse *et al.*, 1997, 2007, 2010; Lovejoy, 1998; Vonhof *et al.*, 1998, 2003; Wesselingh *et al.*, 2002, 2006; Wesselingh, 2006; Wesselingh & Salo, 2006; Ramos, 2006; Hoorn *et al.*, 2010; Gross *et al.*, 2011, 2013; Linhares *et al.*, 2011; Nogueira *et al.*, 2013; Boonstra *et al.*, 2015), que sugerem a existência de incursões marinhas na região central da Amazônia, na Formação Repouso, na Bacia do Solimões.

Nores (1999, 2004) sugeriu duas incursões marinhas do Oceano Atlântico que, criando refúgios biológicos, deram origem a explosões de especiação após a descida do nível do mar. Além disso, Higgins *et al.* (2011) mostraram uma estreita relação entre a alta diversidade florística nas formações Repouso e Pebas durante o Neogênico.

É provável que incursões marinhas, registradas durante o Paleogênico e o Neogênico, possam ter afetado a composição e evolução da fauna de peixes (Monsch, 1998; Hubert & Renno, 2006; Lovejoy *et al.*, 1998; 2006; Cooke *et al.*, 2012), e possam ter espoletado a especiação alopátrica de invertebrados, como ostracodes (e.g. dentro do gênero *Cyprideis*, Muñoz-Torres *et al.*, 1998; Whatley *et al.*, 1998) e moluscos (e.g. Wesselingh *et al.*, 2006; Wesselingh & Ramos, 2010), para além da dos golfinhos (botos) fluviais amazônicos, durante o Miocênico Médio a Superior (Hamilton *et al.*, 2001; Bianucci *et al.*, 2013).

Com base em informações taxonômicas (baseadas em ostracodes), bioestratigráficas, geofísicas e petrográficas, obtidas a partir de um poço, executado em conjunto pela CPRM e DNPM no Distrito de Canamá, Município de Atalaia do Norte, Estado do Amazonas, Medeiros *et al.* (2017) reconheceram a ocorrência de um evento marinho-transgressivo no Miocênico, na Formação Repouso, na Bacia do Solimões. Os autores consideram que, dentre os parâmetros que mais contribuíram para mudanças neste

paleoambiente, predominantemente flúvio-lacustre, destacam-se variações na taxa de subsidência, sazonalidade climática e variações do nível no mar (Haq *et al.*, 1987; Hoorn *et al.*, 2010; Boonstra *et al.*, 2015).

Partindo da análise do conteúdo fossilífero, sua distribuição estratigráfica e interpretações acerca da evolução dos sistemas deposicionais, com base em informações de natureza petrográfica e geofísica, Medeiros *et al.* (2017) admitem uma incursão marinha correspondente às biozonas *Cyprideis multiradiata* e *Cyprideis sulcosigmoidalis* (Serravalliano); nos limites dessas biozonas verifica-se uma mudança brusca nas condições paleoambientais, nas profundidades de 139,40 e 136,35 m, assinalada pela ocorrência expressiva de foraminíferos associados a moluscos, briozoários e fragmentos de coral, além do desaparecimento de seis espécies de ostracodes, compondo um nível estratigráfico anômalo.

Räsänen *et al.* (1995) já haviam proposto a existência de um mar intracontinental através do oeste da Amazônia, que ligava o oeste do Mar do Caribe ao Atlântico Sul, através da Bacia de Llanos, na Colômbia, e da Bacia do Paraná, na Argentina, proposta que foi recebida favoravelmente por alguns pesquisadores, que consideraram esta hipótese como uma proposta paleogeográfica alternativa para a compreensão dos padrões biogeográficos na América do Sul (Webb, 1996; Lovejoy *et al.*, 1998, 2006; Albert *et al.*, 2006). Contudo, este modelo, que defende a existência de uma via marítima, recebeu algumas críticas (Hoorn, 1996; Marshall e Lundberg, 1996; Praxton *et al.*, 1996) (Fig. 8.8).

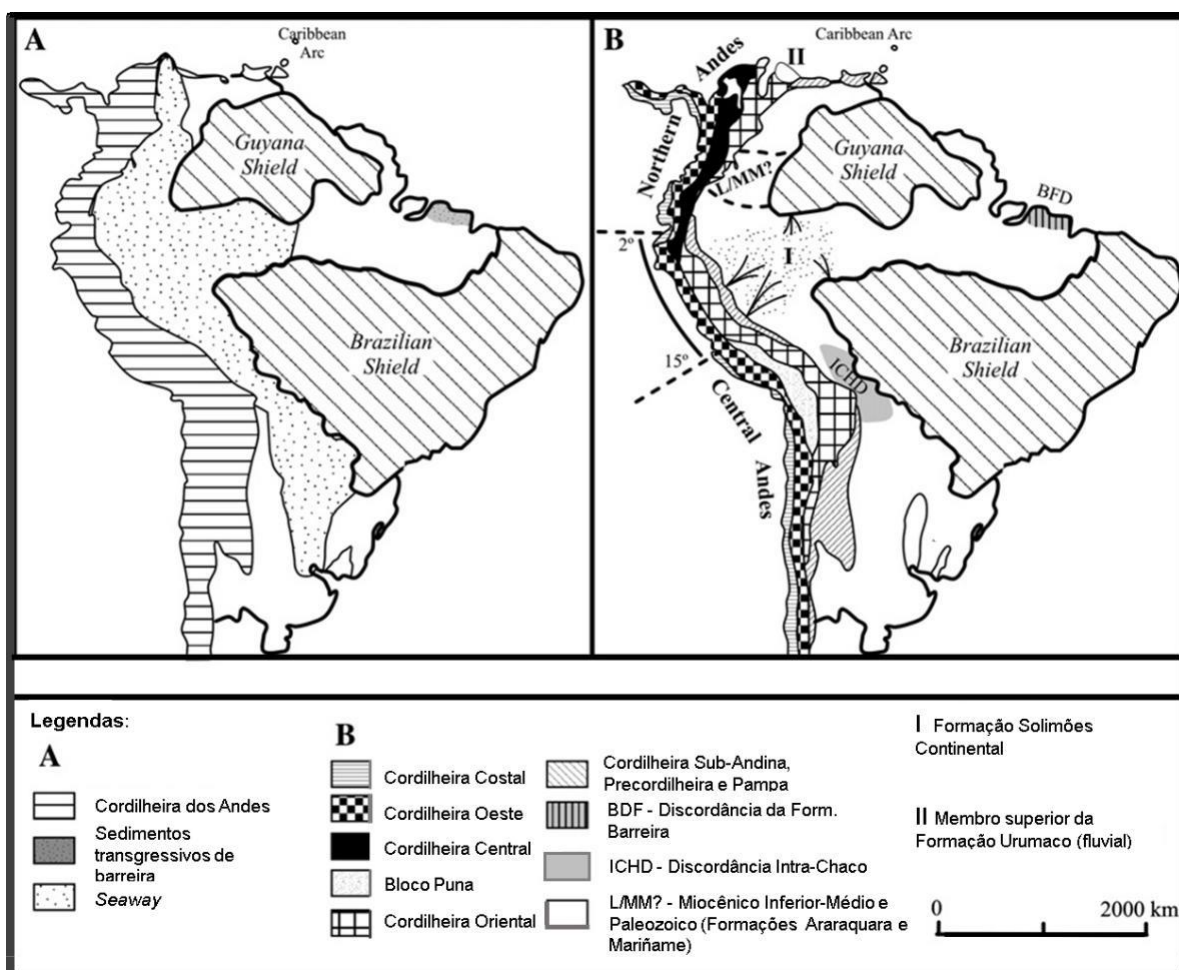


Figura 8.8 - (A) A incursão marinha inferida para o Mioceno superior por Räsänen *et al.* (1995), conectando o oeste do Mar do Caribe com o Atlântico Sul através da Bacia de Llanos, Venezuela/Colômbia, oeste da Amazônia, planície de Beni-Chaco e Bacia do Paraná, na Argentina. (B) Modelo proposto para o Miocênico superior. Indicam-se: a posição da planície dos Andes central a 2°-15° S; os depósitos do Miocênico superior da Mesopotâmia (níveis mais baixos da Formação Ituzaingo - de acordo com *South American Land Mammals - SALMA*, da Argentina) e a Formação Kiyu, na Bacia do Prata; a Formação Urumaco na Venezuela e a sedimentação continental da Formação Solimões; a ocorrência de discordância do Miocênico superior nos sedimentos costeiros da Formação Barreiras (BFD) e a discordância intra-Chaco na Bolívia (ICHD). Hoorn (1994a) não registrou sedimentos do Miocênico superior nos afloramentos mais setentrionais das planícies do sudeste da Colômbia, sendo que as rochas paleozoicas da Formação Araraquara e os afloramentos dos sedimentos do Miocênico médio-inferior, unidade Mariñame (L/MM?), deverão ter constituído um obstáculo para ingressões marinhas no início do Miocênico Superior, oriundas do Mar do Caribe (Hoorn, 1993) (Modificado de Latrubesse *et al.*, 2007).

Para Latrubesse *et al.* (2007), uma associação marinha atípica de fósseis de vertebrados e invertebrados foi registrada na Amazônia, mas nenhuma evidência de transgressão marinha havia sido relatada durante o final do Miocênio. No entanto, os autores reconhecem a existência de algumas inconsistências biocronológicas em relação ao registro de palinofósseis do Miocênio, que só o estabelecimento de um esquema de correlação regional poderá resolver.

De acordo com Boonstra *et al.* (2015), as incursões marinhas ocorridas na região amazônica, que foram reconhecidas com base em uma ampla gama de evidências para o Neogênio, representam uma via de especiação relativamente pouco explorada. A importância e extensão interior destas incursões na América do Sul têm sido motivo de investigação, desde que Ihering propôs o "Braço de Tethys", uma conexão marinha entre o norte e sul da América do Sul (1927; ver Boltovskoy, 1991).

Investigações realizadas por Boonstra *et al.* (2015) nos rios Caquetá e Apoporis, nas formações Pebas e Repouso (equivalentes laterais na Colômbia-Peru e Brasil), respectivamente, encontraram foraminíferos dos gêneros *Amonia*, *Trochammina* e *Elphidium*, sendo *Amonia* o gênero dominante em todos os locais, bem como de cistos de dinoflagelados, tais como *Spiniferites* spp., *Polysphaeridium zoharyi* e *Tuberculodinium vancampoe*, comuns em vários locais estudados nos sedimentos do Miocênio, no oeste da Amazônia, e que ampliam as estimativas atuais de faixas de salinidade, de paleoambientes e de paleogeografia, confirmando a existência de um corredor marinho que conectava com o Mar do Caribe (Fig. 8.9).

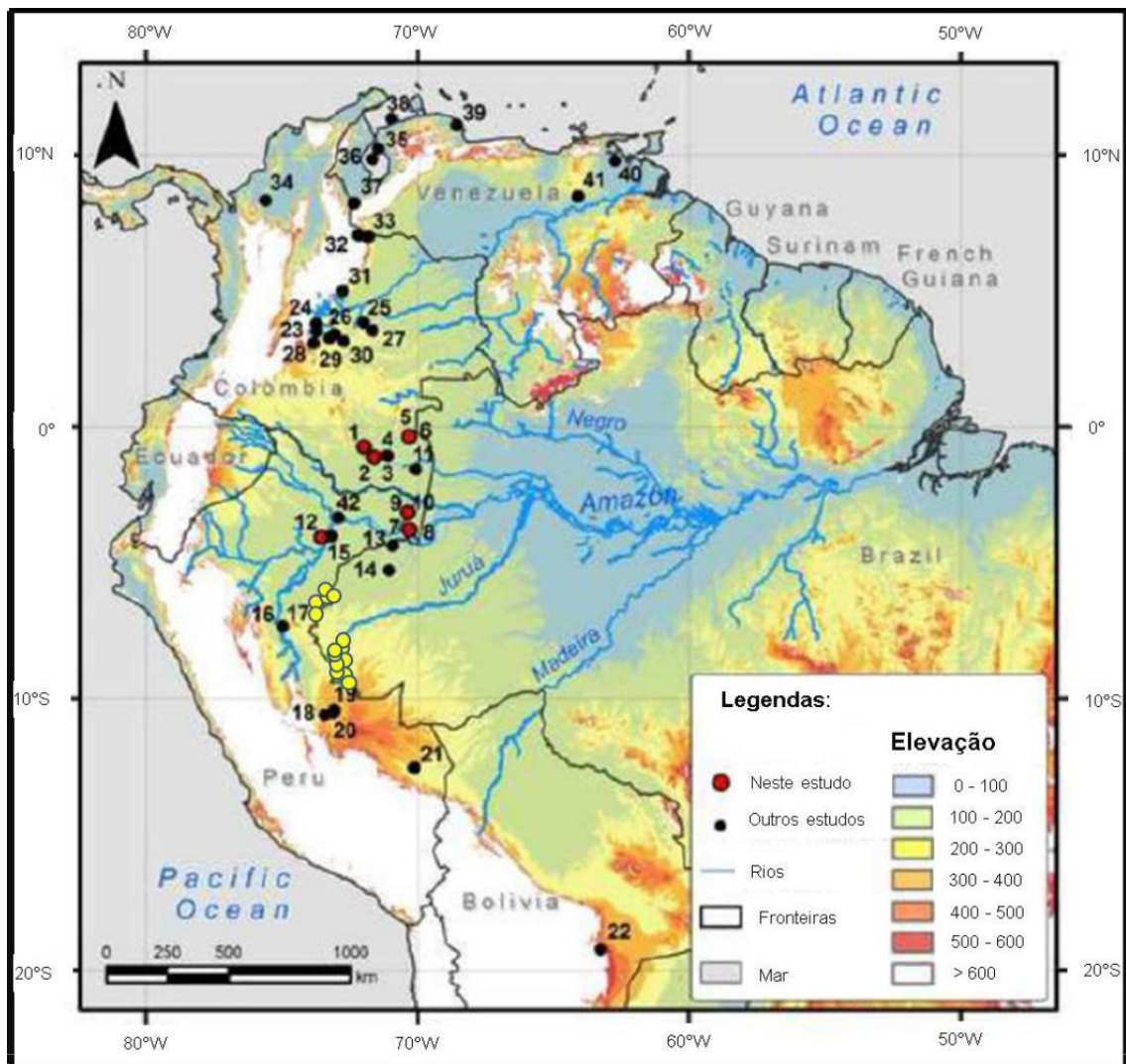


Figura 8.9 - Localidades onde foram registradas influência marinha durante o Miocênio. Os pontos vermelhos indicam locais que se referem ao estudo de Boonstra *et al.* (2015): 1 - Mariñame; 2 - Tres Islas; 3 e 5 - Apaporis; 4 e 7, Los Chorros; 8 - Mocagua; 9 - El Salado (Cotuhé); 10 - Buenos Aires; 11 - Puerto Caimán; 12 - Nuevo Horizonte. Os pontos a negro indicam estudos de outros autores. Os pontos amarelos indicam os locais que se referem ao presente estudo (Modificado de Boonstra *et al.*, 2015).

As sucessões sedimentares no oeste da Amazônia foram originalmente datadas como 16 a 12 Ma (Burdigaliano superior-Serravalliano inferior), seguindo o esquema de zoneamento palinológico de Lorente (1986). Estas idades agora são ajustadas seguindo Jaramillo *et al.* (2011), que estabeleceram uma nova biozonografia para norte da América do Sul, integrando informação acerca do conteúdo palinológico e registro de

foraminíferos com dados isotópicos e magnetostratigráficos, calibrados com a escala de tempo de Gradstein *et al.* (2005).

Devido à falta de pesquisas palinológicas para a porção oeste da Bacia do Acre, até ao momento não se conhecem estudos que indiquem tais incursões nesta parte da Formação Repouso. Contudo, as associações palinológicas marinhas encontradas no presente trabalho mostram que as incursões marinhas terão ocorrido desde o Cretácico até, pelo menos, ao Miocênico Superior/Pliocênico, havendo disso evidências até essa parte da Formação Repouso.

Estes dados representam, assim, um contributo para detalhar a paleogeografia para o Meso-Cenozoico da Bacia do Acre, bem como para a porção setentrional da América do Sul, fundamentais para compreender as origens da biodiversidade da Amazônia.

9•DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

No presente capítulo, discutem-se os resultados obtidos nesta investigação, no que se refere à estratigrafia das unidades Meso-Cenozoicas da Bacia do Acre (em 9.1), às inferências paleobiogeográficas que resultam da análise paleoecológica do registro fóssil estudado e/ou inventariado (em 9.2) e à geoconservação do patrimônio geológico e paleontológico da Bacia do Acre (em 9.3).

9.1. Estratigrafia das unidades Meso-Cenozoicas da Bacia do Acre

Atendendo à intensa cobertura vegetal do território, o que dificulta a observação em afloramento, o estabelecimento do atual quadro estratigráfico para a Bacia do Acre fundamentou-se, até agora, sobretudo em interpretação de dados indiretos, obtidos através de métodos geofísicos, nomeadamente sísmicos, e através de testemunhos de poços (*e.g.*, RADAMBRASIL, 1977; PETROBRAS, 2007).

No âmbito da presente investigação e no decurso dos trabalhos de campo efetuados, foi possível a observação direta do registro estratigráfico das formações Moa, Rio Azul, Divisor e Repouso, bem como a interpretação das suas relações temporais com base no registro palinológico (Figs. 6.3 e 6.4).

Assim, a Formação Moa apresenta um registro palinológico ao qual foi possível reconhecer a idade Cenomaniano/Turoniano superior-Coniaciano ao Membro Água Branca, propostas por Cunha (2007).

Sobre esta assenta a Formação Rio Azul, cujas idades foram calibradas com base no registro palinológico. O limite inferior, diacrônico, aponta para o intervalo Albiano superior-Cenomaniano; o limite superior, que é igualmente diacrônico, é Maatrichtiano inferior. Estas idades diferem das propostas por Cunha (2007), que a limitam entre o Turoniano superior-Coniaciano/Campaniano inferior, o que significa que, pelo menos a parte inferior da Formação Rio Azul poderá ser equivalente lateral da parte superior da Formação Moa.

A Formação Divisor assenta sobre a Formação Rio Azul, tendo na sua base sido reconhecidas associações palinológicas do Cenomaniano inferior-Eocênico inferior, idade compatível com a que lhe tinha sido anteriormente atribuída por Cunha (2007), isto é, Campaniano inferior-Eocênico inferior. Assim, o limite estratigráfico entre as duas será igualmente diacrônico.

Tratando-se de uma zona fortemente tectonizada, é plausível que uma parte do registro da Formação Ramón aflore neste flanco da Serra, mas que não tenha expressão cartográfica.

Atendendo à impossibilidade de penetrar o Rio Moa até à nascente, não foi possível confirmar o registro da Formação Ramón, teoricamente aflorante naquela região.

Em relação à Formação Repouso, neste trabalho foi possível atribuir-lhe a idade Oligocênico superior-Miocênico superior/Pliocênico inferior. Contudo, pelo menos às margens do Rio Juruá, onde foram recolhidos os fósseis que integram parte da coleção depositada no Laboratório de Paleontologia da UFAC (Tabela. 7.1), a idade é Oligocênico superior-Miocênico superior/Pliocênico inferior, obtida com base no registro palinológico, o que difere da idade Miocênio superior-Pliocênico, atribuída à maioria dos espécimes já publicados, idade que se refere à Formação Solimões.

Tal como a Formação Pebas, definida na Bacia de Ucayali, no oriente peruano, a Formação Repouso apresenta litologia semelhante e indícios de influência marinha até ao Miocênico superior-Pliocênico inferior, havendo autores que as consideram sinônimas (*e.g.*, Wesselingh *et al.*, 2006).

Tais influências, embora controversas, têm sido interpretadas como originadas em condições flúvio-lacustres e de meio marinho raso e datadas do Miocênio inferior. A ser assim, a fase Quéchuá da Orogenia Andina, responsável pelo basculamento das unidades que afloram na Serra do Divisor, situar-se-á em tempo posterior.

9.2. Paleobiogeografia da Bacia do Acre

Há décadas que trabalhos de cunho geológico vêm sendo desenvolvidos na Amazônia brasileira, principalmente aqueles realizados com dados de poços perfurados por empresas petrolíferas. Tratando-se de uma área tão extensa como a região amazônica, inserida na América do Sul, que se admite ter estado isolada durante aproximadamente 65 milhões de anos, a escassez de trabalhos e as controvérsias que os resultados obtidos levantam, apontam para a relevância de estudos de maior detalhe e consistência.

Tais controvérsias são alimentadas por vários autores, nomeadamente Germeraad *et al.* (1968), Regali *et al.* (1974), Cruz (1984), Hoorn (1993; 1994a,b), Wesselingh & Salo (2006), Latrubesse *et al.* (2007), Wesselingh & Ramos (2010), Wesselingh *et al.* (2002; 2006) e Westaway (2006), entre outros, que, com base na análise de dados

palinológicos e sedimentológicos, inferem fatores que terão condicionado a evolução geológica, do clima, da fauna, da flora e, por consequência, dos ambientes pretéritos da Amazônia brasileira, apresentando resultados que divergem entre si. Mais recentemente, Boonstra *et al.* (2015), ANA (2015) e Caputo & Soares (2016), integrando resultados de trabalhos anteriormente publicados, concluem que o soerguimento dos Andes terá ocorrido durante o Miocênio Médio, em paralelo com o final do acme de registro de dinoflagelados na Formação Carbonera (Colômbia), reconhecido por Jaramillo *et al.* (2011).

É possível que, após o fechamento do corredor andino e da conexão com o Mar do Caribe, ainda tenham permanecido alguns ambientes marinhos rasos circunscritos no noroeste da América do Sul que, na Bacia do Acre, deram origem à Formação Repouso, onde a influência marinha ainda está bem patente. Só posteriormente, durante o Mio-Pliocênio, se terão depositado os sedimentos provenientes da cordilheira central, dando origem à Formação Solimões, na qual se reconhece deposição típica de ambientes flúvio-lacustre e lacustre, como muitas vezes descritos e publicados (Hoorn, 1996; Latrubesse *et al.*, 2007; Silva, 2008; Silveira & Souza, 2016, entre outros), o que contraria Cunha (2007), que admite condições deposicionais de natureza continental para a Bacia do Acre durante todo o Cretácico e desde o Eocênio ao recente, posição que causou, durante muito tempo, interpretações errôneas quanto às idades e ambientes deposicionais atribuídas às bacias sedimentares amazônicas.

9.3. Geoconservação do patrimônio geológico e paleontológico da Bacia do Acre

A inventariação do patrimônio geológico brasileiro é da responsabilidade do Serviço Geológico do Brasil, através da Comissão Brasileira dos Sítios Geológicos e Paleobiológicos, que regularmente edita livros técnicos - “Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil” - abordando, com riqueza de detalhes, os mais destacados sítios geológicos e paleontológicos do Brasil, para ampla divulgação nacional e internacional (SIGEP, 2019). Dos 116 sítios cadastrados e publicados nos três volumes até agora editados, não há nenhuma referência a qualquer geossítio localizado no Estado do Acre (Fig. 9.1), o que atesta quão desconhecida é ainda esta região do território brasileiro, apesar da riqueza fossilífera dos depósitos do Cretácico-Neogênio reconhecida na Bacia do Acre (Haag, 2012).



Figura 9.1 - Localização dos Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil publicados nos 3 volumes até agora editados pelo SIGEP (Winge, 2013).

Até a data, somente se registra um trabalho relativo ao patrimônio geológico da Serra do Divisor (Haag & Henriques, 2014), no qual se identificam locais com valor patrimonial naquele setor do Estado do Acre, e se avalia o seu conteúdo patrimonial com base num sistema qualitativo integrado (Quadro. 9.1). A metodologia de avaliação dos geossítios do SIGEP leva em consideração a sua tipologia principal, dentre as seguintes categorias: Astroblema; Espeleológico; Estratigráfico; Geomorfológico; Hidrogeológico; História da Geologia, da Mineração e da Paleontologia; Ígneo; Marinho-submarino; Metamórfico; Metalogenético; Mineralógico; Paleoambiental; Paleontológico; Sedimentar; Tectono-estrutural; ou Outros (Lima *et al.*, 2016).

Quadro 9.1. - O patrimônio geológico do Parque Nacional da Serra do Divisor, caracterizado com base em conteúdos patrimoniais determinados a partir de um sistema qualitativo de avaliação e com base nas categorias consideradas pelo SIGEP.

Nome	Localização	Valores patrimoniais	Conteúdos patrimoniais	Categorias SIGEP
Mirante do Morro Queimado	07°26'56,1''S; 73°40'16,6''W	Paisagem que ilustra a transição das terras baixas da Amazônia e da Cordilheira dos Andes	Cênico, simbólico e documental	Sítio Geomorfológico
Margem do Rio Moa	07°29'05,13''S; 73°42'02,1''W	Formações Moa, Rio Azul e Divisor	Documental	Sítio Estratigráfico
Cachoeira Formosa	07°26'35,7''S; 73°41'15,62''W	Estratotipo da Formação Formosa	Simbólico e documental	Sítio Estratigráfico

De acordo com o estudo realizado no âmbito do presente projeto, reconhecem-se outros locais na Bacia do Acre que detêm valor patrimonial, nomeadamente no que respeita ao seu conteúdo fóssil, até agora praticamente circunscrito à Formação Repouso e que representa um importante acervo depositado no Laboratório de Pesquisas Paleontológicas da Universidade Federal do Acre (Haag & Henriques, 2015; Fig. 9.2).

GRAU DE RELEVÂNCIA	global			Conceitual UFAC	
	regional		Documental UFAC		Cênico UFAC
	local	Indicial		Iconográfico	Simbólico
		material	demonstrativo	cognitive	social
PERCEPÇÃO ABSTRATA					

Figura 9.2 - Tipos de conteúdos e valor patrimonial da coleção de Paleontologia da Universidade Federal do Acre (UFAC), de acordo com o sistema integrado de qualificação e classificação proposto por Henriques & Pena dos Reis (2015). O conteúdo patrimonial de um fóssil pode ser hierarquizado em três categorias de valor crescente: categoria I - cinzento; categoria II - azul; categoria III - lilás (retirado de Haag & Henriques, 2015).

Os geossítios identificados até agora, e que representam patrimônio paleontológico *in situ*, são discriminados no Quadro 9.2.

Quadro 9.2. - Os geossítios paleontológicos da Bacia do Acre caracterizado com base nas categoriais consideradas pelo SIGEP. De acordo com o sistema integrado de qualificação e classificação proposto do patrimônio geológico (Pena dos Reis & Henriques, 2009), estes geossítios terão valor documental. O patrimônio paleontológico que lhe dão esse valor, é *ex situ*, e integra a coleção de Paleontologia da Universidade Federal do Acre (UFAC, cujo valor patrimonial está expresso na Fig. 9.2.).

Perfis	Localização	Valores patrimoniais
PPNSD09	UTM: 18M 643.239E - 9.172.432S	Proveniência das associações palinológicas características das Formações Moa, Rio Azul e Divisor - Estratotipo da Formação Rio Azul
PPNSD15	UTM: 18M 643.206E - 9.175.215S	Proveniência das associações palinológicas das Formações Moa, Rio Azul e Divisor
PPNSD07	UTM: 18M 643.496E - 9.172.726S	Proveniência das associações palinológicas da parte inferior da Formação Divisor
PRJ07	UTM: 18L 744.802E - 9.010.964S	Proveniência das associações palinológicas da Formação Repouso
PRJ23	UTM: 18L 753.268E - 8.987.267S	Proveniência das associações palinológicas da Formação Repouso

Considerando a necessidade de garantir a integridade física dos afloramentos acima referidos, de futuro elaborar-se-ão as propostas relativas a cada um deles para aprovação e posterior publicação na "base de dados da SIGEP" ou "Inventário de Geossítios do Brasil, sob a coordenação da SIGEP", tendo como base os seguintes critérios de avaliação: singularidade na representação de sua tipologia ou categoria; importância na caracterização de processos geológicos-chave regionais ou globais; períodos geológicos e registros expressivos na história evolutiva da Terra; expressão

DISCUSSÃO DOS RESULTADOS · 9

cênica; bom estado de conservação; acesso viável; e existência de mecanismos ou possibilidade de criação de mecanismos que lhe assegure conservação e consequente aproveitamento (Lima *et al.*, 2016).

10• CONCLUSÕES, LIMITAÇÕES E IMPLICAÇÕES

No presente capítulo apresentam-se as conclusões obtidas através do estudo realizado (em 10.1), as limitações detectadas ao longo do mesmo (em 10.2), e as implicações decorrentes dos resultados obtidos a partir do projeto de investigação subjacente à presente tese (em 10.3).

10.1 Conclusões

O presente estudo permitiu datar as formações Meso-Cenozoicas aflorantes na região compreendida entre os vales dos rios Moa e Juruá (Estado do Acre), com base no seu registro micropaleontológico, mais concretamente através das associações de pólen e esporos.

No total, foram levantados e amostrados 5 perfis na Serra do Divisor e 5 perfis no Vale do Juruá, tendo-se obtido um total de 2426 espécimes de pólen, 1002 espécimes de esporos, 325 espécimes de dinoflagelados, 312 espécimes de acritarcas, 711 palinoforaminíferos, 61 espécimes de algas, 398 *Incertae sedis*, 3 espécimes de escolocodonte, além de 238 espécimes de esporos de fungos, estes últimos não classificados.

O material recolhido (5476 espécimes no total) apresenta-se, em geral, em bom estado de conservação, incluindo uma quantidade significativa de táxons novos, deixados, de momento, em nomenclatura aberta, atendendo à impossibilidade de os relacionar com táxons congêneres descritos para outras bacias correlativas.

A partir da análise detalhada de amostras recolhidas em perfis aflorantes na Serra do Divisor, foi possível atribuir idade Cenomaniano à parte superior da Formação Moa, que resulta da ocorrência de *Droseridites senonicus*, *Ephedripites sulcatus*, *Equisetospores ambiguus*, *E. strigatus*, *Stellatopollis densiornatus*, *Steevesipollenites giganteus* e *Gnetaceaepollenites diversus*, tendo sido reconhecida a palinozona PC-46 - *Gnetaceaepollenites diversus*, definida para o Cenomaniano.

Relativamente Rio Azul, a ocorrência de *Zlivisporis blanensis*, *Ariadnaesporites spinosus*, *Gnetaceaepollenites jansonii*, *Droseridites senonicus* e *Monocolpopollenites spheroidites* permite atribuir uma idade Albiano superior-Maastrichtiano inferior àquela unidade, atendendo à ocorrência de *Droseridites senonicus* e *Monocolpopollenites spheroidites*.

No que respeita a parte inferior da Formação divisor, a ocorrência de *Tricornites elongatus* permitiu reconhecer a palinozona PC-64 - *Tricornites elongatus* e atribuir a idade Maastrichtiano inferior àquela unidade.

Relativamente à parte superior da Formação Divisor, a ocorrência de *Cretacaeiporites mulleri*, *Bacumorphomonocolpites tausae*, *Ulmoideipites krempii*, e *Bombacacidites nacimientoensis* permite atribuir a idade Campaniano inferior-Eocênico inferior àquela unidade.

Do ponto de vista taxonômico, no que respeita a palinomorfos, foram reconhecidos 18 gêneros e 47 espécies de pólenes, e 19 gêneros e 20 espécies de esporos, táxons típicos de clima tropical a temperado, muitos com registro no norte, nordeste e oeste da África, Europa, Oriente Médio, sul da Ásia, América do Norte e Antártica.

A presença de palinomorfos típicos de ambientes marinhos (dinoflagelados, acritarcas e palinoforaminíferos), que é bastante significativa, sobretudo na Formação Rio Azul, permite corroborar interpretações paleogeográficas que admitem a incursão marinha na Bacia do Acre desde o Cretácico até ao Neogênico. Além disso, a presença de *Dinogymnium heterocostatum*, *D. acuminatum*, *Impletosphaeridium* spp., *Subtilisphaera* spp., *Isabelidinium* sp., *Veryhachium* sp., *Achomosphaera* spp., *Baltisphaeridium* spp., *Trichodinium* sp., *Fromea* sp., *Cerodinium* sp., *Operculodinium* sp., *Spiniferites* spp., *Nelsoniella aceras* e *Leiosphaeridium* spp., já reconhecidos em outras bacias do Domínio Tétisiano, permite fundamentar a existência de conexão entre aquele e o Pacífico, através do “Corredor Hispânico”, ativo desde o Jurássico Inferior. No decurso do Neogênico, a influência marinha parece atenuar-se, atendendo à presença circunstancial de dinoflagelados, acritarcas e palinoforaminíferos nas associações registradas no topo da Formação Repouso.

Tendo em conta o quadro estratigráfico obtido para o Meso-Cenozoico da Bacia do Acre, foi possível datar os macrofósseis depositados no Laboratório de Pesquisas Paleontológicas da Universidade Federal do Acre (Campus Floresta), que representam um valioso patrimônio paleontológico para o estudo das origens da biodiversidade que atualmente fazem da Amazônia o maior celeiro do mundo. Assim, pelo menos no que diz respeito ao Rio Juruá, no estado do Acre, a idade dos fósseis ali depositados é Oligocênico superior/Miocênico superior/Pliocênico inferior, e não Miocênico Superior-Pliocênico,

como tradicionalmente era datado, com base em trabalhos publicados de outras bacias correlativas da América do Sul.

10.2 Limitações

A presente tese apresenta algumas limitações, que decorrem, desde logo, das dificuldades de realização de trabalho de campo num território coberto por densa floresta e caracterizado por um curto período de estiagem, onde os poucos afloramentos acessíveis, situados às margens dos rios, estão submersos durante boa parte do ano.

Acresce que, embora se tenham coletado todos os níveis dos perfis estudados e que potencialmente poderiam conter palinomorfos, na maioria dos casos as amostras revelaram-se estéreis.

Contudo, as principais limitações do estudo realizado prendem-se com a escassez de informação relativa às unidades aflorantes nos rios Moa e Juruá, em particular no que se refere a estudos palinológicos anteriores que pudessem servir de ponto de partida para a classificação dos espécimes recuperados.

A ocorrência de quantidade significativa de táxons deixados em nomenclatura aberta reflete a dificuldade em relacioná-los com táxons congêneres descritos para outras bacias correlativas, e permite equacionar a possibilidade de constituírem novas espécies, eventualmente com caráter endêmico, e adaptadas a condições paleoecológicas variáveis, sobretudo durante o Cretácico.

Neste contexto, as datações relativas obtidas para as formações Moa, Rio Azul e Divisor apresentam-se com uma calibragem menos detalhada do que as obtidas para a Formação Repouso, onde foi possível, com base na ocorrência de espécies-índice, o reconhecimento de palinozonas já descritas para outras bacias correlativas da Amazônia Colombiana.

No futuro, procurar-se-á realizar novas amostragens em novos perfis ao longo dos rios Moa e Juruá, que permitam refinar as datações obtidas no presente estudo.

10.3. Implicações

A Bacia do Acre é mundialmente conhecida pela riqueza em macrorrestos de répteis, mamíferos e peixes; contudo, as idades destes fósseis têm sido tradicionalmente

atribuídas com base em formas análogas descritas principalmente para a Argentina e Venezuela, o que tem alimentado alguma controvérsia entre os autores.

Com o presente trabalho, que permitiu calibrar as idades de vários grupos de fósseis recolhidos na Bacia do Acre, abrem-se perspectivas promissoras no que se refere ao seu enquadramento taxonômico e, sobretudo, ao estabelecimento de padrões evolutivos mais adequados com as idades agora a eles atribuídos.

Tal via de investigação, que se pretende aprofundar no futuro, contribui de forma decisiva para enriquecer o patrimônio palinológico e paleontológico do Museu de Paleontologia da Universidade Federal do Acre, Campus Floresta, bem como valorizar locais com interesse geológico e paleontológico suscetíveis de necessitarem de geoconservação, identificados pela primeira vez no decurso da presente investigação.

11•REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Abdel-Kireem, M. R.; Schrank, E.; Samir, A. M. & Ibrahim, M. I. A. 1996. Cretaceous palaeoecology, palaeogeography and palaeoclimatology of the northern Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 22(1): 93-111.

Aberhan, M. 2002. Opening of the Hispanic Corridor and Early Jurassic bivalve biodiversity. *Geological Society, London, Special Publications*, 194: 127-139.

Aboul-Ela, N. M. & Mabrouk, B. 1978. Palynological studies on some Nubia Sandstone samples in Ed-Dueim area, Sudan: *Revista Española de Micropaleontología*, 10(3): 395-406.

ACRE. 2010. Zoneamento Ecológico Econômico, Fase II, Escala 1:250.000, Documento Síntese, 2ª Ed., 360 pp..

Aguilera, O. A.; Bocquentin, J.; Lundberg, J. G. & Maciente, A. 2008. A new cajaro catfish (Siluriformes: Pimelodidae: *Phractocephalus*) from the Late Miocene of southwestern Amazonia and its relationship to †*Phractocephalus nassi* of the Urumaco Formation. *Paläontologische Zeitschrift*, 82(2): 230-244.

Al-Laboun, A. A. & Walthall, B.H. 1988. The Devonian of the Arabian Peninsula. *Devonian of the World: Regional Syntheses*, 1: 569-577.

Alegret, L. 2004. Dinoflagelados, acritarcos y quitinozoos, In: Molina, E. (Ed.), *Micropaleontologia*, *Prensas Universitárias de Zaragoza*, Zaragoza, pp. 361-386.

Almeida, F. F. M. 1968. Evolução tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Suplemento*, 40: 285-296.

Alvarenga, H. M. F y Guilherme, E. 2003. The Anhingas (Aves: Anhingidae) from the Upper Tertiary (Miocene-Pliocene) of Southwestern Amazonia. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 23: 614-621.

Amorosi, A.; Antonioli, F.; Bertini, A.; Marabini, S.; Mastronuzzi, G.; Montagna, P.; Negri, A.; Rossi, V.; Scarponi, D.; Taviani, M.; Angeletti, L.; Piva, A. & Vai, G. B. 2014. The Middle–Upper Pleistocene Fronte Section (Taranto, Italy): An exceptionally preserved marine record of the Last Interglacial. *Global and Planetary Change*, 119: 23-38.

ANA, 2015. Avaliação dos Aquíferos das Bacias Sedimentares da Província Hidrogeológica Amazonas no Brasil (escala 1:1.000.000) e Cidades Pilotos (escala 1:50.000). Geologia da PHA, Vol. II. Brasília, Agência Nacional de Águas, 126 pp..

Anhuf, D.; Marie-Pierre, L.; Behling, H.; Da Cruz, F. W.; Cordeiro, R. C.; Van der Hammen, T.; Karmann, I.; Marengo, J. A.; De Oliveira, P. E.; Pessenda, L.; Abdelfettah, S.; Albuquerque, A. L. & Dias, P. L. D. (2006). Paleo-environmental change in Amazonian and African rainforest during the LGM. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 239(3-4): 510-527.

Antoine, P. O.; Marivaux, L.; Croft, D. A.; Billet, G.; Ganerod, M.; Jaramillo, C.; Martin, T.; Orliac, M.; Tejada, J.; Altamirano, A. J.; Duranthon, F.; Fanjat, G.; Rousse S. & Salas-Gismondi, R. 2011. Middle Eocene rodents from Peruvian Amazonia reveal the pattern and timing of caviomorph origins and biogeography. *Proceedings of The Royal Society B*, 279: 1319-1326.

Arai, M. & Masure, E. 1997. Les dinoflagellés Vraconiens du Bassin de Campos (Brésil). *SAMC News*, n.7, p. 9.

Arai, M. 1999. A transgressão marinha mesocretácea: sua implicação no paradigma da reconstituição paleogeográfica do Cretáceo no Brasil. In: *Simpósio sobre o Cretáceo no Brasil*, 5. Serra Negra, Boletim. Rio Claro, UNESP, p. 577-582.

Arai, M. 2000. Chapadas: relict of mid-Cretaceous interior seas in Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, 30(3): 432-434.

Arai, M. 2005b. Histórico da Palinostratigrafia Marinha do Brasil, com ênfase em dinoflagelados cretáceos. *Arquivos do Museu Nacional*, 63(3): 371-384.

Arai, M. 2007. Sucessão das associações de dinoflagelados (Protista, Pyrrhophyta) ao longo das colunas estratigráficas do Cretáceo das bacias da margem continental brasileira: Uma análise sob ponto de vista paleoceanográfico e paleobiogeográfico. Tese doutoral. *Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, 211 pp.

Arai, M. 2009. South Atlantic Aptian paleogeography: A new model based on recent Brazilian micropaleontological data. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, (17)2: 331-351.

Arai, M. 2014. Aptian/Albian (Early Cretaceous) paleogeography of the South Atlantic: a paleontological perspective. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 339-350.

Araujo Távora, V.; Santos, A. A. R. dos., & Araujo, R. N. 2010. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi de Ciências Naturais*, Belém, 5(2): 207-224.

Archangelsky, S. 1973. Palinología del Paleoceno de Chubut. I. Descripciones Sistemáticas. *Ameghiniana*, 10(4): 339-399.

Archangelsky, S. & Gamero, J. C. 1966. Estudio palinológico de la Formación Baqueró (Cretácico), provincia de Santa Cruz. II. *Ameghiniana*, 4(6): 201-209.

Archangelsky, S. A. & Llorens, M. 2003. Palinología de la Formación Kachaike, Cretácico Inferior de la Cuenca Austral, Provincia de Santa Cruz. Granos de polen de gimnosperma. *Ameghiniana*, 46(2): 225-234.

Archangelsky, S. & Zamaló, M. C. 1986. Nuevas descripciones palinológicas de las formaciones Salamanca y Bororo, Paleoceno de Chubut (República Argentina). *Ameghiniana*, 23(1-2): 35-46.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS · 11

Archangelsky, S.; Archangelsky, A. & Cladera, G. 2012. Palinología y paleoambientes en el perfil de Bajo Comisión (Cretácico), provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 14(1): 23-39.

Archangelsky, A.; Archangelsky, S.; Poire, D. G. & Canessa, N. D. 2008. Aptian Angiosperm Pollen from the Ticó Flora Patagonia, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales*, 10(2): 185-198.

Armstrong, H. A. & Brasier, M. D. 2005. Microfossils. 2nd ed. *Blackwell Publishing*, Oxford, UK, 9: 71-77.

Ash, S. 1989. The Upper Triassic Chinle Flora of the Zuni Mountains, New Mexico. *New Mexico Geological Society Guidebook*, 40th Field Conference, Southeastern Colorado Plateau, pp. 225-230.

Askin, R. A. 1990. Campanian to Paleocene spore and pollen assemblages of Seymour Island, Antarctica. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65: 105-113.

Atta-Peters, D. & Salami, M. B. 2006. Aptian-Maastrichtian palynomorphs from the offshore Tano Basin, western Ghana. *Journal of African Earth Sciences*, 43: 379-394.

Avocat, R.; Christenson, G. N. & West, M. E. 1992. The late Aptian transgression on the Congo Craton in the Lambarene region (Gabon). In: Curnelle, R. (ed.), *Géologie Africaine (Recueil des Communication: 1er. Colloque de Stratigraphie et de Paléogéographie des bassins sédimentaires Ouest-Africains/2e. Colloque Africain de Micropaléontologie, Libreville, Gabon, 6-8 mai, 1991)*. Boussens: Elf Aquitaine Edition. *Elf Aquitaine Mémoire*, 13: 1-16.

Ayoub-Hannaa, W. & Fürsich, F. T. 2011. Revision of Cenomanian-Turonian (Upper Cretaceous) gastropods from Egypt. *Zitteliana A*, 51: 115-152.

Azema, C. & Boltenhagen, E. 1974. Pollen du Crétacé Moyen du Gabon attributte aux Ephedrales. *Paleobiologie Continentale*, 5(1): 1-37.

Baez, A. M.; Zamalóa, M. C. & Romero, E. J. 1990. Nuevos hallazgos de microfloras y anuros Paleógenos en el Noroeste de Patagonia: implicancias Paleoambientales y Paleobiogeográficas. *Ameghiniana*, 27(1-2): 83-94.

Báez, A. M. & Pugener, L. A. 2003. Ontogeny of a new Palaeogene pipid frog from southern South America and xenopodinomorph evolution. *Zoological Journal of the Linnean Society*, 139(3): 439-476.

Baldoni, A. M. 1992. Palynology of the Lower Lefipan Formation (Upper Cretaceous) of Barranca de Los Perros, Chubut Province, Argentina. Part I. Cryptogam Spores and Gymnosperm Pollen. *American Association of Stratigraphic Palynologists*, 16: 117-136.

Baldoni, A. M. & Barreda, V. D. 1986. Estudio palinológico de las formaciones López de Bertodano y Sobral, Isla Vicecomodoro Marambio, Antártida. *Boletín del IG-USP, Serie Científica*, 17: 89-98.

Bally, A. W. & Snelson, S. 1980. Realms of subsidence. In: Miall, A. D. (ed.), Facts and principles of world petroleum occurrence: *Canadian Society of Petroleum Geologists Memoir*, 6: 9-94.

Barabas-Stuhl, A. 1981. Microflora of the Permian and Lower Triassic sediments of the Mecsek Mountains (south Hungary). *Acta Geologica Academiae Scientiarum Hungaricae*, 24(1): 49-97.

Barbosa, V. P. & Benchimol, R. E. 1993. Ocorrência de *Lepidosiren* (Dipnoi, Lepidosirenidae) na Formação Solimões, Cenozóico da Bacia do Acre. In: XIII Congresso Brasileiro de Paleontologia e I Simpósio Paleontológico do Cone Sul, 1993. *Boletim de Resumos*, São Leopoldo, SBP, 129 pp..

- Barbosa Rodrigues, J. 1892. Les reptiles de la vallée de l'Amazone. *Vellosia*, 2: 41-56.
- Barreda, V. D.; Gutiérrez, P. R. & Limarino, C. O. 1998. Edad y paleoambiente de la "Serie del Yeso", Valle del Cura, provincia de San Juan: evidencias palinológicas. *Ameghiniana*, 35(3): 321-335.
- Barreda, V. D.; Palamarczuk, S. & Medina, F. 1999. Palinología de la Formación Hidden Lake (Coniaciano-Santoniano), Isla James Ross, Antártida. *Revista Española de Micropaleontología*, 31: 53-72.
- Barreda, V. & Palamarczuk, S. 2000. Palinoestratigrafía de depósitos del Oligoceno tardío-Mioceno en el área sur del Golfo San Jorge, provincia de Santa Cruz, Argentina. *Ameghiniana*, 37(1): 103-117.
- Barreda, V. & Archangelsky, S. 2006. The southernmost record of tropical pollen grains in the mid-Cretaceous of Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 27: 778-787.
- Barreda, V. D.; Cúneo, N. R.; Wilf, P.; Curran, E. D.; Scasso, R. A. & Brinkhuis, H. 2012. Cretaceous/Paleogene Floral Turnover in Patagonia: Drop in Diversity, Low Extinction, and a *Classopollis*. *Spike. PLoS ONE*, 7(12): e52455.
- Barros, A. M. 1977. Geologia, Geomorfologia, Pedologia, vegetação e uso potencial da terra. In: *Projeto Radambrasil*, Fls. SB/SC 18, Javari/Contamana; DNPM. Rio de Janeiro, 13: 17-103.
- Barros, M. C. & Carneiro, E. P. 1991. The Triassic Juruá Orogeny and the tectono-sedimentary evolution of Peruvian Oriente Basin. Exploratory implications. In: *Simpósio Bolivariano: Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas*, Memórias, Bogotá, ACGGP, trabajo 6, 44 pp..
- Barth, O. M. 2004. Palinología. In: I. S. Carvalho (ed.), *Paleontologia*, 2ª edição, Ed. Interciência, Rio de Janeiro, pp. 369-379.

- Batten, D. J. 1982. Palynofacies and salinity in the Purbeck and Wealden of southern England. In F. T. Banner & A. R. Lord (ed.), *Aspects of Micropalaeontology: Papers Presented to Professor Tom Barnard*, 278-308.
- Batten, D. J. 1988. Revision of S.J. Dijkstra's Late Cretaceous megaspore and other plant microfossils from Limburg, the Netherlands. *Mededelingen rijks geologische dienst*, 41(3): 1-55.
- Below, R. 1984. Aptian to Cenomanian dinoflagellate cysts from the Mazagan Plateau, Northwest Africa (Sites 545 and 547, Deep Sea Drilling Project Leg 79). In: Hinz, K.; Winterer, E. L., *et al.* (ed.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*. Washington: U.S. Government Printing Office, 79: 621-649.
- Bergqvist, L. P.; Ribeiro, A. M. & Bocquentin-Villanueva, J. 1998. Primata, Roedores e Litopternas do Mio/Plioceno da Amazônia Sul-Occidental (Formação Solimões, Bacia do Acre), Brasil. *Geologia Colombiana*, 23: 19-29.
- Berner, R. A. 1990. Atmospheric carbon dioxide levels over Phanerozoic time. *Science*, 249: 1382-1386.
- Bettar, I. & Meón, H. 2001. Palynological study of the Middle/Upper Albian transition in the Tarfaya Basin (Southwest of Morocco) and some new data about the African-South-American Province. *Review of Micropaleontology*, 44: 107-123.
- Bettar, I. & Meón, H. 2006. Continental palynoflora of the Albian in the Agadir-Essauira Basin (Morocco). *Revue de Paléobiologie*, 25: 593-631.
- Bianucci, G.; Lambert, O.; Salas-Gismondi, R.; Tejada, J.; Pujos, F.; Urbina, M. & Antoine, P. -O. 2013. A Miocene relative of the Ganges River dolphin from the Amazonian basin. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 33: 741-745.

Bié, G. R.: Digbeh, Z. B.: Yao, K. R.: Tea-Yassi, J.: Kangah, K. D. & Tahi, I. 2012. Stratigraphie Palynologique du Maastrichtien Supérieur-Eocène Supérieur du Bassin Sédimentaire Offshore de Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest. *International Journal of African Studies*, 6: 40-57.

Bocquentin, J. V. & Guilherme, E. 1999. As preguiças Mylodontinae (Mammalia, Xenarthra, Mylodontidae) do Neógeno do Sítio Niterói, Acre, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*, 22(48): 57-67.

Bocquentin, J. V. & Melo, J. 2006. *Stupendemys souzai* sp. nov. (Pleurodira, Podocnemididae) from the Miocene-Pliocene of the Solimões Formation, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9(2): 187-192.

Bocquentin, J. V. & Santos, J. C. R. 1989. Ocorrência de *Chelus colombianus* (Chelonii, Chelidae) no Mioceno Superior do Acre, Brasil. In: *XI Congresso Brasileiro de Paleontologia*. Resumos, Curitiba, SBP, 104-105.

Bocquentin, J. V. & Silva, W. 1994. cf. *Gyrinodon* sp. (Notoungulata, Toxodontidae) proveniente do Miocénico Superior da Localidade de Cavalcante, Acre, Brasil. *Acta Geológica Leopoldensia*. Edição Especial, 39/1(17): 391-398.

Bocquentin, J. V. & Souza-Filho, J. P. 1989. Nova interpretação do género *Purussaurus* (Crocodylia, Alligatoridae). In: *Anais do XI Congresso Brasileiro de Paleontologia*, Curitiba, SBP, pp. 427-438.

Bocquentin, J. V. & Souza-Filho, J. P. 1990. O crocodiliano sul-americano *Carandaisuchus* como sinónimo de *Mourasuchus* (Nettosuchidae). *Revista Brasileira de Geociências*, 20: 230-233.

Bocquentin, J. V.; Guilherme, E. & Negri, F. R. 2001. Duas espécies do género *Chelus* (Pleurodira, Chelidae) no Mioceno Superior - Plioceno Inferior da Amazônia Sul-Occidental. *Revista Universidade Guarulhos*, 6(6): 50-55.

Bocquentin, J. V.; Souza-Filho, J. P. & Negri, F. R. 1990. *Neoepiblema acrensis*, sp.n. (Mammalia, Rodentia) do Neógeno do Acre, Brasil. *Boletim do Museu Paranaense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 2: 65-72.

Bocquentin, J. V.; Souza-Filho, J. P.; Rodrigues, A. & Silva, G. 1996. A coleção de vertebrados fósseis do Laboratório de Paleontologia da Universidade Federal do Acre, Brasil. In: E. M. Latrubesse (ed.) *Paleo e Neoclimas da Amazônia Sul-Occidental. Southern Amazonia Paleo and Neoclimates* (Conferência de Campo). UFAC/Laboratório de Geomorfologia e Sedimentologia, 14 pp..

Boltenhagen, E. 1967. Spores et Pollen du Crétacé supérieur du Gabon. *Pollen et Spores*, 9(2): 335-355.

Boltovskoy, E. 1991. Ihering's hypothesis in the light of foraminiferological data. *Lethaia*, 24(2): 191-198.

Boonstra, M.; Ramos, M. I. F.; Lammertsma, E. I.; Antoine, P. -O. & Hoorn, C. 2015. Marine connections of Amazonia: Evidence from foraminifera and dinoflagellate cysts (early to middle Miocene, Colombia/Peru). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 417: 176-194.

Bouman, Q. C. 1959. Geology of the rio Uatumã, rio Abacate and surrounding areas. Belém, PETROBRAS; RENOR, (Relatório Técnico Interno, 288A).

Brade, A. C. 1972. Contribuição ao conhecimento das espécies brasileiras do gênero *Schizaea*, com especial referência às espécies do Brasil Austral. *Boletim do Herbarium Bradeanum*, 1(26): 285-295.

BRASIL. 1976. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de recursos naturais (geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra). Fl. SC 19 Água Branca. DNPM. Rio de Janeiro, 12: 458 pp..

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

- Brasier, M. D. 1980. *Microfossils*. In: George Allen & Unwin (eds.). London, 193 pp..
- BRASIL. 1977. Departamento Nacional de Produção Mineral. Projeto RADAMBRASIL. Folhas SB/SC. 18 Javari/Contamana; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. *DNPM*. Rio de Janeiro, 420 pp..
- BRASIL. 1977. Ministério de Minas e Energia. DNPM/CPRM. *Projeto Carvão no Alto Solimões*. Relatório Final. Manaus, 142 pp..
- BRASIL. 2013. Agência Nacional de Petróleo - ANP. Seminário Técnico-Ambiental da 12ª Rodada de Licitações - Bacia do Acre. [blocos-exploratorios-1/12-rodada-de-licitacao-de-blocos](#)] (Consultado em 10/05/2015).
- BRASIL. 2015. Mapa Geológico do Estado do Acre. Ministério do Planejamento, Orçamento e Gestão. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística - IBGE. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Sistema de Informações Geográficas do Brasil – Etapa 1: 1.000.000, Água Branca, Folha SB-18. [online: ftp://geofp.ibge.gov.br/informacoes_ambientais/geologia/levantamento_geologico/mapas/unidades_da_federacao/ac_geologia.pdf] (Consultado em: 20/02/2017).
- Brenner, G. J. 1968. Middle Cretaceous spores and pollen from Northeastern Peru. *Pollen et Spores*, 10: 341-383.
- Brenner, G. J. 1974. Palynostratigraphy of the Lower Cretaceous Gevar'am and Talme Yafe Formations in the Gevar'am well (Southern Coastal Plain, Israel). *Bulletin of the Geological Survey of Israel*, 59: 1-27.
- Brenner, G. J. & Bickoff, I. S. 1992. Palynology and age of the lower cretaceous basal kurnub group from the coastal plain to the northern Negev of Israel. *Palynology*, 16:137-185.

Broglio Loriga, C.; Goczan, F.; Haas, J.; Lenner, K.; Neri, C.; Oravec, A. S.; Posenato, R.; Szabo, I. & Toth, A. M. 1990. The lower Triassic sequences of the Dolomites (Italy) and transdanubian mid-mountains (Hungary) and their correlation. *Memorie di Scienze Geologiche*, 42: 41-103.

Broin, F.; Bocquentin, J. & Negri, F. R. 1993. Gigant turtles (Pleurodira, Podocnemididae) from the late Miocene-early Pliocene of South Western Amazon. *Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines*, 22(3): 657-670.

Bryan, P. 1942. Two Tertiary mammals from northern South America. *American Museum Novitates*, 1173: 1-7.

Bujak, J. P. & Williams, G. L. 1978. Cretaceous palynostratigraphy of offshore southeastern Canada. *Bulletin Geological Survey Canada*, 297(1-3): 1-19.

Cabrera, L.; Jung, W.; Kirchner, M.; Sáez, A. & Schleich, H. H. 1994. Crocodylian and palaeobotanical findings from the Tertiary Lignites of the As Pontes Basin (Galicia, NW-Spain) (Crocodylia, Plantae). *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, 173: 153-165.

Campbell, K. E. Jr.; Frayley, C. D. & Romero, P. L. 2006. The Pan-Amazonian Ucayali Peneplain, late Neogene sedimentation in Amazonia, and the birth of the modern Amazon River system. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 239: 166-219.

Campos, D. A. 1977. Tartarugas fósseis do Brasil. Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação (Mestrado), 101 pp..

Campos, D. A. & Broin, F. 1981. Tartarugas fósseis do Brasil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 53(1): 210-211.

Campos, J. N. P. & Teixeira, L. B. 1988. Estilos tectônicos da Bacia do Amazonas. In: *XXXV Congresso Brasileiro de Geologia*. Belém. Sociedade Brasileira de Geologia, 5: 2161-2172.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Cao, L. & Wang, X. 1999. Heterospores of the Genus *Ariadnaesporites* (Salviniaceae) from the Late Cretaceous, Heilongjiang. *Acta Micropalaeontologica Sinica*, 16(1): 50-53.

Caputo, M. V. 1973. Relatório preliminar de exploração da Bacia do Acre. *Relatório Técnico da PETROBRAS*, Belém, 665-A, 24 pp..

Caputo, M. V. 2014. Juruá Orogeny: Brazil and Andean Countries. *Brazilian Journal of Geology*, 44(2): 181-190.

Caputo, M. V. & Soares, E. A. A. 2016. Eustatic and tectonic change effects in the reversion of the Amazon River drainage. *Brazilian Journal of Geology*, 46(2): 301-328.

Caputo, M. V.; Rodrigues, R. & Vasconcelos, D. N. N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. *Relatório Técnico da PETROBRAS*. Rio de Janeiro, 641-A, 71 pp.

Caputo, M. V.; Rodrigues, R. & Vasconcelos, D. N. N. 1972. Nomenclatura estratigráfica da Bacia do Amazonas: Histórico e atualização. *Anais do XXVI Congresso Brasileiro de Geologia*, 3: 35-46.

Cardoso, T. R. M. & Rodrigues, M. A. C. 2005. “Complexo” *Veryachium*: Acritarcos Indicativos do Siluriano? *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ*, 28(1): 143-157.

Carpenter, R. J.; Jordan, G. J. & Hill, R. S. 2007. A Toothed Lauraceae Leaf from the Early Eocene of Tasmania, Australia. *International Journal of Plant Sciences*, 168(8): 1191-1198.

Carvalho, M. A. 2001. Paleoenvironmental reconstruction based on palynological and palynofacies analyses of the Aptian - Albian succession in the Sergipe Basin, northeastern, Brazil. *Ruprecht-Karls-Universität Heidelberg* - Thesis: 192 pp..

Carvalho, P.; Bocquentin, J. & Broin, F. L. 2002. Une nouvelle espèce de *Podocnemis* (Pleurodira, Podocnemididae) provenant du Néogène de la Formação Solimões, Acre, Brésil. *Geobios*, 35: 677-686.

Cavalcante, L. M. 2006. Geologia do Estado do Acre. Programa Estadual de Zonamento Ecológico-Econômico do Estado do Acre Fase II: Documento Síntese. Escala: 1:250.000, Água Branca. SEMA, 354 pp..

Chandless, W. 1866. Ascent of the River Purús. In: *Journal of Royal Geographical Society of London*, 36: 86-118.

Christophel, D. C. & Lys, S. D. 1986. Mummified Leaves of Two New Species of Myrtaceae from the Eocene of Victoria, Australia. *Australian Journal of Botany*, 34(6): 649-662.

Christophel, D. C.; Harris, W. K. & Syber, A. K. 1987. The Eocene flora of the Anglesea Locality, Victoria. *Alcheringa*, 11(4): 303-323.

Clapham, W. B. 1970. Permian miospores from the Flowerpot Formation of western Oklahoma. *Micropaleontology*, 16(1): 15-36.

Clarke, R. F. A. 1965. British Permian saccate and monosulcate miospores. *Palaeontology*, 8(2): 322-354.

Clyde, W. C.; P. Wilf, A.; Slingerland, R. L.; Barnum, T.; Bijl, P. K.; Bralower, T. J.; Brinkhuis, H.; Comer, E. E.; Huber, B. T.; Ibañez-Mejia Jicha, M. B. R.; Krause, J. M.; Schueth, J. D.; Singer, B. S.; Raigemborn, M. S.; Schmitz, M. D.; Sluijs, A. & Zamalao, M. C. 2014. New age constraints for the Salamanca Formation and lower Río Chico Group in the western San Jorge Basin, Patagonia, Argentina: Implications for Cretaceous-Paleogene extinction recovery and land mammal age correlations. *Geological Society America Bulletin*, 126(3-4): 289-306.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS · 11

Colbert, E. H. 1973. Continental drift and the distribution of fossil reptiles. In: Tarling, D. H. & Runcorn, S. K. (ed.). *Implications of continental drift to the Earth Sciences*. New York: *New York Academic Press*, p. 395-412.

Cole, J. M.; Abdelrahim, O. B.; Hunter, A. W.; Schrank, E. & Bin Ismail, M. S. 2017. Late Cretaceous spore-pollen zonation of the Central African Rift System (CARS), Kaikang Trough, Muglad Basin, South Sudan: angiosperm spread and links to the Elaterates Province. *Palynology* 41: 547-578.

Cole, J. M.; Abdelrahim, O. B.; Hunter, A.; Schrank, E. & Suhaili Bin Ismail, M. 2017. Late Cretaceous spore-pollen zonation of the Central African Rift System (CARS), Kaikang Trough, Muglad Basin, South Sudan: angiosperms pread and links to the Elaterates Province. *Palynology*, 41(2): 1-31.

Collinson, M. E. 2002. The ecology of Cenozoic ferns. *Review Palaeobotany and Palynology*, 119: 51-68.

Colinvaux, P. A. & Oliveira, P. E. (2001). Amazon Plant diversity and climate through the Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 166(1-2): 51-63.

Conran, J. G.; Kaulfuss, U.; Bannister, J. M.; Mildenhall, D.C. & Lee, D. E.. 2010. *Davallia* (Polypodiales: Davalliaceae) macrofossils from Early Miocene Otago (New Zealand) with in situ spores. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 162: 84-94.

Cooke, G. M.; Chao, N. L. & Beheregaray, L.B. 2012. Marine incursions, cryptic species and ecological diversification in Amazonia: the biogeographic history of the croaker genus *Plagioscion* (Sciaenidae). *Journal of Biogeography*, 39: 724-738.

Cookson, I. C. & Eisenack, A. 1969a. Microplankton from Australia Cretaceous sediments. *Micropaleontology*, 6(1): 1-18.

Cookson, I. C. & Eisenack, A. 1969b. Some microplankton from two bores at Balcatta, Western Australia. *Journal of the Royal Society of Western Australia*, 52: 3-8.

Cope, E. D. 1867. An addition to the vertebrate fauna of the Miocene period, with a synopsis of the extinct Cetacea of the United States. *Proceedings of the Academy of Natural Sciences of Philadelphia*, 19(4): 138-157.

Couper, R. A. 1953. Upper Mesozoic and Cainozoic spores and pollen grains from New Zealand. New Zealand Geological Survey: *Palaeontological Bulletin*. R. E. Owen, Government Printer, 22: 77 pp..

Courtinat, B. 1989. Les organoclastes des formations lithologiques du Malm dans le Jura méridional: systématique, biostratigraphie et éléments d'interprétation paléoécologique. Laboratoires de Géologie de la Faculté des Sciences de Lyon, Documents 105: pp. 1-361.

Crame, J. A. 1992. Evolutionary history of the polar regions. *Historical Biology*, 6(1): 37-60.

Crame, J. A.; Pirrie, D.; Riding, J. B. & Thomson, M. R. A. 1991. Campanian-Maastrichtian (Cretaceous) stratigraphy of the James Ross Island area, Antarctica. London, *Journal of the Geological Society*, 148: 1125-1140.

Crane, P. R. 1989. Paleobotanical evidence on the early radiation of nonmagnoliid dicolyledons. *Plant Systematics and Evolution*, 162: 165-191.

Crame, J. A.; Pirrie, D.; Riding, J. B. & Thomson, M. R. A. 1991. Campanian-Maastrichtian (Cretaceous) stratigraphy of the James Ross Island area, Antarctica. *Journal of the Geological Society*, London, 148: 1125-1140.

Crane, P. R.; Friis, E. M. & Pedersen, K. R. 1994. Paleobotanical evidence on the early radiation of magnoliid angiosperms. *Plant Systematics and Evolution* [Suppl.], 8: 51-72.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Cruz, N. M. C. 1984. Palinologia do Linhito do Solimões no Estado do Amazonas. *Anais do Simpósio Amazônico*, Manaus, pp. 473-480.

Cunha, P. R. C. 2006. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Acre. *Fundação Paleontológica Phoenix*, Aracaju, Vol. 8, nº 86.

Cunha, P.R.C., 2007. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 15(2): 207-215.

da Cunha, F. M. B. 1963. Estado do Acre; reconhecimento geológico dos rios Purus, Santa Rosa, Chandless, Iaco e Acre. *Petrobras-Sraz*, Relatório Técnico. Int. 532-A, Belém, 24 pp..

Daemon, R. F., & Contreiras, C. J. A. 1971. Zoneamento palinológico da Bacia do Amazonas. In: *XXV Congresso Brasileiro de Geologia*, São Paulo, Anais. São Paulo, SBG/Núcleo São Paulo, 3: 79-88.

Dalmayrac, B. 1978. Géologie de la cordillère orientale de la région de Huanuco: as place dans une transversale des Andes du Pérou central: (9°S a 10° 30'S). Paris: *Office de la Recherche Scientifique et Technique d'Outre-Mer. Géologie des Andes péruviennes*. Travaux et documents, 93: 161 pp..

de Lima, M. R. 1978. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). Introdução geológica e descrição sistemática dos esporos da subturma Azonotriletes. *Ameghiniana*, 15: 333-365.

de Lima, M. R. 1979. Paleontologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil); estágio atual de conhecimentos: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 51: 545-556.

de Lima, M. R. 1980. Palinologia da Forma Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). III. Descrição sistemática dos pólenes da turma Plicates (Subturma Costates). *Ameghiniana*, 17(1): 15-47.

de Lima, M. R. 1982. Palinologia da Formação Codó, Região de Codó, Maranhão. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 13: 43-134.

de Lima, M. R.; Vespucci, J. B.; & Suguio, K. 1985. Estudo palinológico de uma camada de linhito da Formação Caçapava, Bacia de Taubaté, Terciário do Estado de São Paulo, Brasil: *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 57: 183-197.

de Lima, M. R. 1989. Palinologia da Formação Santana (Cretáceo do Nordeste do Brasil). IV - Descrição dos pólenes das turmas Plicates e poroses, esporos, *incertae sedis* e microplancton marinho. *Ameghiniana*, 26(1-2): 63-81.

de Lima, M. R. 1990. Estudo palinológico de sedimentos da Baía de Ico, Cretáceo do Estado do Ceará, Brasil. Departamento de Paleontologia e Estratigrafia, Instituto de Geociências/USP, São Paulo. *Bol. IG-USP, Série Científica*, 21: 35-46.

de Lima, M. R. & Melo, M. S. 1994. Palinologia de Depósitos Rudáceos da Região de Itatiaia, Bacia de Resende - RJ. *Geonomos*, 2(1): 12-21.

de Porta, J. 1974. Lexique Stratigraphique International. Volume V Amérique Latine. Centre National de la Recherche Scientifique. Paris, 4: 692 pp..

Deaf, A. S.; Harding, I. C. & Marshall, J. 2014. Cretaceous (Albian-? early Santonian) palynology and stratigraphy of the Abu Tunis 1x borehole, northern Western Desert, Egypt. *Palynology*, 38(1): 51-77.

Deflandre, G. 1935: Considérations biologiques sur les microorganismes d'origine planctonique conservés dans les silex de la craie. *Bulletin biologique de la France et de la Belgique*, 69: 213-244.

Dettmann, M. E. 1994. Cretaceous vegetation. The microfossil record. History of the Australian vegetation Cretaceous to Recent. R. S. Hill. Cambridge, *Cambridge University Press*, 143-170.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS · 11

Dettmann, M. E. & Thomson, M. R. A. 1987. Cretaceous palynomorphs from the James Ross Island area, Antarctica - A Pilot Study. *British Antarctic Survey Bulletin*, 77:13-59.

Deunff, J. 1954. *Veryachium*, genre nouveau d'Hystricosphères du Primaire. *Compte rendu sommaire des séances de la Société Géologique de France*, 13: 305-307.

Dias-Brito, D. Global stratigraphy, palaeobiogeography and palaeoecology of Albian-Maastrichtian pithonellid calcispheres: impact on Tethys configuration. *Cretaceous Research*, v.21, p. 315-349, 2000.

Dias-Brito, D.; Pessagno, Jr., E. A. & Castro, J. C. 1999. Novas considerações cronoestratigráficas sobre o silicite e radiolários do sul da Bacia Sanfranciscana, Brasil, e a ocorrência de foraminíferos planctônicos nestes depósitos. In: *V Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil*. Boletim, Rio Claro, UNESP, p. 567-575.

Dilcher, D. L. 2001. Paleobotany: some aspects of non-flowering and flowering plant evolution. *Taxon*, 50: 697-711.

Dino, R. 1992. Palinologia, Bioestratigrafia e Paleontologia da Formação Alagamar - Cretáceo da Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. Programa de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. Tese Doutoral, 300 pp..

Dolding, P. J. D. 1992. Palynology of the Marambio Group (Upper Cretaceous) of northern Hump Island. *Antarctic Science*, 4(3): 311-326.

Duane, A. M. 1996. Palynology of the Byers Group (Late Jurassic – Early Cretaceous) of Lingshan and Snow islands, Antarctica Peninsula: its biostratigraphical and palaeoenvironmental significance. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 91: 241-281.

Dueñas, J. H. 1979. Observations on the genera *Magnastriatites* Germeraad *et al.*, 1968. Bogota, *Boletín Geológico*, 22(3): 88-93.

Dueñas, H. 1980a. Palynology of Oligocene-Miocene strata of borehole Q-E-22, Planeta Rica, Northern Colombia. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 30: 313-328.

Dueñas, J. H. 1980b. Some remarks about the genus *Magnastriatites*, Germeraad *et al.*, 1968. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 30: 315-317.

Dueñas, J. H. 1986. Geología y palinología de la Formación Cienaga de Oro, región caribe Colombiana. *Publicaciones Geológicas Especiales del Ingeominas*, 18: 1-51.

Dutra, T. L. & Batten, D. J. 2000. Upper Cretaceous floras of King George Island, West Antarctica, and their palaeoenvironmental and phytogeographic implications. *Cretaceous Research*, 21: 181-209.

Eberth, D. A.; Russell, D. A.; Braman, D. R. & Deino, A. L. 1994. The age of the dinosaur-bearing sediments at Tebch, Inner Mongolia, People's Republic of China. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 30(10-11): 2101-2106.

Ecke, H. H. 1986. Palynologie des Zechsteins und Unteren Buntsandsteins im Germanischen Becken. Dissertation *Georg-August-Universität Göttingen*, 1-117.

Eiras, J. F.; Bewcker, C. R.; Souza, E. M.; Gonzaga, F. G.; Silva, F. G. F. da.; Daniel, L. M. F.; Matsuda, N. S. & Feijó, F. J. 1994. Bacia do Solimões. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio De Janeiro, 8(1): 17-45.

Eisawi, A. & Schrank, E. 2008. Upper Cretaceous to Neogene palynology of the Melut Basin, southeast Sudan. *Palynology*, 32: 101-129.

Eisawi, A. A. M.; Ibrahim, A. B.; Rahim, O. B. A. and Schrank, E. 2012. Palynozonation of the Cretaceous to Lower Paleogene Strata of the Muglad Basin, Sudan. *Palynology*, 36(2): 191-207.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

El Beialy, S.; El Atfy, H. S.; Zavada, M. S.; El Khoriby, E. M. & Abu-Zied, R. H. 2010. Palynological, palynofacies, paleoenvironmental and organic geochemical studies on the Upper Cretaceous succession of the GPTSW-7 well, North Western Desert, Egypt. *Marine and Petroleum Geology*, 27: 370-385.

El Beialy, S.; El-Soughier, M.; Abdel Mohsen, S. & El Atfy, H. 2011. Palynostratigraphy and paleoenvironmental significance of the Cretaceous succession in the Gebel Rissu-1 well, north Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 59: 215-226.

Elsik, W. C. 1966. New Sporomorph genera from the Upper Cretaceous of Perú: *Pollen et Spores*, 8(3): 553-564.

Emery, D. & Myers, K. J. 1996. Sequence Stratigraphy. *Blackwell*, Oxford, 297 pp..

Eshet, Y. 1990. Paleozoic-Mesozoic Palynology of Israel: I: Palynological Aspects of the Permo-Triassic Succession in the Subsurface of Israel. *Geological Survey of Israel*, 81: 1-57.

Evitt, W. R. 1963a. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagelates, hystrichospheres and acritarchs, I. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 49: 158-164.

Evitt, W. R. 1963b. A discussion and proposals concerning fossil dinoflagellates, hystrichospheres and acritarchs, II. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 49: 298-302.

Evitt, W. R.; Clarke, R. F. A. and Verdier, J. P. 1967. Dinoflagellate studies *Dinogymnium acuminatum* n. gen., n. sp. (Maastrichtian) and other fossils formerly referable to *Gymnodinium* Stein. Stanford University Publications, *Geological Sciences*, 10(4): 1-27.

Farabee, M. J.; Taylor, E. L. & Taylor, T. N. 1990. Correlation of Permian and Triassic palynomorph assemblages from the central Transantarctic Mountains, Antarctica. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65: 257-265.

Farke, A. A.; Ryan, M. J.; Barrett, P. M.; Tanke, D. H.; Braman, D. R.; Loewen, M. A. & Graham, M. R. 2011. A new centrosaurine from the Late Cretaceous of Alberta, Canada, and the evolution of parietal ornamentation in horned dinosaurs. *Acta Palaeontologica Polonica*, 56(4): 691-702.

Fasola, A. 1969. Estudio palinológico de la Formación Loreto (Terciario Medio), Provincia de Magallanes, Chile. *Ameghiniana*, VI(1): 3-49.

Fay, R. O. & Graffham, A. A. 1982. Biostratigraphic and paleontological studies. Echinoderm faunas from the Bromide Formation (Middle Ordovician) of Oklahoma: Lawrence, Kansas, *University of Kansas Paleontological Institute Monograph*, 11: 30-33.

Feijó, F. J. & Souza, R. G. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, 8(1): 9-16.

Fensome, R. A.; Williams, G.; Sedley-Barss, M.; Freeman, J. & Hill, J. 1990. Acritarchs and fossil Prasinophytes: An index to Genera. Species and Intraspecific Species. Contributions Series. *American Association of Stratigraphic palynologists Foundation*, 25: 1-771.

Fensome, R. A.; Mac Rae, R. A. Moldowan, J. M.; Taylor, F. J. R. & Williams, G. L. 1996b.

The early Mesozoic radiation of dinoflagellates. *Paleobiology*, 22: 329-338.

Fiet, N. Stratigraphie intégrée d'une série pélagique à horizons enrichis en matière organique: l'Aptien-Albien du bassin de Marches-Ombrie (Italie Centrale). Paris : École des Mines de Paris, Centre de Géotechnique et d'Exploitation du Sous-sol - Sédimentologie, *Mémoires des Sciences de la Terre*, 36: 283 pp..

Fiet, N.; Masure, E. 2001. Les dinoflagellés albiens du bassin de Marches-Ombrie (Italie): proposition d'une biozonation pour le domaine téthysien. *Cretaceous Research*, 22: 63-77.

Fijalkowska, A. 1994. Palynological aspects of the Permo-Triassic succession in the Holy Cross Mountains, Poland. *Documenta Naturae*, 87: 1-76.

Fischer, A. G. 1981. Climatic oscillations recorded in the biosphere. In: Nitecki, M. (ed.). Biotic crises in ecological and evolutionary time. New York: *Academic Press*, p. 103-131.

Fleisher, R. L. & Lane, H. R. 1999. Applied paleontology. In: Edward A. Beaumont & Norman H. Foster (eds.), Treatise of Petroleum Geology/Handbook of Petroleum Geology: Exploring for Oil and Gas Traps, *The American Association of Petroleum Geologists*, Tulsa, Oklahoma, 17: 17-65.

Fossilworks: Gateway to the Paleobiology Database, MacQuarie University [*online*: <http://fossilworks.org/?a=taxonInfo&taxon>].

Foucher, J. C. 1979. Distribution stratigraphique des kystes de dinoflagellés et des acritarches dans le Crétacé Supérieur du bassin de Paris et de l'Europe septentrionale. *Palaeontographica* Abt. B, 169: 78-105.

Frailey, C. D.; Lavina, E.; Rancy, A. & Souza-Filho, J. 1986. A proposed Pleistocene/Holocene lake in the Amazon Basin and its significance to Amazonian geology and biogeography. *Acta Amazonica*, 18(3-4): 119-143.

Frakes, L. A. 1999. Estimating the global thermal state from Cretaceous sea surface and continental temperature data. In: Barrera, E. & Johnson, C. (ed.). Evolution of the Cretaceous Ocean-Climate System. Boulder: *Geological Society of America*, Special Paper, 332: 49-57.

Gaffney, E. S.; Campbel, K. E. & Wood, R. C. 1998. Pelomedusoid side-necked turtles from Late Miocene sediments in Southwestern Amazonia. *American Museum Novitates*, 3245: 1-11.

Gasparini, Z. 1985. Un nuevo cocodrilo (Eusuchia) Cenozoico de América del Sur. *Coletânea de Trabalhos Paleontológicos, Série Geologia, Seção Paleontologia e Estratigrafia*, 27(2): 51-53.

Gayet, M.; Jégu, M.; Bocquentin, J. & Negri, F. R. 2003. New characoids from the Upper Cretaceous and Paleocene of Bolivia and the Mio-Pliocene of Brazil: phylogenetic position and palaeobiogeographic implications. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 23(1): 28-46.

GEI. 1980. Guia Estratigráfico Internacional. *Reverte*, Barcelona, 205 pp. (Traducción al español de Hedberg, H. D. (ed.) - John Wiley & Sons, Herd, 1976).

Germeraad, J. H.; Hopping, C. A. & Muller, J. 1968. Palynology of Tertiary sediments from tropical areas. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 6(3-4): 189-348.

Goha, R. B.; Zeli, B. D.; Yao, R. K.; Tea-Yassi, J.; Kouadio, D. K.; & Tahi, Ignacec. 2012. Stratigraphie Palynologique du Maastrichtien Supérieur-Eocène Supérieur du Bassin Sédimentaire Offshore de Côte d'Ivoire, Afrique de l'Ouest. *International Journal of African Studies*, 6: 40-57.

Gomez, A.; Jaramillo, C.; Parra, M. & Mora, A. 2009. Huesser Horizon: A lake and marine incursion in Northwestern South America during the Early Miocene. *Palaios*, 24: 199-210.

Gonzalez Estebenet, M. S.; Cereceda, A. & Guler, M. V. 2017. Late Cretaceous organic-walled dinoflagellate cysts from the Alta Vista Formation, Austral Basin, Argentina. *Ameghiniana*, 54(6): 688-699.

Gonzalez-Guamán, A. E. 1967. A palynologic study on the upper Los Cuervos and Mirador formations (lower and middle Eocene), Tibú Area, Colombia: *Ed. Leiden, E.J. Brill*, 68 pp..

Goodall, J.; Coles, G. & Whitaker, M. 1992. An integrated palynological, palynofacies and micropaleontological study of the pre-Salt formations of the South Gabon Subbasin and the Congo Basin. *Bull. Centr. Rech. Explr.-Prod. Elf-Aquitaine. Memoire*, 13: 362-399.

Gordon, W. A. 1973. Marine life and ocean surface currents in the Cretaceous. *Journal of Geology*, 81: 269-284.

Gradstein, F. M.; Ogg, J. G. & Smith, A.G. 2005. A Geologic Time Scale 2004. *Cambridge University Press*, 610 pp..

Graham, A. 1989. Studies in neotropical paleobotany. VII. The Lower Miocene communities of Panama - the La Boca Formation. *Annals of the Missouri Botanical Garden*, 76: 50-66.

Graham, A. 1993. Contribution toward a Tertiary palynostratigraphy for Jamaica: The status of Tertiary paleobotanical studies in northern Latin America and preliminary analysis of the Guys Hill Member (Chapelton Formation, middle Eocene) of Jamaica. In: Wright, R. M. and Rbinson, E. eds., *Biostratigraphy of Jamaica: Boulder, Colorado, Geological Society of America Memoir*, 182: 443-461.

Graham, A.; Cozadd, D.; Areces-Mallea, A. & Frederiksen, N. O. 2000. Studies in neotropical paleobotany. XIV. A palynoflora from the Middle Eocene Saramaguacan Formation of Cuba. *American Journal of Botany*, 87(10): 1526-1539.

Gregory, W. A. & Hart, G. F. 1995. Distribution of pollen and spores in a subsurface marine Wilcox (Paleocene-Eocene) section in southwest Louisiana. *Palynology* 19: 1-43.

Gross, M., Piller, W. E.; Ramos, M. I. & Paz da Silva, J. D. 2011. Late Miocene sedimentary environments in south - Western Amazonia (Solimões Formation; Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 169-181.

Gross, M.; Ramos, M. J.; Caporaletti, M. & Piller, W. E. 2013. Ostracods (Crustacea) and their paleoenvironmental implication for the Solimões Formation (Late Miocene; Western Amazonia/Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 42: 216-241.

Gross, M.; Ramos, M. I. F. & Piller, W. E. 2014. On the Miocene *Cyprideis* species flock (Ostracoda; Crustacea) of Western Amazonia (Solimões Formation): Refining taxonomy on species level. *Zootaxa*, 3899: 1-69.

Guennel, G. K. 1952. Fossil spores of the Alleghenian coals in Indiana; *Indiana Geological Survey, Reports of Progress*, 4: 1-40.

Guler, M. V.; Lazo, D. G.; Pazos, P. J.; Borel, C. M.; Ottone, E. G.; Tyson, R. V.; Cesaretti, N. & Aguirre-Urreta, M. B. 2012. Palynofacies analysis and palynology of the Agua de la Mula Member (Agridio Formation) in a sequence stratigraphy framework, Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina. *Cretaceous Research*, 41: 65-81.

Haag, N. A. 2011. Paleoeologia do Mioceno Superior da Amazônia Sul-Occidental. *Anais do XXII Congresso Brasileiro de Paleontologia*, pp. 660-669.

Haag, N. A., 2012. Potencial fossilífero e geológico do Cretáceo-Neógeno da Bacia do Acre, Vale do Juruá (Amazônia Sul-Occidental), In: Lopes, F. C.; Andrade, A. I.; Henriques, M. H.; Quinta-Ferreira, M.; Barata, M. T. & Pena dos Reis, R. (Coords.), Para Conhecer a Terra: Memórias e Notícias de Geociências no Espaço Lusófono, *Imprensa da Universidade de Coimbra*, Coimbra, pp. 223-227.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Haag, N. A. & Henriques, M. A. 2014. Patrimônio Geológico do Parque Nacional da Serra do Divisor (Acre, Brasil): uma avaliação qualitativa/Geological Heritage of Serra do Divisor National Park (Acre, Brasil): a qualitative assessment. *Comunicações Geológicas* 101, Especial III: 1279-1282.

Haag, N. & Henriques, M. H. 2016. “The Paleontological Heritage of the Acre (Amazonia, Brazil): Contribution Towards a National Paleontological Database”. *Geoheritage*, 8: 381-391.

Habib, D.; Drugg, W. S. 1987. Palynology of Sites 603 and 605, Leg 93, Deep Sea Drilling Project. In: VAN HINTE, J.E.; WISE, S.W., Jr. *et al.* (ed.) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: *U.S. Government Printing Office*, 93: 751- 775.

Haffer, J. & Prance, G. T. 2002. Impulsos climáticos da evolução na Amazônia durante o Cenozóico: sobre a teoria dos Refúgios da diferenciação biótica. *Estudos Avançados*, 16(46): 175-206. [online: <http://dx.doi.org/10.1590/S0103-40142002000300014>] (consultado em 15/11/2018).

Hall, J. W. 1967. Two new species of *Ariadnaesporites*. *Pollen et Spores*, 9(3): 563-568.

Hall, J. W. 1975. *Ariadnaesporites* and *Glomerisporites* in the Late Cretaceous: ancestral *Salviniaceae*. *American Journal of Botany*, 62(4): 359-369.

Hall, J. W. & Peake, N. M. 1968. Megaspore assemblages in the Cretaceous of Minnesota. *Micropaleontology*, 14(4): 456-464.

Ham, C. & Herrera, L. 1963. Role of sub-Andean fault system in tectonics of eastern Peru and Ecuador. In: Childs, O. E. & Bedoe, B. W. (Eds.). *Backbone of the Americas: tectonic history from pole to pole: a symposium*. Tulsa: *American Association of Petroleum Geologists*. AAPG, Memoir, 2: 47-61.

Hamilton, H.; Caballero, S.; Collins, A. G. & Brownell Jr., R. L. 2001. Evolution of river dolphins. *Proceedings Royal Society London B*, 268: 549-556.

Hankel, O. 1993. Early Triassic plant microfossils from Sakamena sediments of the Majunga Basin, Madagascar. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 77: 213-233.

Haq, B. V.; Hardebol, J. & Vail, P. R. 1987. Chronology of fluctuating sea level since Triassic (250 million years ago present). *Science*, 235: 1156-1167.

Harrington, C. R.; Lebel, S.; Paiement, M. & Vernal, A. 2006. Felix: A Late Pleistocene white whale (*Delphinapterus leucas*) skeleton from Champlain Sea deposits at Saint-Felix-de-Valois, Quebec. *Geographic physique et Quaternair*, 60(2): 183-198.

Hay, W. W. & Floegel, S. 2012. New thoughts about the Cretaceous climate and oceans. *Earth-Science Reviews*, 115: 262-272.

Heimhofer, U. & Hochuli, P.-A. 2010. Early Cretaceous angiosperm pollen from a low latitude succession (Araripe Basin, NE Brazil). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 161: 105-126.

Helby, R.; Morgan, R. & Partridge, A. D. 1987. A palynological zonation of the Australian Mesozoic, In: Jell, P. A., ed., *Studies in Australian Mesozoic Palynology: Sydney, Association of Australasian Palaeontologists*, pp. 1-85.

Henriques, M. H.; Tavares, A. O. & Bala, A. L. 2013. The geological heritage of Tundavala (Angola): An integrated approach to its characterization. *Journal of African Earth Sciences*, 88: 62-71.

Henriques, M. H. & Pena dos Reis, R. (2015). "Framing the Palaeontological Heritage Within the Geological Heritage: An Integrative Vision", *Geoheritage*, 7, pp. 249-259.

Herngreen, G. F. W. 1973. Palynology of Albian-Cenomanian strata of Borehole 1-QS-1-MA, State of Maranhão, Brazil: *Pollen et Spores*, 15(3-4): 515-555.

Herngreen, G. F. W. 1975a. An upper Senonian pollen assemblage of borehole 3-Pia-10A1 state of Alagoas, Brazil: *Pollen et Spores*, 17: 93-140.

Herngreen, G. F. W. 1975b. Palynology of the Middle and Upper Cretaceous strata in Brazil. *Medelingen Rijks Geologische Dienst, Nieuwe Serie*, 26: 39-91.

Hesse, M.; Halbritter, H.; Zetter, R.; Weber, M.; Buchner, R.; Fronsch-Radivo, A. & Ulrich, S. 2010. Pollen Terminology: An illustrated handbook. *Springer-Verlag/Wien*, 261 pp..

Higgins, M. A.; Ruokolainen, K.; Tuomisto, H.; Llerena, N.; Cardenas, G.; Phillips, O. L.; Vasquez, R. & Räsänen, M. 2011. Geological control of floristic composition in Amazonia forest. *Journal of Biogeography*, 38(11): 2136-2149.

Hill, R. S. 1984. Tertiary Nothofagus macrofossils from Cethana, Tasmania. *Alcheringa*, 8(1): 81-86.

Hill, R. S. 1991. Leaves of Eucryphia (Eucryphiaceae) from tertiary sediments in southeastern Australia. *Australian Systematic Botany*, 4(3): 481-497.

Hills, L. V.; Nicholls, E. L.; Nunez-Betelu, L. M. & McIntyre D. J. 1999. Hesperornis (Aves) from Ellesmere Island and palynological correlation of known Canadian localities. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 36: 1583-1588.

Hints, L. 1998. Oandu stage (Caradoc) in central North Estonia. *Proceedings of the Estonian Academy of Science*, 47(3): 158-172.

Hoek, R. P.; Eshet, Y. & Almogi-Labin, A. 1996. Dinoflagellate cyst zonation of Campanian-Maastrichtian sequences in Israel. *Micropaleontology*, 42(2): 125-150.

Hoorn, C. 1993. Miocene incursions and the influence of Andean tectonics on the Miocene depositional history of northwestern Amazonia: results of a palynostratigraphic study. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 105: 267-309.

Hoorn, C. 1994a. Fluvial palaeoenvironments in the intracratonic Amazonas Basin (Early Miocene to Early Middle Miocene, Colombia). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 109: 1-54.

Hoorn, C. 1994b. An environmental reconstruction of the palaeo-Amazon River system (Middle - Late Miocene, northwest Amazonia). *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*, 112(3): 187-238.

Hoorn, C.; Wesselingh, F. P.; Hovikoski, J. & Guerrero, J. 2010. The development of the Amazonian mega-wetland (Miocene; Brazil, Colombia, Peru, Bolivia). In: Hoorn, C. & Wesselingh, F.P. (eds.). Amazonia, Landscape and Species Evolution: a Look into the Past, *Wiley-Blackwell*, Oxford, p.123–142.

Hradecka, L.; Lobitzer, H.; Ottner, F.; Schlagintweit, F.; Svobodova, M.; Szente, I.; Svabenicka, L. & Zorn, I. 2005. Biostratigraphy and paleoenvironment of the lower Gosau subgroup of Eisenbach brook in Salzkammergut (Upper Austria). *Beiträge zur Geologie des Gmundner Bezirks/Gmundner Geo-Studien*, 3: 25-42.

Hsiou, A. S.; Ferigolo, J. & Albino, A. M. 2007. Sobre os Squamata (Lepidosauria) da Formação Solimões, Mioceno da Amazônia Sul-Occidental, Brasil. *Ameghiniana*, 44(4): 23.

Hsiou, A. S.; Albino, A. M. & Ferigolo, J. 2009. First Lizard Remains (Teiidae) from the Miocene of Brazil (Solimões Formation). *Revista Brasileira de Paleontologia*, 12(3): 225-230.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS · 11

Huber, B. T.; Hodell, D. A. & Hamilton, C. P. 1995. Mid- to late Cretaceous climate of the southern high latitudes: stable isotopic evidence for minimal equator-to-pole thermal gradients. *GSA Bulletin*, 107: 1164-1191.

Hubert, N. & Renno, J. 2006. Historical biogeography of South American freshwater fishes. *Journal of Biogeography*, 33: 1414-1436.

Hutchison, C. S. 2005. Geology of North-West Borneo: Sarawak, Brunei and Sabah. *Elsevier*. Amsterdam, 444 pp.

Hyde, H. A. & Williams, D. A. 1944. Studies in atmospheric pollen. I. A daily census of pollens at Cardiff. *New Phytologist*. 43: 49-61.

Ibrahim, M. I. A. 1996. Aptian-Turonian palynology of the Ghazalat-1 well (GTX-1), Qattara Depression, Egypt. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 94: 137-168.

Ibrahim, M. & Abdel-Kireem, M. R. 1997. Late Cretaceous palynofloras and foraminifera from Ain El-Wadi area, Farafra Oasis, Egypt. *Cretaceous Research*, 18: 633-660.

Ibrahim, M. I.; Zobia, M. K.; El-Noamani, M. Z. & Tahoun, S. 2017. A review of the angiosperm pollen genus *Cretacaeiporites* Herengreen, with one new species from the Upper Cretaceous of Egypt. *Palynology*, 41(1): 101-116.

ICMBio. 2009. Plano de Manejo do Parque Nacional Montanhas do Tumucumaque. In: Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade, [*online*: http://www.icmbio.gov.br/portal/images/stories/imgs-unidades-coservacao/parna_montanhas-do-tumucumaque.pdf] (consultado em: 09/02/2014).

Iversen, J & Troels-Smith, J. 1950. Pollenmorfogiske definitioner og typer. *Danmarks geologiske Undersøgelse*, 4, N° 8.

Jan du Chene, R. E. 1977, Some new pollen species of the Upper Maastrichtian, Tar Sand, Abeokuta Formation, Southern Nigeria, *Revista Española de Micropaleontología*, 9(2): 191-201.

Jan du Chene, R. E.; Adekoge, O. S.; Adediran, S. A. & Petters, S. W. 1978. Palynology and foraminifera of the Lokoja Sandstone (Maastrichtian), Bida Basin, Nigeria, *Revista Española de Micropaleontología*, 10(3): 379-393.

Jansonius, J. 1962. Palynology of Permian and Triassic sediments, Paece River Area, Western Canada. *Palaeontographica Abteilung B*, 110: 35-98.

Jansonius, J. & McGregor, D. C. 1996. Palynology: principles and application. *American Association of Stratigraphic Palynologists*, Dallas, Vol. 1-3.

Jaramillo C. A. & Dilcher D. L. 2000. Microfloral diversity patterns of the late Paleocene-Eocene interval in Colombia, northern South America. *Geology*, 28: 815-818.

Jaramillo, C. A. & Dilcher, D. L. 2001. Middle Paleogene palynology of Central Colombia, South America: A study of pollen and spores from tropical latitudes. *Palaeontographica Abteilung B*, 258(4-6): 87-213.

Jaramillo, C. A.; Bayona, G.; Pardo-Trujillo, A.; Rueda, M.; Torres, V.; Harrington, G. J. & Mora, G. 2007. The palynology of the Cerrejón Formation (Upper Paleocene) of northern Colombia. *Palynology*, 31(1): 153-189.

Jaramillo, C. A.; Hoorn, C.; Silva, S. A. F.; Leite, F.; Herrera, F.; Quiroz, L.; Dino, R. & Antonioli L. 2010. The origin of the modern Amazon rainforest: implications of the palynological and palaeobotanical record. In: Hoorn, C. & Wesselingh, F. P. Eds.), *Amazonia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*, 1: 317-334.

Jaramillo, C. A.; Rueda, M. & Torres, V. 2011. A palynological zonation for the Cenozoic of the Llanos and Llanos Foothills of Colombia. *Palynology*, 35(1): 46-84.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Jardiné, S. & Magloire, L. 1965. Palynologie et stratigraphie du Crétacé des Bassin du Sénégal et Cote d'Ivoire. *Mémoires du Bureau de Recherches Géologiques et Minières*, 32: 187-245.

Jarvis, I.; Carson, G. A.; Cooper, M. K. E.; Hart, M. B.; Leary, P. N.; Tocher, B. A.; Horne, D. & Rosenfeld, A. 1988. Microfossil assemblages and the Cenomanian - Turonian (Late Cretaceous) oceanic anoxic event. *Cretaceous Research*, 9: 3-103.

Jarzen, D. M. & Nichols, D. J. 1996. Pollen, In: Jansonius, J. & McGregor, D. C. (ed.), *Palynology: principles and applications: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 1: 261-291.

Jordan, G. J.; Macphail, M. K.; Barnes R. & Hill R. S. 1995. An Early to Middle Pleistocene Flora of Subalpine Affinities in Lowland Western Tasmania. *Australian Journal of Botany*, 43(2): 231-242.

Kachniasz, K. E. & Silva-Caminha, S. A. F. 2016. Palinoestratigrafia da Formação Solimões: Comparação entre bioestratigrafia tradicional e o método de associações unitárias. *Revista Brasileira de paleontologia*, 19(3): 481-490.

Kar, R. K. & Singh, R. S. 1986. Palynology of the Cretaceous sediments of Meghalaya, India. *Palaeontographica Abt. B*, 202(1-6): 83-153.

Kaska, H. V. 1989. A spore and pollen zonation of Early Cretaceous to Tertiary nonmarine sediments of Central Sudan. *Palynology*, 13: 79-90.

Kattah, S. 1991. Análise faciológica e estratigráfica do Jurássico Superior/Cretáceo Inferior na porção meridional da Bacia Sanfranciscana, oeste do estado de Minas Gerais. Dissertação (Mestrado em Geociências) - *Universidade Federal de Ouro Preto*, Ouro Preto, 227 pp..

Kauffman, E. G. 1973. Cretaceous bivalvia. In: Hallman, A. (ed.). *Atlas of paleobiogeography*. Amsterdam. Elsevier, p. 353-383.

Kauffman, E. G. 1974. The fabric of Cretaceous marine extinctions. In: Berggren, W. A. & Van Couvering, J. A. (ed.). *catastrophes in Earth History: the new uniformitarianism*. Princeton: *Princeton University Press*, p. 151-246.

Keating, J. M. 1992. Palynology of the Lachman Crag Member, Santa Marta Formation (Upper Cretaceous) of north-west James Ross Island. *Antartic Science*, 4(3): 293-304.

Kedves, M. 1995. Upper Cretaceous spores from Egypt. *Szeged*, 83 pp..

Keegan, J. B. & Stead, D. T. 2007. Late Cretaceous palynofloras from Northeast Libya, in Keegan, J. B., and Mansouri, A. L. (eds.). *Subsurface Biostratigraphy of the Cretaceous to Cenozoic of Northeast Libya: Wrexham, United Kingdom, Wellstrat Services Limited*, pp. 85-117.

Kerber, L.; Negri, F. R.; Ribeiro A. M.; Vucetich M. G. & Souza-Filho, J. P. 2016. Late Miocene potamarchine rodents from southwestern Amazonia, Brazil - with description of new taxa. *Acta Palaeontologica Polonica*, 61(1): 191-203.

Khobzi, J.; Kroonenberg, S. B.; Faivre, P. & Weeda, A. 1980. Aspectos geomorfológicos de la Amazonia y Orinoquia Colombianas. *Rev. CIAF*, Bogota, 5(1): 97-126.

Kingston, D. R.; Dishroon, C. P. & Williams, P. A. 1983. Global basin classification system. *AAPG Bulletin*, 67: 2175-2193.

Klemme, H. D. 1980. Petroleum basins classifications and characteristics. *Journal of Petroleum Geology*, 3(2): 187-207.

Kloster, A. 2013. Kloster, A.; Gnaedinger, S.; Adami-Rodrigues, K. & Urban, C. 2013. Novo registro de *Zollernioxylon tinocoi* Mussa (Fabaceae) no Vale do Juruá, Mioceno da Formação Solimões, Bacia do Acre, Brasil. *Gaea - Journal of Geoscience*, 82: 26-32.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Kloster, A.; Gnaedinger, S. & Adami-Rodrigues, K. 2017. Nuevos registros de maderas del Mioceno de la Formación Solimões, Cuenca de Acre, Amazonia, Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*. 20(3): 383-404.

Knoll, A. H. & Swett K. 1987. Micropaleontology across the Precambrian-Cambrian boundary in Spitsbergen. *Journal of Paleontology*, 61(5): 898-926.

Kora, M. & El Beialy, S. 1989. Early Cretaceous palynomorphs from Gabal Musaba Salama area, Southwestern Sinai, Egypt. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 58: 129-138.

Kovach, W. L. & Dilcher, D. L. 1988. Megaspores and other dispersed plant remains from the Dakota Formation (Cenomanian) of Kansas, U.S.A. *Palynology*, 12: 89-119.

Kristic, B.; Maslarevic, L. & Sudar, M. 2005. On the Graptolite Schists Formation (Silurian– Lower Devonian) in the Carpatho–Balkanides of eastern Serbia. *Annales Geologiques de la Peninsule Balkanique*, 66: 1-8.

Kromberg, B. I.; Benchimol, R. E. & Bird, M. I. 1991. Geochemistry of Acre subbasin sediments: window on ice-age Amazonia. *Interciência*, 16(3): 138-141.

Lakhanpal, R. N.; Maheshwari, H. K.; Awasthi, N. 1976. A Catalogue of Indian fossil plants. *Birbal Sahni Institute of Palaeobotany*, 318 pp..

Lambert, O. 2005. Systematics and phylogeny of the fossil beaked whales *Ziphirostrum* du Bus, 1868 and *Choneziphius* Duvernoy, 1851 (Mammalia, Cetacea, Odontoceti), from the Neogene of Antwerp (North of Belgium). *Geodiversitas*, 27(3): 443-497.

Lana, C. C. 1997. Palinologia e Estratigrafia Integrada da seção Cenomaniano médio - Turnoano Inferior da porção centro-leste da Bacia Potiguar, NE do Brasil. Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Vol. 1: 197 pp. e Vol. 2: 144 pp..

Larson, R. L. 1991. Latest pulse of Earth: evidence for a mid-Cretaceous superplume. *Geology*, 19: 547-550.

Latrubesse, E. M. 1992. Neógeno de Amazonia Sudocidental. Thesis doctoral. *Universidad Nacional de San Luis*. Argentina, 214 pp..

Latrubesse, E. M.; Ranzi, A.; Ramonell, C. G. & Souza Filho, J. P. de. 1994. Formação Solimões: Uma Formação do Mio-Plioceno da Amazônia Sul-Occidental. Boletim de Resumos Expandidos. Belém, *Sociedade Brasileira de Geologia*, 1994, p. 20.

Latrubesse, E. M.; Bocquentin, J.; Santos, C. R. & Ramonell, C. G. 1997. Paleoenvironmental model for the late Cenozoic southwestern Amazonia: paleontology and geology. *Acta Amazonica*, 27(2): 103-118.

Latrubesse, E. M.; Silva, S. A. F. da.; Cozzuol, M. & Absy, M. L. 2007. Late Miocene continental sedimentation in southwestern Amazonia and its regional significance: Biotic and geological evidence. *Journal of South American Earth Sciences*, 23: 61-80.

Latrubesse, M. E.; Cozzuol, M.; Silva-Caminha, S. A. F. da.; Rigsby, C. A.; Absy, M. L. & Jaramillo, C. 2010. The Late Miocene paleogeography of the Amazon Basin and the evolution of the Amazon River system. *Earth Science Reviews*, 99: 99-124.

Lawal, O. 1982. Biostratigraphie palynologique et paléo-environnements des formations crétacées de la Haute-Benoué, Nigeria Nord-Oriental. Université de Nice, Laboratoire de Géologie - Sédimentologie, *Centre de Recherches Micropaléontologiques «Jean Cuvillier»*, Nice. Thèse (Doctorat de Spécialité - Trisième Cycle), 219 pp..

Lawal, O. & Moullade, M. 1986. Palynological biostratigraphy of Cretaceous sediments in the Upper Benue Basin, NE. Nigeria. *Revue de Micropaléontologie*, 29(1): 61-83.

Leereveld, H. 1997. Hauterivian-Barremian (Lower Cretaceous) dinoflagellate cyst stratigraphy of the western Mediterranean. *Cretaceous Research*, (18)4: 421- 456.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Leffingwell, H. A. 1970. Palynology of the Lance (Late Cretaceous) and Fort Union (Paleocene) Formations of the type Lance area, Wyoming. *Geological Society of America Special Paper*, 127: 1-64.

Leite, D. C. 1958. Detailed geologic investigations of northwestern Território do Acre (Serra do Moa, Jaquirana, Headwaters of Rio Javari). *PETROBRAS-RENO*, (Relatório Interno, 827-A), Belém, 58 pp.

Leite, F. P. R.; Oliveira, M. E. B.; Oliveira, P. E.; Silvestre-Capelato, M. S.; Arai, M. & Trunkenbroudt, W. 1997. Palinofloras Miocênicas da Formação Pirabas e Grupo Barreiras na região Bragantina, Estado do Pará, Brasil. *Revista da Universidade de Guarulhos, Geociências*, 2: 128-140.

Leite, F. P. R. 2006. Palinologia da Formação Solimões, Neógeno da Bacia do Solimões, Estado do Amazonas, Brasil: Implicações Paleoambientais e Biostratigráficas. *Universidade de Brasília*. Tese Doutoral, 138 pp..

Leite, F. P. R.; Paz, J.; do Carmo, D. A. & Silva-Caminha, S. A. 2017. The effects of the inception of Amazonian transcontinental drainage during the Neogene on the landscape and vegetation of the Solimões Basin, Brazil. *Palynology*, 41(3): 412-422.

Lentin, J. K. & Williams, G. L. 1980. Dinoflagellate provincialism with emphasis on Campanian Peridiniaceans. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation Contribution Series*, 7: 1-46.

Leonardi, V. P. B. 1999. Os historiadores e os rios: natureza e ruína na Amazônia brasileira. Brasília, *UNB/Paralelo 15*, 270 pp..

Lima, F. L.; Schobbenhaus, C. & Nascimento, M. A. L. 2016. “Brasil”. In: J. L. Palacio Prieto, J. L. Sánchez Cortez & M. E. Schilling (Eds.). “Patrimonio geológico y su conservación en América Latina. Situación y perspectivas nacionales”, Colección: Geografía para el siglo XXI, Serie: Libros de investigación, 18, México: *Instituto de Geografía Universidad Nacional Autónoma de México*, pp. 55-79.

Lindgren, J.; Rees, J.; Siverson, M. & Cuny, G. 2004. The first Mesozoic mammal from Scandinavia. *GFF*, 126: 325-330.

Linhares, A. P.; Ramos, M. I. F.; Gross, M. & Piller, W. E. 2011. Evidence for marine influx during the Miocene in southwestern Amazonia, Brazil. *Geología Colombiana*, 36: 91– 104.

Llorens, M. 2008. Estudio palinológico de la Formación Punta del Barco, Cretácico Inferior (Aptiano) de la provincia de Santa Cruz, Argentina. Descripciones sistemáticas I: esporas monoletes y triletes lisas y cinguladas. *Ameghiniana*, 45(1): 153-166.

Llorens, M. 2012. Estudio palinológico de la Formación Punta del Barco, Cretácico Inferior (Aptiano). Granos de polen de Gimnospermas y caracterización de la flora. *Ameghiniana*, 49(4): 409-426.

Lloyd, C.R. 1982. The mid Cretaceous Earth: paleogeography, ocean circulation, temperature and atmospheric circulation. *Journal of Geology*, 90: 393-413.

Lorente, M. 1986. Palynology and Palynofacies of the Upper Tertiary in Venezuela. *Dissertationes Botanicae*. Berlin, 222 pp..

Lovejoy, N.; Bermingham, E. & Martin, A. 1998. Marine incursion into South America. *Nature*, 396: 421–422.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS · 11

Lovejoy, N.; Albert, J. & Crampton, W. 2006. Miocene marine incursions and marine/freshwater transitions: evidence from Neotropical fishes. *Journal of South American Earth Science*, 21 (1-2), 5-13.

Mahmoud, M. S. & Essa, M. A. 2007. Palynology of some Cretaceous mudstones from southeast Aswan, Egypt: significance to regional stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 47(1): 1-8.

Mahmoud, M. S. & Moawad, A. R. M. 2000. Jurassic-Cretaceous (Bathonian to Cenomanian) palynology and stratigraphy of the West Tiba-1 borehole, northern Western Desert, Egypt. *Journal of African Earth Sciences*, 30: 401-416.

Mahmoud, M. S. & Essa, M. A. 2007. Palynology of some Cretaceous mudstones from southeast Aswan, Egypt: significance to regional stratigraphy. *Journal of African Earth Sciences*, 47(1): 1-8.

Mahmoud, M. S. & Schrank, E. 2007. Late Cretaceous spores, pollen and dinoflagellates from two boreholes (Nuqra-1 and 3) in the Aswan area, southeast Egypt. *Revue de Paléobiologie*, 26(2): 593-613.

Maia, R. G. N.; Godoy, H. de O.; Yamaguti, J. S.; Moura, P. A.; Costa, F. S. F. da; Holanda, M. A. & Costa, J. A. 1977. *Projeto Carvão no Alto Solimões*; Relatório final. Manaus, CPRM/DNPM, 1: 142.

Mangerud, G. 1994. Palynostratigraphy of the Permian and lowermost Triassic succession, Finnmark Platform, Barents Sea. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 82: 317-349.

Marensi, S.; Guler, V.; Casadío, S.; Guerstein, R. & Papú, O. 2004. Sedimentology and palynology of the Calafate Formation (Maastrichtian), Austral Basin, Southern Patagonia, Argentina. *Cretaceous Research*, 25: 907-918.

Masure, E.; Rauscher, R.; Dejax, J.; Schuler, M. & Ferré B. 1998. Cretaceous-Paleogene palynology from the Cote d'Ivoire-Ghana Transform Margin, Sites 959, 960, 961, and *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 159: 253-276.

Masure, E.; Vrielynck, B. & Fiet, N. 2004. Albian dinoflagellates as indicators of oceanic climates and thermal front. Proceedings of the XI International Palynological Congress, Granada, Spain. *Polen*, 14: 120-121.

Matsubara, T.; Kurita, H. & Matsuo, H. 2010. Eocene Mollusca from the Tainohata Formation in Kobe City, southwest Japan. *Paleontological Research*, 14(2): 119-144.

Maury, C. J. 1937. Argilas fossilíferas do Plioceno do Território do Acre. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, 77: 29 pp..

Mautino, L. R. & Anzótegui, L. M. 1998. Palinología de la Formación Chiquimil (Mioceno superior) en Vallecito, provincia de Catamarca, Argentina. Parte I. Esporas: Especies nuevas. *Ameghiniana*, 35(2): 227-233.

Mayr, G. 2000. A new mousebird (Coliiformes: Coliidae) from the Oligocene of Germany. *Journal of Ornithology*, 141(1): 85-92.

Medeiros, C. G.; Carmo, D. A.; Antonietto, L. S. & Graça, M. C. 2017. Identificação de evento paleoambiental no Mioceno da Amazônia Ocidental, Formação Solimões. *Anais do 15º Simpósio de Geologia da Amazônia*, Belém, p. 790-793.

Medus, J. 1982. Pollens de Restionales dans les sediments paleocenes du Senegal. *Cah. Micropaléontol*, 2: 75-80.

Mejia-Velazquez, P. J.; Dilcher, D. L.; Jaramillo, C. A.; Fortini, L. B. & Manchester, S. R. 2012. Palynological composition of a Lower Cretaceous South American tropical sequence: Climatic implications and diversity comparisons with other latitudes. *American Journal of Botany*, 99: 1819-1827.

Mejia-Velazquez, P.; Manchester, S. R. & Jaramillo, C. 2012. Floristic reconstruction of two Lower Cretaceous sections from Peru during the period of early angiosperm diversification and their climatic implications. *13th International Palynological Congress and 9th International Organization of Palaeobotany Conference GS02-GS006*.

Melendi, D. L.; Scafati, L. H. & Volkheime, W. 2003. Palynostratigraphy of the Paleogene Huitrera Formation in N-W Patagonia, Argeyesina. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläooyeslogie, Abhandlungen*, 228: 205-273.

Mendonça, B. 1989. Reconhecimento do Rio Juruá (1905). *Fundação do Estado do Acre e Editora Itatiaia*. Belo Horizonte, Reconquista do Brasil, 2ª Série, 361 pp..

Milani, E. J. & Thomaz Filho, A. 2000. Sedimentary Basins of South America. In: Cordani, U. G.; Milani, E. J.; Thomaz Filho, A. & Campos, D. A. (eds.). *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st. IGC, 389-449.

Milani, E. J. & Zalán, P. V. 1998. Brazilian Geology Part 1: The Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. In: *AAPG, International Conference & Exhibition*, Rio de Janeiro, 368 pp..

Miura, K. 1972. Possibilidades Petrolíferas da Bacia do Acre. *Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, Sociedade Brasileira de Geologia*, Belém, 3: 15-20.

Moczyłowska, M. & Nagovitsin, K. E. 2012. Ediacaran radiation of organic-walled microbiota recorded in the Ura Formation, Patom Uplift, East Siberia. *Precambrian Research*, 198-199: 1-24.

Mohr, B. A. R. 1990. Early Cretaceous palynomorphs from ODP sites 692 and 693, the Weddell sea, Antarctica. *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 113: 449-464.

Mohr, B. A. R. & Gee, C. T. 1992. Late Cretaceous palynofloras (sporomorphs and dinocysts) from the Kerguelen Plateau, Southern Indian Ocean (Sites 748 and 750). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 120: 281-306.

Mohamed, Ibrahim I. A.; Mohamed, K. Zobia; Zainab, M. El-Noamani & Sameh, S. Tahoun. 2017. A review of the angiosperm pollen genus *Cretacaeiporites* Herengreen, with one new species from the Upper Cretaceous of Egypt. *Palynology*, 41(1): 101-116.

Molina, E. 2004. Micropaleontologia. 2ª ed. Zaragoza: *Prensas Universitárias de Zaragoza*, 17: 375-386.

Mones, A. 1986. *Acremylodon* a new name for *Stenodon* Frailey, 1986 (Mammalia: Edentata: Mylodontidae). *Comunicaciones Paleontológicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*, 16(1): 229.

Mones, A. & Toledo, P. M. de. 1989. Primer hallazgo de *Euphilus* Ameghino, 1889 (Mammalia: Rodentia: Neopiblemidae) en el Neogeno del Estado de Acre, Brasil. *Comunicaciones Paleontológicas del Museo de Historia Natural de Montevideo*, 21(2): 1-15.

Monsh, K. A. 1998. Miocene fish faunas from the northwestern Amazonia Basin (Colombia, Peru, Brazil) with evidence of marine incursions. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 31-50.

Moraes Rego, L. F. 1930. Notas sobre geologia do território do Acre e Bacia do Javari, Manaus. Cezar, *Cavalcante & Cia.*, 45 pp..

Moran, R. B. & Fyfe, D. 1933. Geologia de la Región del Bajo Pachitea. *Bol. Oficial, Dir. de Minas*, 12: 43-54.

Morgan, R. 1978. Albian to Senonian palynology of Site 364, Angola Basin (DSDP). Repts. D.S.D.P., *U.S. Govt. Printing Office, Washington*, 40: 915-951.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS · 11

Morgan, R. Palynostratigraphy of the Australian Early and middle Cretaceous. Geological Survey of New South Wales. *Memoirs of the Geological Survey of New South Wales, Palaeontology*, 18: 153 pp..

Morphological DB. 2014. Morphological Electronic Database of Cretaceous-Tertiary and Extant pollen and spores from Northern South America, versão 2014, Smithsonian's *National Museum of Natural History* [online: <http://biogeodb.stri.si.edu/jaramillosdb/web/login>].

Motta, M. B. 2008. Proveniência da Formação Içá e de sedimentos do Rio Solimões, entre os municípios de Tefé e Manacapuru, Amazonas. Dissertação de Mestrado, *Universidade Federal do Amazonas*, Manaus, Amazonas, 111 pp..

Moura, P. de., & Wanderley, A. 1938. Noroeste do Acre. Reconhecimentos Geológicos para Petróleo: *DNPM*, Serviço de Fomento de Produção Mineral. Boletim nº 26: 116 pp..

Muller, J.; Di Giacomo, E. & Van Erve, A. 1987. A palynologic zonation for the Cretaceous, Tertiary and Quaternary of Northern South America: *AASP Contribution Series*, 19: 7-76.

Muños-Torres, F.; Whatley, R. & van Harten, D. 1998. The endemic non-marine Miocene ostracod fauna of the upper Amazon Basin. *Revista Española de Micropaleontología*, 30: 89-105.

Muñoz-Torres, F.; Whatley, R. & van Harten, D. 2006. Miocene ostracods (Crustacea) biostratigraphy of the upper Amazon Basin and evolution of the genus *Cyprideis*. *Journal of South American Earth Sciences*, 21(12): 75-86.

Murphy, A. M. & Salvador, A. Eds. 2014. International Stratigraphic Guide - An abridged version. International Subcommission on Stratigraphic Classification of IUGS, International Commission on Stratigraphy [online: <http://www.stratigraphy.org/index.php/ics-stratigraphicguide>]; (consultado em: 02.07.2015).

Myers, T. S. 2010. Earliest occurrence of the Pteranodontidae (Archosauria: Pterosauria) in North America: new material from the Austin Group of Texas. *Journal of Paleontology*, 84: 1071-1081.

Nandi, B. 1990. Palynostratigraphy of Upper Cretaceous sediments, Meghalaya, northeastern India. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 65: 119-129.

Narváez, P. L. & Prámparo, M. B. 2014. First palynological record of the Cretaceous La Yesera Formation (Salta Group), Northwestern Argentina: *Revista Brasileira de Paleontologia*, 17: 141-156.

Nascimento, L. R. S. L. 2015. Palinoestratigrafia e paleoecologia da sequência lacustre do Cretáceo Inferior, em Serra Negra-PE, Bacia Sedimentar do Jatobá, NE do Brasil. Programa de Pós-Graduação do Centro de Tecnologia e Geociências da *Universidade Federal de Pernambuco*. Tese Doutoral, 159 pp..

Negri, F. R. & Ferigolo, J. 1999. Anatomia craniana de *Neoepiblema ambrosettianus* (Ameghino, 1889) (Rodentia: Caviomorpha: Neoepiblemidae) do Mioceno Superior-Plioceno do Estado do Acre, Brasil, e revisão das espécies do gênero. *Boletim do Museu Paraense Emilio Goeldi, Série Ciências da Terra*, 11: 1-80.

Negri, F. R. 2004. Os Tardigrada (Mammalia, Xenarthra) do Neógeno, Amazônia Sul-Occidental, Brasil. Programa de Pós-Graduação em Zoologia, *Pontifícia Universidade Católica do Rio Grande do Sul*. Tese Doutoral, 156 pp..

Néraudeau, D.; Perrichot, V.; Colin, J.-P.; Girard, V.; Gomez, B.; Guillocheau, F.; Masure, E.; Peyrot, D.; Tostain, F.; Videt, B. & Vullo R. 2008. A new amber deposit from the Cretaceous (uppermost Albian-lowermost Cenomanian) of southwestern France. *Cretaceous Research*, 29: 925-929

Nilsson, I.; Mangerud, G. & Mørk, A. 1996. Permian stratigraphy of the Svalis Dome south-western Barents Sea. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 76: 127-146.

Néraudeau, D.; Perrichot, V.; Colin, J.-P.; Girard, V.; Gomez, B.; Guillocheau, F.; Masure, E.; Peyrot, D.; Tostain, F.; Videt, B. & Vullo, R. 2008. A new amber deposit from the Cretaceous (uppermost Albian-lowermost Cenomanian) of southwestern France. *Cretaceous Research*, 29(5-6): 925-929.

Nøhr-Hansen, H. 1993. Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Barremian to Albian, Lower Cretaceous, North-East Greenland. Copenhagen, *Grønlands Geologiske Undersøgelse, GGU Bulletin*, 171 pp..

Nogueira, A. C. R.; Silveira, R. & Guimarães, J. T. F. 2013. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences*, 46: 89-99.

Nores, M. 1999. An alternative hypothesis for the origin of Amazonian bird diversity. *Journal of Biogeography*, 26: 475-485.

Nores, M. 2004. The implications of Tertiary and Quaternary sea level rise events for avian distribution patterns in the lowlands of northern South America. *Global Ecology and Biogeography*, 13: 149-161.

Norris, G. 1975. Provincialism of Callovian - Neocomian dinoflagellate cysts in the northern and southern hemispheres. *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation Contribution Series*, 4: 29-35.

Norvick, M. S. Burger, D. 1976. Palynology of the Cenomanian of Bathurst Island, Northern Territory, Australia. *Bureau of Mineral Resources, Geology and Geophysics Bull*, 151: 1-247.

Oboh-Ikuenobe, F. E.; Yepes, O. & Gregg, J. M. 1998. Palynostratigraphy, palynofacies, and thermal maturation of Cretaceous-Paleocene sediments from the Côte d'Ivoire-Ghana transform margin. In: Mascle, J.; Lohmann, G. P.; and Moullade, M. (Eds.). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 159: 277-318.

Ogg, G. 1994. Dinoflagellate cysts of the Early Cretaceous North Atlantic Ocean. *Marine Micropaleontology*, 23(3): 241- 263.

Ola-Buraimo, A. O. 2013. Biostratigraphy and paleoenvironment of deposition of Bima and Gongila Formations in M-1 well Bornu Basin Northeastern Nigeria. *International Journal of Scientific & Tecnology Reserch*, 2(8): 320-328.

Ola-Buraimo, A. O. & Boboye, O. A. 2011. Palynological Investigation of the Albian to Lower Cenomanian Bima Formation, Bornu Basin, Nigeria. *World Applied Sciences Journal*, 12(7): 1026-1033.

Ola-Buraimo, A. O. & Olúwájánà, O. A. 2012. Sedimentological and Palynological Assessment of Bima Group, Bornu Basin, Northeastern Nigeria. *The Pacific Journal of Science and Technology*, 13(2): 397-406.

Olivero, E. B.; Gasparini, Z.; Rinaldi, C. A. & Scasso, R. 1991. First record of dinosaurs in Antarctica (Upper Cretaceous, James Ross Island): paleogeographic implications. In: Thomson, M. R. A.; Crame, J. A. & Thomson, J. W. (eds.). *Geological evolution of Antarctica*. London, *Cambridge University Press*, p. 617-622.

Oliveira, C. M. M. 1994. Estilos estruturais e evolução tectônica da Bacia do Acre. Dissertação de Mestrado. *Universidade Federal de Ouro Preto*, Minas Gerais, 206 pp..

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Oliveira, A. I. & Leonardos, O. H. 1943. Geologia do Brasil. 2ª ed. Rio de Janeiro. *Serviço de Informação Agrícola*, 813 pp..

Oloto, I. N. & Yikarebogha, Y. 2013. High resolution palynological studies of Upper Cretaceous succession of MBEJI-1 well, Chad Basin, Nigeria. *International Journal of Innovative Research in Science, Engineering and Technology*, 2(4): 865-871.

Omoboriowo, A. O. & Oloto, I. N. 2014. Palynological Baseline Data Acquisition of the Middle and Lower Benue Trough, Nigeria. *International Journal of Science Inventions Today*, 3(5): 404-422.

Oppenheim, V. 1937. Geological exploration between upper Juruá River, Brazil and Middel Ucayali River, Perú. *American Association of Petroleum Geologists*. Tulsa, Oklahoma. Bulletin, 21(1): 97-110.

Orton, J. 1870. The Andes and the Amazon or across the continent of South America. *Harper Brothers*. New York, 645 pp..

Painter, F. F. 1959. Detailed and reconnaissance geological investigation of Southwestern Acre. Belém, *PETROBRAS-SRAZ*, Relatório Técnico Interno, 315-A.

Palácios, T. 1995. El Pláncton Cámbrico. En: La expansión de la vida en el Cámbrico. Gómez, J. A. & Liñán, E. (eds), *Institución Fernando el Católico*, pp. 115-136.

Palamarczuk, S. & Barreda, V. 2000. Palinología del Paleogeno tardío-Neógeno temprano, pozo Aries x-1, plataforma continental Argentina, Tierra del Fuego. *Ameghiniana*, 37(2): 221-234.

Palazzesi, L. & Barreda, V. 2004. Primer registro palinológico de la Formación Puerto Madryn, Mioceno de la provincia de Chubut, Argentina. *Ameghiniana*, 41(3): 355-362.

Palyford, G. & Dettmann, M. E. 1996. Spores. In: Jansonius, J. & McGregor, D. C. (Eds.) *Palynology: principles and applications. American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 1: 227-260.

Papú, O. H. 1989. Estudio Palinológico de la Formación Paso del Sapo (Cretácico Superior), Valle Medio del Río Chubut. Granos de Polen, Consideraciones Estadísticas, Paleocológicas y Paleoambientales. *Ameghiniana*, 25(3): 193-202.

Papú, O. H. 2002. Nueva microflora de edad maastichtiana en la localidad de Calmu-Co, sur de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana*, 39(4): 415-426.

Pardo-Trujillo, A.; Jaramillo, C. & Oboh, F. 2003. Paleogene palynostratigraphy of the Eastern Middle Magdalena Valley, Colombia. *Palynology*, 27: 155-178.

Pardo-Trujillo, A. & Jaramillo, C. 2014. Palynology and Paleoenvironments of Eastern Cordillera Paleogene deposits of Colombia: 35 million years of Neotropical vegetation history. In: Rangel, J. A. (ed.). Col. Div. Biótica XIV: *Palinología y Paleoambientes*, 1(1): 2-31.

Paula-Couto, C. de,. 1944. Notícia preliminar sobre um novo Toxodonte do Cenozoico do território do Acre. *Abothrodon pricei*. n.g., n.sp. *Boletim do Museu Nacional, Geologia*, 3: 1-4.

Paula-Couto, C. de,. 1956. Mamíferos fósseis do Cenozóico da Amazônia. *Boletim do Conselho Nacional de Pesquisas*, 3: 1-121.

Paula-Couto, C. de,. 1970. Evolução de comunidades, modificações faunísticas e integrações biocenóticas dos vertebrados cenozoicos do Brasil. *Actas IV Congresso Latino-Americano de Zoologia*, 2: 907-930.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS · 11

Paula-Couto, C. de,. 1976b. Fossil Mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil - Astrapotheria. *Anais do XXVIII Congresso Brasileiro de Geologia*. Porto Alegre, SBG, pp. 237-249.

Paula-Couto, C. de,. 1978. Fossil Mammals from the of Acre, Brazil - Rodentia Caviomorpha Dinomyidae. *Iheringia, Série Geologia*, 5: 3-17.

Paula-Couto, C. 1981a. Fossil Mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil – Notoungulata, Notohippidae and Toxodontidae Nesodontinae. In: *Anais do II Congresso Latino-Americano de Paleontologia*. Porto Alegre, 2: 461-477.

Paula-Couto, C. 1982a. Fossil Mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil – Notoungulata Nesodontinae (II), Toxodontinae and Haplodontheriinae, and Litopterna, Pyrotheria and Astrapotheria (II). *Iheringia, Série Geologia*, 7: 5-43.

Paula-Couto, C. 1983a. Fossil mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil. *Iheringia, Série Geologia*, 8: 101-120.

Paula-Couto, C. 1983b. Fossil mammals from the Cenozoic of Acre, Brazil - Edentata Cingulata. *Iheringia, Série Geologia*, 8: 1-149.

Paula Sá, N. de,. & Carvalho, M. A. 2017. Miocene fern spores and pollen grains from the Solimões Basin, Amazon region, Brasil. *Acta Botanica Brasilica*, 34(4): 720-735.

Pearce, M. A. 2018. Additional new organic-walled dinoflagellate cysts from two onshore UK Chalk boreholes. *Journal of Micropalaeontology*, 37: 73-86.

Pena dos Reis, R., Henriques, M. H. 2009. Approaching an integrated qualification and evaluation system of the geological heritage. *Geoheritage*, 1(1): 1-10.

Penn, I. E.; Dingwall, R. G. & Knox, R. W.O'B. 1980. The inferior Oolite, (Bajocian) sequence from a borehole in Lyme Bay, Dorset. *Institute of Geological Sciences*, Report, 79(3): 1- 20.

Pereira, M. J. 1994. Seqüências deposicionais de 2^a/3^a ordens (50 a 2,0 Ma) e tectonoestratigrafia no Cretáceo de cinco bacias marginais do Brasil - comparações com outras áreas do globo e implicações geodinâmicas. Tese de doutorado. *Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 2 volumes, 295 pp..

Perez Loinaze, V.; Archangelsky, S. & Cladera, G. 2011. Palynostratigraphic study of the Early Cretaceous Río Mayer and Kachaiké formations at the Quebrada El Moro Section, Austral Basin, southwestern Argentina. *Cretaceous Research*, 34: 161-171.

PETROBRAS. 1994. Bacia do Acre. *Boletim de Geociências*. Rio de Janeiro, 8(1): 9-16.
Philippe, M.; Thevenard, F.; Barale, G.; Ferry, S. & Guignard, G. 1998. Middle Bathonian floras and phytocoenoses of France. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 143: 135-158.

Pickett, J. W.; Macphail, M. K.; Partridgec, A. D. & Poled, M. S. 1997. Middle Miocene palaeotopography at Little Bay, near Maroubra, New South Wales. *Australian Journal of Earth Sciences: An International Geoscience Journal of the Geological Society of Australia*, 44(4): 509-518.

Pirrie, D. & Riding, J. B. 1988. Sedimentology, Palynology and structure of Humps Island, northern Antarctic Peninsula. *British Antarctic Survey Bulletin*, 80: 1-19.

Playford, G. & Dettmann, M. E. 1996. Spores. In: Jansonius, J & McGregor, D. C. (Eds.), *Palynology: Principles and Applications*. College Station, TX, *America Association Stratigraphic Palynology Foundation*, 1: 227-260.

Pole, M. S.; Hill, R. S.; Green, N. & Macphail, M. K. 1993. The Oligocene Berwick Quarry Flora - Rainforest in a Drying Environment. *Australian Systematic Botany*, 6(5): 399-427.

Põlma, L.; Sarv, L. & Hints, L. 1988. Lithology and Fauna of the Caradoc series type sections in North Estonia. *Academy of Sciences of the Estonian SSR Institute of Geology*, 1-101.

Pons, D., Berthout, P-Y, Melo Filgueira, J. & Alcantara Sampaio, J.J., 1996. Palynologie des unités lithostratigraphique Fundao, Crato et Ipubi (Aptien supérieur à Albien inférieur-moyen, Bassin d'Araripe, NE du Bresil): enseignements paléoécologiques, stratigraphiques et climatologiques. *Géologie de l'Afrique et de l'Atlantique Sud, Mémoire* 16: 383-401.

Pons, D. & De Franceschi, D. 2007. Neogene woods from western Peruvian Amazon and palaeoenvironmental interpretation. *Bulletin of Geosciences*, 82(4): 343–354.

Popov, S. V.; Sychevskaya, E. K.; Akhmet'ev, M. A.; Zaporohets, N. I. & Golovina, L. A. 2008. Stratigraphy of the Maikop Group and Pteropoda Beds in Northern Azerbaijan. *Stratigraphy and Geological Correlation*, 16(6): 664-677.

Portela, H. A.; Antonioli, L. & Dino, R. 2014. Caracterização palinoflorística e paleoambiental da Farmação Santana (Cretáceo Inferior), Poço 4-BO-1-PE, Bacia do Araripe, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 17(3): 363-372.

Potonié, R. 1956. Synopsis der gattungen der spora dispersae. I Teil: Sporites. Beih. *Geologisches Jahrbuch.*, Hannover, 23: 1-103.

Potonié, R. 1958. Synopsis der Gattungen der Spora dispersae. II Teil: Sporites (Nachträge), Saccites, Aletes, Praecolpites, Polyplicates, Monocolpites. Beih. *Geologisches Jahrbuch.*, Hannover, 31: 1-114.

Potonié, R. 1960. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. III Teil: Sporites Nachträge Sporites, Fortsetzung Pollenites mit General-register zu Teil I-II. Beih. *Geologisches Jahrbuch.*, Hannover, 39: 1-189.

Potonié, R. 1966. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. IV Teil: Nachträge zu allen Gruppen (Turmae). Beih. *Geologisches Jahrbuch.*, Hannover, 72: 1-244.

Potonié, R. 1970. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. V Teil: Nachträge zu allen Gruppen (Turmae). Beih. *Geologisches Jahrbuch.*, Hannover, 87: 1-172.

Potonié, R. 1975. Synopsis der Gattungen der Sporae dispersae. VII Teil: Nachträge zu allen Gruppen (Turmae). Beih. *Geologisches Jahrbuch.*, Hannover, 25: 1-189.

Potonié, R. & Klaus, W. 1954. Einige Sporengattungen des alpinen Salzgebirges. *Geologisches Jahrbuch*, Hannover, 68: 517-546.

Poumot, C. 1989. Palynological evidence for eustatic events in the tropical Neogene: *Bulletin des Centres de Recherches Exploration-Production Elf Aquitaine*, 13(2): 437-453.

Povilauskas; L. 2012. Palinología de la Formación Monte Chico (Cretácico Tardío) de la Provincia de Santa Cruz, Argentina: Gimnospermas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 15(1): 85-94.

Povilauskas, L. 2013. Palinología de Angiospermas de la Formación Monte Chico (Cretácico Superior) de la Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 16(1): 115-126.

Povilauskas, L.; Barreda, V. & Marensi, S. 2008. Polen y esporas de la Formación La Irene (Maastrichtiano), sudoeste de la provincia de Santa Cruz, Argentina: primeros resultados. *Geobios*, 41: 819-831.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Prámparo, M. B. 1994. Lower Cretaceous palynoflora of the La Cantera Formation, San Luis Basin: correlation with other Cretaceous palynofloras of Argentina. *Cretaceous Research*, 15: 193-203.

Prámparo, M. B. & Volkheimer, W. 2002. Nuevos hallazgos de palinomorfos en la Formación La Amarga, Miembro Bañados de Caichigüe, cuenca Neuquina suroriental, Argentina. *Ameghiniana*, 39(4): 395-404.

Prasad, G. V. R. & Sahni, A. 1988. First Cretaceous mammal from India. *Nature*, 332: 638-640.

PRB. 1989. Decreto Nº 97.839, de 16 de Junho de 1989. Cria o Parque Nacional da Serra do Divisor. Presidência da República do Brasil, Casa Civil, Subchefia para Assuntos Jurídicos. In: “*Instituto Chico Mendes de Conservação da Biodiversidade*”, <http://www.icmbio.gov.br/portal/biodiversidade/unidades-de-conservacao/biomas-brasileiros/amazonia/unidades-de-conservacao-amazonia/1974> (consultado em 09/02/2014).

Price, L. I. 1964. Sobre o crânio de um grande crocodilídeo extinto do Alto Rio Juruá, Estado do Acre. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, 36: 59-66.

Pross, J.; Contreras, L.; Bijl, P. K.; Greenwood, D. R.; Bohaty, S. M.; Schouten, S.; Bendle, J. A.; Röhl, U.; Tauxe, L.; Raine, J. I.; Huck, C. E.; Flierdt, T.; Jamieson, S. S. R.; Stickley, C. E.; Schotbrugge, B.; Escutia, C.; Brinkhuis, H. & Integrated Ocean Drilling Program. 2012. Persistent near-tropical warmth on the Antarctic continent during the early Eocene epoch. *Nature*, 488: 73-77.

Prössl, K. & Vergara, L. 1993. The Yaví Formation (Lower Cretaceous), Upper Magdalena Valley, Colombia: an integrated sedimentological and palynological study. *N. Jb. Geol. Paläont. Abh.*, 188: 213-240.

Quattrocchio, M. 1978. Contribución al conocimiento de la Palinología Estratigráfica de la Formación Lumbreira (Terciario Inferior, grupo Salta). *Ameghiniana*, XV(3-4): 285-300.

Quattrocchio, M. E.; Martínez, M. A.; Carpinelli Pavisich, A. & Volkheimer, W. 2006. Early Cretaceous palynostratigraphy, palynofacies and palaeoenvironments of well sections in northeastern Tierra del Fuego, Argentina. *Cretaceous Research*, 27: 584-602.

Raine, J. I.; Mildenhall, D. C. & Kennedy, E. M. 2011. New Zealand fossil spores and pollen: an illustrated catalogue. 4th ed. GNS Science miscellaneous series no. 4. In: "New Zealand fossil spores and pollen; An illustrated catalogue", https://www.gns.cri.nz/what/earthhist/fossils/spore_pollen/catalog/index.htm (consultado em: 05/02/2015).

Ramos, M. I. 2006. Ostracods from the Neogene Solimões Formation (Amazonas, Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, 21: 87-95.

Ramos, V. A. & Alemán, A. 2000. Tectonic evolution of the Andes. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (eds.) Tectonic Evolution of South America. Rio de Janeiro, 31st. *International Geological Congress*, pp. 635-685.

Ramos, M. I. F.; Pereira, A. P. L.; Gross, G. & Piller, W. E. 2011. Possible evidence for marine influx during Miocene in southwestern Amazônia (Brazil). In: XIV Congreso Latinoamericano de Geología, Memorias, Resúmenes, *Sociedad Colombiana de Geología*. Medellín, Colômbia, pp. 174-175.

Ranzi, A. 2000. Paleoecologia da Amazônia: Megafauna do Pleistoceno. *Ed. da UFSC*, 101 pp..

Räsänen, M.; Linna, A. M.; Santos, J. C. R. & Negri, F. R. 1995. Late Miocene tidal deposits in the Amazonian foreland basin. *Science*, 269: 386-389.

Räsänen, M.; Linna, A.; Irion, G.; Hernani, L. R.; Huanan, R. V. & Wesseling, F. 1998. Geologia e geformas da área de Iquitos. In: Kalliola, S. F. & Paitán, S. F. (Ed.). *Geocologia y desarrollo en la zona de Iquitos, Peru*. Turku, Turun Yliopisto. Turun Yliopiston Julkaisuja. *Sarja A*, 114(544): 21-95.

Regali, M.; Uesugui, N. & Santos, A. 1974a. Palinologia dos sedimentos Mesozoicos do Brasil I: *Boletim Técnico da Petrobras*, Rio de Janeiro, 17(3): 177-191.

Regali, M.; Uesugui, N. & Santos, A. 1974b. Palinologia dos sedimentos Mesozoicos do Brasil II, Rio de Janeiro. *Boletim Técnico da Petrobras*, 17(4): 263-301.

Regali, M. S. P.; Uesugui, N. & Lima, E. C. 1985. Palynostratigraphy and paleoenvironment of the Barreirinhas Basin, Maranhão, Brazil. *VII Congresso Brasileiro de Paleontologia*. Série Geologia: Seção Paleontologia e Estratigrafia, 27: 461- 470.

Ribeiro, A. M.; Madden, R. H.; Negri, F. R.; Kerber, L.; Hsiou, A. S. & Adami-Rodrigues, K. 2013. Mamíferos fósiles y biocronología en el suroeste de la Amazonia, Brasil. In: Brandoni & Noriega (Eds.), *El Neógeno de la Mesopotamia Argentina* (pp. 207-221). Buenos Aires, Argentina: *Asociación Paleontológica Argentina*, Publicación Especial 14.

Riding, J. B. & Crame, J. A. 2002. Aptian to Coniacian (Early–Late Cretaceous) palynostratigraphy of the Gustav Group, James Ross Basin, Antarctica. *Cretaceous Research*, 23: 739-760.

Riding, J. B. & Warny, S. 2008. *Palynological Techniques* by Brown, C. A., 2^a ed. AASP Foundation, The Palynological Society, Dallas, USA.

Riding, J. B.; Quattrocchio, M. E. & Martínez, M. A. 2011. Mid Jurassic (Late Callovian) dinoflagellate cysts from the Lotena Formation of the Neuquén Basin, Argentina and their palaeogeographical significance. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 163: 227-236.

Rivett, W. H. E. 1956. On some reptilian bones from the Weald Clay of Surrey. *Proceedings of the Geologists Association*, 67(1540): 110-111.

Robaszynski, F.; Alcaydé, G.; Amédro, F.; Badillet, G.; Damotte, R.; Foucher, J. C.; Jardiné, S.; Legoux, O.; Manivit, H.; Monciardini, C. & Sornay, J. 1982. Le Turonien de la région-type: Saumurois et Touraine. Stratigraphie, biozonations, sédimentologie. *Bull. Centres Rech. Explor. Prod. Elf-Aquitaine*, (6)1: 119-225.

Robaszynski, F.; Amédro, F.; Foucher, J.C.; Gaspard, D.; Magniezjannin, F.; Manivit, H. & Sornay, J. 1980. Synthèse biostratigraphique de l'Aptien au Santonien du Boulonnais de sept groupes paléontologiques: foraminifères, nannoplancton, dinoflagellés et macrofaunes; zonations micropaléontologiques intégrées dans le cadre du Crétacé boréal nord-européen. *Revue de Micropaléontologie*, 22(4): 195-321.

Robbins, E. I. & Burden, E. T. 1996. Palynology in mineral exploration and ore deposit exploitation; In: Jansonius, J. & McGregor, D. C. (ed.), *Palynology: principles and applications*; *American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 3: 1101-1113.

Romero, E. J. 1973. Polen Fósil de Nothofagus (Nothofagidites) del Cretácico y Paleoceno de Patagonia. *Revista del Museo de la Plata* (nueva serie), Sección Paleontología, 7(47): 291-303.

Rüegg, W. 1952. Rasgos geológico-geomorfológicos de la depresión del Ucayali y Amazonas Superior. *Rev. Asociación Geológica Argentina*. Buenos Aires, T. 7(2): 106-124.

Rüegg, W. & Rosenzweig, A. 1949. Contribución a la geología de las formaciones modernas de Iquitos y la Amazonia superior. *Sociedad Geológica de Peru*, 124 pp..

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Rossetti, D. F.; Toledo, P. M. & Góes, A. M. 2005. New Geological Framework for the Western Amazonia: Implications for Biogeography and Evolution. *Quaternary Research*, 63 (1): 99-107.

Ruiz, L. C. & Quattrocchio, M. E. 1997. Estudio Palinológico de la Formación Pedro Luro (?Maastrichtiano-Paleoceno) en la Cuenca del Colorado, República Argentina. Parte 1: Esporas triletes, Laevigati, Murornati, Tricassati, Cingulati y Zonati. *Revista Española de Micropaleontología*, 29(1): 13-29.

Rull, V. 1999. Palaeofloristic and palaeovegetational changes across the Paleocene/Eocene boundary in northern South America. *Review of Palaeobotany and Palynology*, 107: 83-95.

Sá, N. P. & Carvalho, M. A. 2017. Miocene fern spores and pollen grains from the Solimões Basin, Amazon Region, Brazil. *Acta Botanica Brasilica*, 31(4): 720-735.

Saad, S. I. 1978. Palynological studies in the Egyptian Western Desert: Umbarka IX Borehole. *Pollen et Spores*, 20(2): 261-301.

Salgado-Labouriau, M. L. 1984. Reconstrucción del ambiente a través de los granos de polen. Investigación y Ciencia. *Scientific American*, Prensa Científica, 96: 6-17.

Salard-Cheboldaëff, M. 1978. Sur la Palynoflore Maestrichtienne et Tertiaire du Bassin Sédimentaire Littoral du Cameroun. *Pollen et Spores*, 20(2): 215-260.

Salard-Cheboldaëff, M. 1990. Intertropical African palynostratigraphy from Cretaceous to Late Quaternary times. *Journal of African Earth Sciences*, 11: 1-24.

Santos, C. E. 2012. Palynostratigraphy of the Umir Formation, Middle Magdalena Valley Basin (MMVB), Colombia. The Department of Geology and Geophysics, B.S., *Universidad Industrial de Santander*. Master of Science Thesis, 108 pp..

Santos, D. B. & Silva, L. L. 1976. O exogeossinclíneo Andino e a Formação Solimões. *Anais do XXIX Congresso Brasileiro de Geologia*. Belo Horizonte, 3: 3-11.

Sarmiento, G. 1992. Palinología de la Formación Guaduas - Estratigrafía y Sistemática: *Boletín Geológico Ingeominas*, 32: 45-126.

Sarmiento, G. & Guerrero, J. 2000. Palinología del Santoniano tardío al Maastrichtiano del Piedmonte Llanero Colombiano: correlación con el Paleocinturón Tropical. *Geología Colombiana*, 25: 111-147.

Sato, T. 2003. *Terminonatator ponteixensis*, a new elasmosaur (Reptilia: Sauropterygia) from the Upper Cretaceous of Saskatchewan. *Journal of Vertebrate Paleontology*, 23(1): 89-103.

Scafati, L.; Melendi, D. L. & Volkheimer, W. 2009. A Danian subtropical lacustrine palynobiota from South America (Bororó Formation, San Jorge Basin, Patagonia-Argentina). *Acta Geológica*, 7(1-2): 35-61.

Schaarschmidt, F. 1963. Sporen und Hystrichosphaerideen aus dem Zechstein von Buedingen in der Wetterau. *Palaeontographica Abteilung B*, 113(1-4): 38-91.

Scholl, D. W.; H. Greene, G. & Marlow, M. S. 1970. Eocene age of the Adak 'Paleozoic (?)' Rocks, Aleutian Islands, Alaska. *Geological Society America Bulletin*, 81(12): 3583-3592.

Schemm-Gregory, M. & Henriques, M. H. 2013. "The Devonian Brachiopod Collections of Portugal - A Palaeontological Heritage", *Geoheritage*, 5: 107-122.

Schrank, E. 1984. Organic, geochemical and palynological studies of a Dakhla shale profile (Late Cretaceous) in Southeast Egypt. *Berliner Geowiss. Abh.*, 50 pp..

Schrank, E. 1987. Palaeozoic and Mesozoic palynomorphs from Northeast Africa (Egypt and Sudan) with special reference to Late Cretaceous pollen and dinoflagellates. *Berliner geowiss. Abh.*, 75: 249-310.

Schrank, E. 1990. Palynology of the Clastic Cretaceous sediments between Dongola and Wadi Muqaddam, Northern Sudan. *Berliner Geowiss. Abh.*, 120(1): 149-168.

Schrank, E. 1994a. Palynology of the Yesomma Formation in the northern Somalia: A study of pollen, spores and associated phytoplankton from the Late Cretaceous Palmae Province. *Palaeontographica Abt.*, B Band, 231(1-6): 63-112.

Schrank, E. 1994b. Nonmarine Cretaceous palynology of northern Kordofan, Sudan, with notes on fossil Salviniaceae (water ferns). *Geol. Rundsch.*, 83: 773-786.

Schrank, E. 2001. Paleocological aspects of Afropolis/Elaterates peaks (Albian-Cenomanian pollen) and the Cretaceous of Northern Sudan and Egypt. In: Goodman, D. K., Clarke, R. T. (Eds.), Proceedings of the IX International Palynological Congress, Huston, Texas, U.S.A., 1996, AASP (*American Association Stratigraphic Palynologists Foundation*), Dallas, pp. 201-210.

Schrank, E. & Mahmoud, M. 2000. New taxa of angiosperm pollen, miospores and associated palynomorphs from the early Late Cretaceous of Egypt (Maghrabi Formation, Kharga Oasis): *Review of Palaeobotany and Palynology*, 112: 167-188.

Schrank, E. & Mahmoud, M. S. 2002. Barremian angiosperm pollen and associated palynomorphs from the Dakhla Oasis Area, Egypt. *Palaeontology*, 45(1): 33-56.

Schuler, M. & Doubinger, J. 1970. Observations Palynologiques dans le Bassin D'Amaga (Colombie). *Pollen et Spores*, 12(3): 429-450.

Scotese, C. R. 2001. Atlas of Earth History. Arlington: *PALEOMAP Project*, 52 pp..

Scotese, C. R. 2004. Paleomap Project. [on line: <http://www.scotese.com/climate.htm>] (Consultado em: 31/02/2019).

Seyve, C. 1990. Introdução à Micropaleontologia. Angola, Luanda, *Elf Aquitaine*, 231 pp..

Sha, J. 2002. Hispanic Corridor formed as early as Hettangian: On the basis of bivalve fóssil. *Chinese Science Bulletin*, 47(5): 414–417.

Sheehan, P. M. 1977. Swedish Late Ordovician marine benthic assemblages and their bearing on brachiopod biogeography. In J. Grey and A. J. Boucot (eds.), *Historical biogeography, plate tectonics, and the changing environment*, pp. 61-73.

Sheppard, L. M. & Bate, R. H. 1980. Plio-Pleistocene ostracods from the upper Amazon of Colombia and Peru. *Palaeontology*, 23(1): 97 124.

Shulgina, N. I.; Burdykina, M. D.; Basov, V. A. & Arhus, N. 1994. Distribution of ammonites, foraminifera and dinoflagellate cysts in the Lower Cretaceous reference sections of the Khatanga Basin, and Boreal Valanginian biogeography. *Cretaceous Research*, 15(1): 1-16.

SIGEP 2019 - Apresentação. SIGEP. <http://sigep.cprm.gov.br/> (consultado em: 11.02.2019).

Silva, S. A. F. da,. 2004. Palinologia do Neógeno da Amazônia Sul Ocidental, Brasil. *Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA*, Manaus. Dissertação de Mestrado, 107 pp..

Silva, S. A. F. da,. 2008. Palinologia do Neógenos da Bacia do Alto Solimões, Amazônia Ocidental, Brasil: Aspectos sistemáticos, bioestratigráficos e paleoecológicos. *Instituto Nacional de Pesquisas da Amazônia - INPA*. Manaus, Tese Doutoral, 190 pp..

Silva, A. J. P.; Lopes, R. C.; Vasconcelos, A. M. & Bahia, R. B. C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozoicas e Meso-Cenozoicas Interiores. In: Bizzi, L. A.; Schobbenhaus, C.; Vidotti, R. M. & Gonçalves, J. H. (eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM - Serviço Geológico Brasileiro, Brasília, 1(2): 55-62.

Silva-Caminha, S. A. F. da.; Jaramillo, C. A. & Absy, M. L. 2010. Neogene palynology of the Solimões Basin, Brazilian Amazonia. *Palaeontographica Abteilung B: Palaeobotany - Palaeophytology*, 283: 1-67.

Silveira, R. R. & Souza, P. A. 2015. palinologia (grãos de pólen de angiospermas) das formações Solimões e Içá (Bacia do Solimões), nas regiões de Coari e Alto Solimões, Amazonas. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 18(3): 455-474.

Silveira, R. R. & Souza, P. A. 2016. Palinologia (esporos de fungos e pteridófitas, grãos de pólen de gimnospermas, cistos de algas e escolecodonte) das formações Solimões e Içá (Neógeno e Pleistoceno, Bacia do Solimões), Amazonas, Brasil. Pesquisas em Geociências, Instituto de Geociências, *Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre, 43(1): 17-39.

Silveira, R. R. & Souza, P. A. 2017. Palinostratigrafia da Formação Solimões na região do Alto Solimões (Atalaia do Norte e Tabatinga), Amazonas, Brasil. *Revista de Geociências da UNESP*, 36(1): 100-117.

Simpson, G. G. 1945. The principles of Classification and a Classification of Mammals. *Bulletin of American Museum of Natural History*, New York, 85: 1-350.

Simpson, G. G. & Paula Couto, C. de,. 1981. Fossil Mammals from the Cenozoic of Acre, Brasil. III - Pleistocene Edentata Pilosa, Proboscidea, Sirenia, Perissodactyla and Artiodactyla. *Iheringia*, Série Geologia, Porto Alegre, 6: 11-73.

Singewald, J. T. Jr. 1928. A genetic comparison of the Michigan and Bolivian copper deposits. *Economic Geology*, 23(1): 31-55.

Singh, C. 1983. Cenomanian microfloras of the Peace River area, northwestern Alberta. *Bulletin of the Alberta Research Council*, 44: 1-322.

Smelror, M.; Cocks, R. M.; Mork, A.; Neuman, B. E. E. & Nakrem, H. A. 1997. Upper Ordovician - Lower Silurian strata and biota from offshore South Norway. *Norsk Geologisk Tidsskrift*, 77: 251-268.

Smith, A. B. & Xu, J. 1988. Palaeontology of the 1985 Geotraverse, Lhasa to Golmud. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London A*, 327: 53-105.

Sniderman, J. M. K. 2011. Early Pleistocene vegetation change in upland south-eastern Australia. *Journal of Biogeography*, 38(8): 1456-1470.

Soares, E. A. A.; Dino, R.; Peres Soares, D; Antonioli, L. & Lima da Silva, M. A. 2015. New sedimentological and palynological data from surface Miocene strata in the central Amazonas Basin area. *Brazilian Journal of Geology*, 45(3): 337-357.

Soares, E. A. A.; D'Apolito, C.; Jaramillo, C.; Harrington, G.; Caputo, M. V.; Barbosa, R. O.; Santos, E. B.; Dino, R. & Gonçalves, A. D. 2017. Sedimentology and Palynostratigraphy of a Pliocene-Pleistocene (Piacenzian to Gelasian) deposit in the lower Negro River: Implications for the establishment of large rivers in Central Amazonia. *Journal of South America Earth Sciences*, 79(2017): 215-229.

Sole de Porta, N. 1971. Algunos géneros nuevos de polen procedentes de la Formación Guaduas (Maastrichtiense) Paleoceno de Colombia: *Studia Geologica*, 2: 133-143.

Sole de Porta, N. 1972b. Palinología de la Formación Cimarrona (Maastrichtiense) en el Valle Medio del Magdalena, Colombia. *Studia Geologica*, 4: 103-142.

Song, Z.; He, C.; Qian, Z.; Pan, Z.; Zheng, G. & Zheng, Y. 1978. On the Paleogene dinoflagellates and acritarchs from the Coastal Region of Bohai. Nanjing Institute of Geology and Palaeontology, Nanjing, China. *Academia Sinica*, pp. 1- 190.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS • 11

Souza, E. L.; Galvão, P. H. F.; Pinheiro, C. S. S.; Baessa, M. P. M.; Demétrio, J. G. A. & Brito, W. R. R. 2013. Síntese da hidrogeologia nas bacias sedimentares do Amazonas e do Solimões: Sistemas aquíferos Içá-Solimões e Alter do Chão. *Revista do Instituto de Geologia - USP*. São Paulo, 13(1): 107-117.

Souza-Filho, J. P. 1998. Novas formas fósseis de Crocodylia (Alligatoridae e Gavialidae) da Formação Solimões, Cenozoico do Estado do Acre (Brasil), representadas por materiais cranianos e mandibulares. Programa de Pós-Graduação em Geociências, *Universidade Federal do Rio Grande do Sul*, Porto Alegre. Tese Doutoral, 194 pp..

Souza-Filho, J. P. & Bocquentin, J. 1991. *Caiman niteroiensis* sp. nov. (Alligatoridae, Crocodylia) do Neógeno do Estado do Acre, Brasil. In: *XII Congresso Brasileiro de Paleontologia*. Boletim de Resumos, SBP. São Paulo, p. 126.

Srivastava, S. K. 1966. Upper Cretaceous microflora (Maastrichtian) from Scollard, Alberta, Canada. *Pollen et Spores*, 8(3):497-552.

Steinmann, G. 1930. Geologia del Peru. *Winters, Heidelberg*, 1: 448 pp..

Strother, P. K. 1996. Acritarchs, Cap. 5, In: Jansonius, J. & McGregor, D. C. (ed.) *Palynology: principles and applications; American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 1: 81-106.

Sultan, I. & Aly, S. M. 1986. Palynological zonation of Albian-Cenomanian sediments in the northern part of the Western Desert of Egypt. *Bulletin of the Faculty of Science of Alexandria University*, 26(3): 80-101.

Sumner, P. W. 1992. Dinoflagellate cysts from the Rabot Member (Santa Marta Formation) of eastern James Ross Island. *Antarctic Science*, 4(3): 305-310.

Sweet, A. R. 1979. Jurassic and Cretaceous Megaspores. AASP Contributions Series Number 5B: Contributions of Stratigraphic Palynology (with emphasis on North America): *Mesozoic Palynology*, 2(5B): 1-30.

Taylor, G.; Truswell, E. M.; McQueen, K. G. & Brown, M. C. 1990. Early Tertiary palaeogeography, landform evolution, and palaeoclimates of the Southern Monaro, N.S.W., Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 78(1- 2): 109-134.

Thurrow, J.; Moullade, M.; Brumsack, H. J.; Masure, E.; Taugourdeau-Lantz, J. & Dunham, K. 1988. The Cenomanian/Turonian boundary event (CTBE) at Hole 641A, ODP Leg 103 (compared with the CTBE interval at Site 398). *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results*, 103: 587-634.

Tiwari, M. 1999. Organic-walled microfossils from Chert-phosphorite Member, Tal Formation, Precambrian-Cambrian Boundary, India. *Precambrian Research*, 97: 99-113.

Tjernvik, T. E. 1958. The Tremadocian beds at Flagboro in south-eastern Scania (Sweden). *Geologiska Foereningens i Stockholm Foerdhandlingar*, 80: 259-276.

Traverse, A. 1988. Paleopalynology. *Unwin Hyman*, Boston, 600 pp..

Traverse, A. 2007. Paleopalynology. 2nd. Ed. *Springer*, 816 pp..

Troncoso, A.; Suárez, M.; Cruz, R. & Palma-Heldt, S. 2002. Paleoflora de la Formación Ligorio Márquez (XI Región, Chile) en su localidad tipo: sistemática, edad e implicancias paleoclimáticas. *Revista Geológica de Chile*, 29(1): 113-135.

Truswell, E. M. & Macphail, M. K. 2009. Polar forests on the edge of extinction: what does the fossil spore and pollen evidence from East Antarctica say?. *Australian Systematic Botany*, (22): 57-106.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS · 11

Tschudy, R. H. 1966. Associated megaspores and microspores of the Cretaceous genus *Ariadnaesporites* Potonie, 1956, emend. *United States Geological Survey Professional Paper*, 550-D: D76-D82.

Tynni, R. 1978. Lower Cambrian fossils and acritarchs in the sedimentary rocks of Soderfjarden, Western Finland. *Geological Society of Finland, Bulletin*, 297: 39-81.

Vakhrameev, V. A. 1991. Jurassic and Cretaceous floras and climates of the Earth. Cambridge, *Cambridge University Press*, 318 pp..

Vajda-Santivanez, V. 1999. Miospores from Upper Cretaceous-Paleocene Strata in Northwestern Bolivia. *Palynology*, 23: 181-196.

Vallati, P. 2006. Las primeras angiospermas en el Cretácico de la Cuenca Neuquina (Centro Oeste de Argentina): Aspectos geológicos relacionados. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 9(1): 83-92.

Vallati, P. 2010. Asociaciones palinológicas con Angiospermas en el Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Brasileira de Paleontologia*, 13(2): 143-158.

Vallati, P. 2013. Paleotropical pollen grains from the Neuquén Group, Patagonia, Argentina. *Carnets de Géologie* [Notebooks on Geology], Brest, Letter 2013/05 (CG2013_L05): 273-279.

Van der Hammen, T. 1954. El desarrollo de la flora colombiana en los períodos geológicos. I: Maestrichtiano hasta Terciario más inferior. (Una investigación palinológica de la formación de Guaduas y equivalentes). *Boletín Geológico*, 2(1): 49-106.

Van der Hammen, T. 1956. A palynological systematic nomenclature. *Boletín Geológico de Colombia*, 4(1): 63-101.

Van der Hammen, T. & Burger, D. 1966, Pollen flora and age of the Takutu formation (Guyana): *Leidse Geologische Mededelingen*, 38: 173-180.

Van der Hammen, T. & Wijmstra, T. A., 1964. A palynological study on the Tertiary and Upper Cretaceous of British Guiana. *Leidse Geologische Mededelingen* 30: 183-241.

Van der Hammen, T. & Garcia de Mutis, C. 1966. The Paleocene pollen flora of Colombia. *Leidse Geologische Mededelingen*, 35: 105-114.

Van der Kaars, W. A. 1983. A palynological-paleoecological study of the lower Tertiary coal-bed sequence from El Cerrejón (Colombia): *Geología Norandina*, 8: 33-48.

Van Hoeken-Klinkenberg, P. M. J. 1964. A palynological investigation of some Upper Cretaceous sediments in Nigeria. *Pollen et spores*, 6(1): 209-231.

Van Hoeken-Klinkenberg, P. M. J. 1966. Maastrichtian, Paleocene and Eocene pollen and spores from Nigeria: *Leidse Geologische Mededelingen*, 38: 37-48.

Van Itterbeeck, J.; Missiaen, P.; Folie, A.; Markevich, V. S.; Van Damme, D.; Guo, D.-Y. & Smith, T. 2007. Woodland in a fluvio-lacustrine environment on the dry Mongolian Plateau during the late Paleocene: Evidence from the mammal bearing Subeng section (Inner Mongolia, P.R. China). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 243(1-2): 55-78.

Vera Torre, J. A. 1994. Estratigrafía: Principios y Métodos. *Editorial Rueda*, Madrid, 12(1): 326-327.

Visscher, H. 1971. The Permian and Triassic of the Kingscourt Outlier, Ireland. *Geological Survey of Ireland Special Paper*, 1: 1-114.

Volkheimer, W. 1971. Algunos adelantos de la microbioestratigrafía del Jurásico en la Argentina y comparación con otras regiones del Hemisferio Austral. *Ameghiniana* VIII(3-4): 341-355.

Volkheimer, W.; Gallego, O. F.; Cabaleri, N. G.; Armella, C.; Narváez, P.; Silva Nieto, D. & Páez, M. 2009. Stratigraphy, palynology, and conchostracans of a Lower Cretaceous sequence at the Cañadón Calcáreo locality, Extra-Andean central Patagonia: age and palaeoenvironmental significance. *Cretaceous Research*, 30(1): 270-282.

Vonhof, H. B.; Wesselingh, F. P. & Ganssen, G. M. 1998. Reconstruction of the Miocene western Amazonian aquatic system using molluscan isotopic signature. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 14, 85-93.

Vonhof, H. B.; Wesselingh, F. P.; Kaandorp, R. J. G.; Davies, G. R.; van Hinte, J. E.; Guerrero, J.; Räsänen, M.; Romero-Pittman, L. & Ranzi, A. 2003. Paleogeography of Miocene western Amazonia: isotopic composition of molluscan shells constrains the influence of marine incursions. *GSA Bulletin*, 115: 983-993.

Wanderley Filho, J. R. & Travassos, W. A. S. 2009. The Purus Inverted Graben. In: *XIV Congreso Latinoamericano de Geología, Memórias*, Medellín, Colombia. p. 268-269. Oral presentation.

Ward, J. V. 1986. Early Cretaceous angiosperm pollen from the Cheyenne and Kiowa Formations, (Albian) of Kansas, USA. *Palaeontographica Abteilung B*, 202(1): 1- 81.

Weems, R. E.; Edwards, L. E.; Osborne, J. E. & Alford, A. A. 2011. An Occurrence of the Protocetid Whale "Eocetus" wardii in the Middle Eocene Piney Point Formation of Virginia. *Journal of Paleontology*, 85(2): 271-278.

Wesselingh, F. P. 2006. Molluscs from the Miocene Pebas Formation of Peruvian and Colombian Amazonia. *Scripta Geologica*, 133: 19-290.

Wesselingh, F. P. & Salo, J. A. 2006. A Miocene perspective on the evolution of the Amazonian biota. *Scripta Geologica*, 133: 439-458.

Wesselingh, F. P. & Ramos, M. I. F. 2010. Amazonian aquatic invertebrate faunas (Mollusca, Ostracoda) and their development over the past 30 million years. In: C. Hoorn & F. P. Wesseling (Eds), *Amazonia: Landscape and Species Evolution: A look into the past*, Wiley-Blackwell, Oxford, pp. 302-316.

Wesselingh, F. P.; Räsänen, M. E.; Irion, G.; Vonhof, H. B.; Kaandorp, R.; Renema, W.; Romero Pittman, L. & Gingras, M. 2002. Lake Pebas: a palaeoecological reconstruction of a Miocene, long-lived lake complex in western Amazonia. *Cainozoic Research* 1: 35–81.

Wesselingh, F. P.; Hoorn, M. C.; Guerrero, J.; Räsänen, M. E.; Pittmann, L. R. & Salo, J. 2006. The stratigraphy and regional structure of Miocene deposits in western Amazonia (Peru, Colombia and Brazil), with implications for late Neogene landscape evolution. *Scripta Geologica*, 133: 291-322.

Westaway, R. 2006. Late Cenozoic sedimentary sequences in Acre state, southwestern Amazonia: Fluvial or tidal? Deductions from the IGCP 449 fieldtrip. *Journal of South America Earth Sciences*, 21(1-2): 120-134.

Whatley, R. C.; Muñoz-Torres, F. & Van Harten, D. 1998. The Ostracoda of an isolated Neogene saline lake in the western Amazon Basin. *Bulletin du Centres de Recherches Elf Exploration-Production, Memoires*, 20: 231-245.

Wicander, E. R. 1974. Upper Devonian-Lower Mississippian Acritarchs and Prasinophycean algae from Ohio, U.S.A. *Palaeontographica Abteilung B*, 148: 9-43.

Wijnker, E.; Bor, T. J.; Wesselingh, F. P.; Munsterman, D. K.; Brinkhuis, H.; Burger, A. W.; Vonhof, H. B.; Post, K.; Hoedemakers, K.; Janse, A. C. & Taverne N. 2008. Neogene stratigraphy of the Langenboom locality (Noord-Brabant, Netherlands). *Netherlands Journal of Geosciences*, 87(2): 165-180.

Wilde, V. & Frankenhauser, H. 1998. The Middle Eocene plant taphocoenosis from Eckfeld (Eifel, Germany). *Review of Palaeobotany and Palynology*, 101: 7-28.

Williams, G. L. 1978. Palynological biostratigraphy, Deep Sea Drilling Project Sites 367 and In: White, S.M., *et al.* (ed.) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. Washington: *U.S. Government Printing Office*, Supplement vols.: 38, 39, 40 e 41. p. 783 - 815.

Williams, G. L. & Bujak, J. P. 1985. Mesozoic and Cenozoic dinoflagellates. En: Bolli, B. U. *et al.* (eds), *Plankton Stratigraphy. Cambridge Earth Science Series*, Cambridge University Press, 847-964.

Williams, D. B. & Sarjeant, W. A. S. 1967. Organic-walled microfossils as depth and shoreline indicators. *Marine Geology*, 5: 389-412.

Williams, G. L.; Stover, L. E. & Kidson, E. J. 1993. Morphology and stratigraphic ranges of selected Mesozoic-Cenozoic dinoflagellate taxa in the Northern hemisphere. *Geological Survey of Canada Paper*, 90(10): 1-137.

Winge, M. 2013. “Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil”. Brasília: *CPRM*, 3: 332 pp..

Wolf, R. 1980. The lower and upper boundary of the Ordovician System of some selected regions (Celtiberia, eastern Sierra Morena) in Spain; Part I, The Lower Ordovician sequence of Celtiberia. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, 160(1): 118-137.

Wood, G. D.; Gabriel, A. M. & Lawson, J. C. 1996. Palynological Techniques – Processing and Microscopy, In: Jansonius, J. & McGregor, D. C. (ed.), *Palynology: principles and applications: American Association of Stratigraphic Palynologists Foundation*, 1: 29-50.

Wright, T. 1852. Contributions to the palaeontology of the Isle of Wight. *Proceedings of the Cottleswold Naturalist's Field Club*, pp. 229-234.

Yamamoto, I. T. 1995. Palinologia das Bacias Tafrogências do Sudeste (bacias de Taubaté, São Paulo e Resende): análise bioestratigráfica integrada e interpretação paleoambiental. *Universidade Estadual Paulista, Instituto de Geociências e Ciências Exatas*. Rio Claro, Tese Doutoral, 217 pp..

Zacho, J. C.; Dickens, G. R. & Zeebe, R. E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics. *Nature*, 45(17): 279-283.

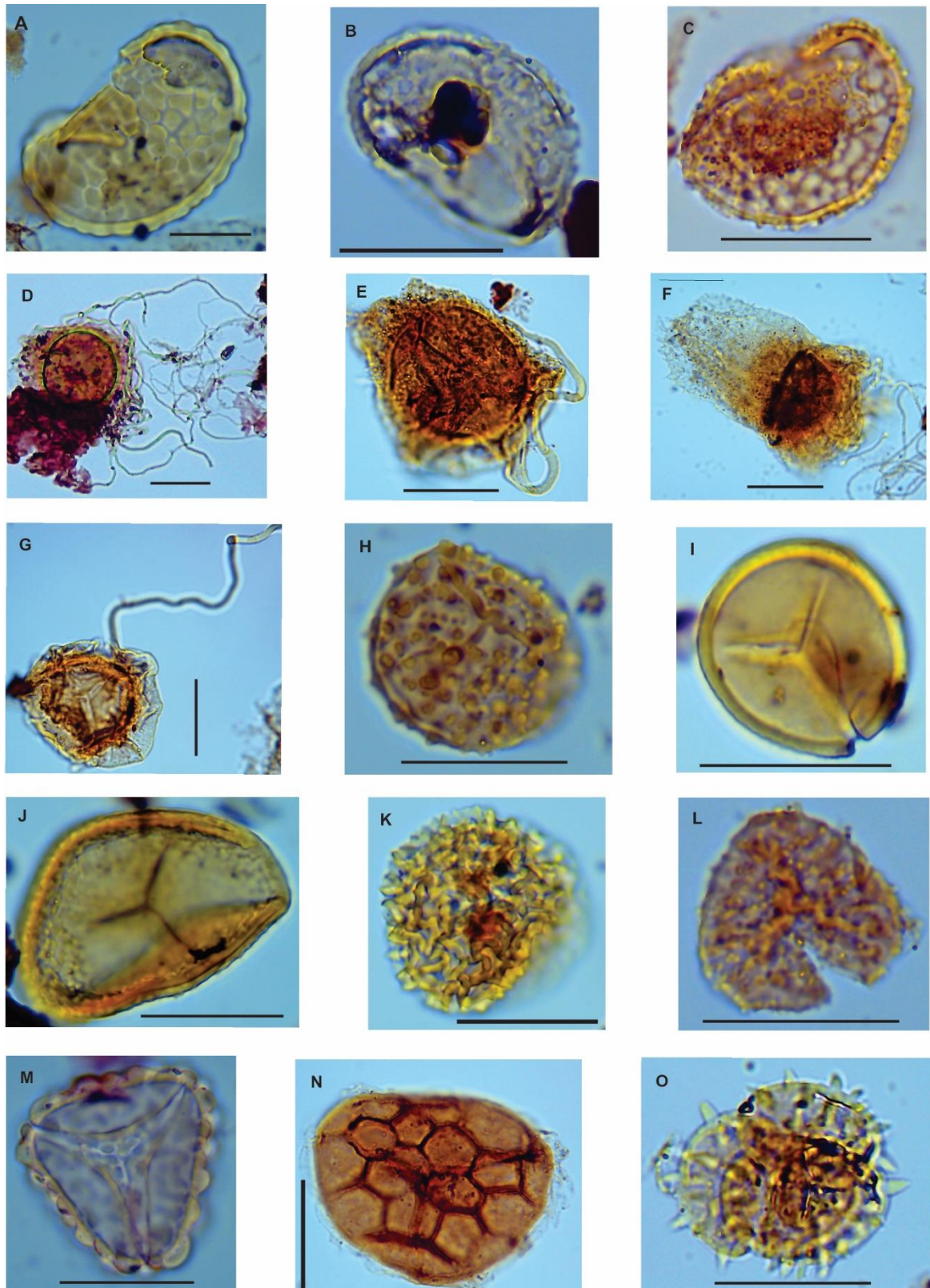
Zamaloa, M. C. 2004. Miocene algae and spores from Tierra del Fuego, Argentina. *Alcheringa*, 28(1): 205-227.

Zamaloa, M. C. & Romero, E. J. 1990. Some Spores and Pollen from the Cullen Formation (Upper Eocene to Middle Oligocene), Tierra Del Fuego, Argentina. *Palynology*, 14: 123-133.

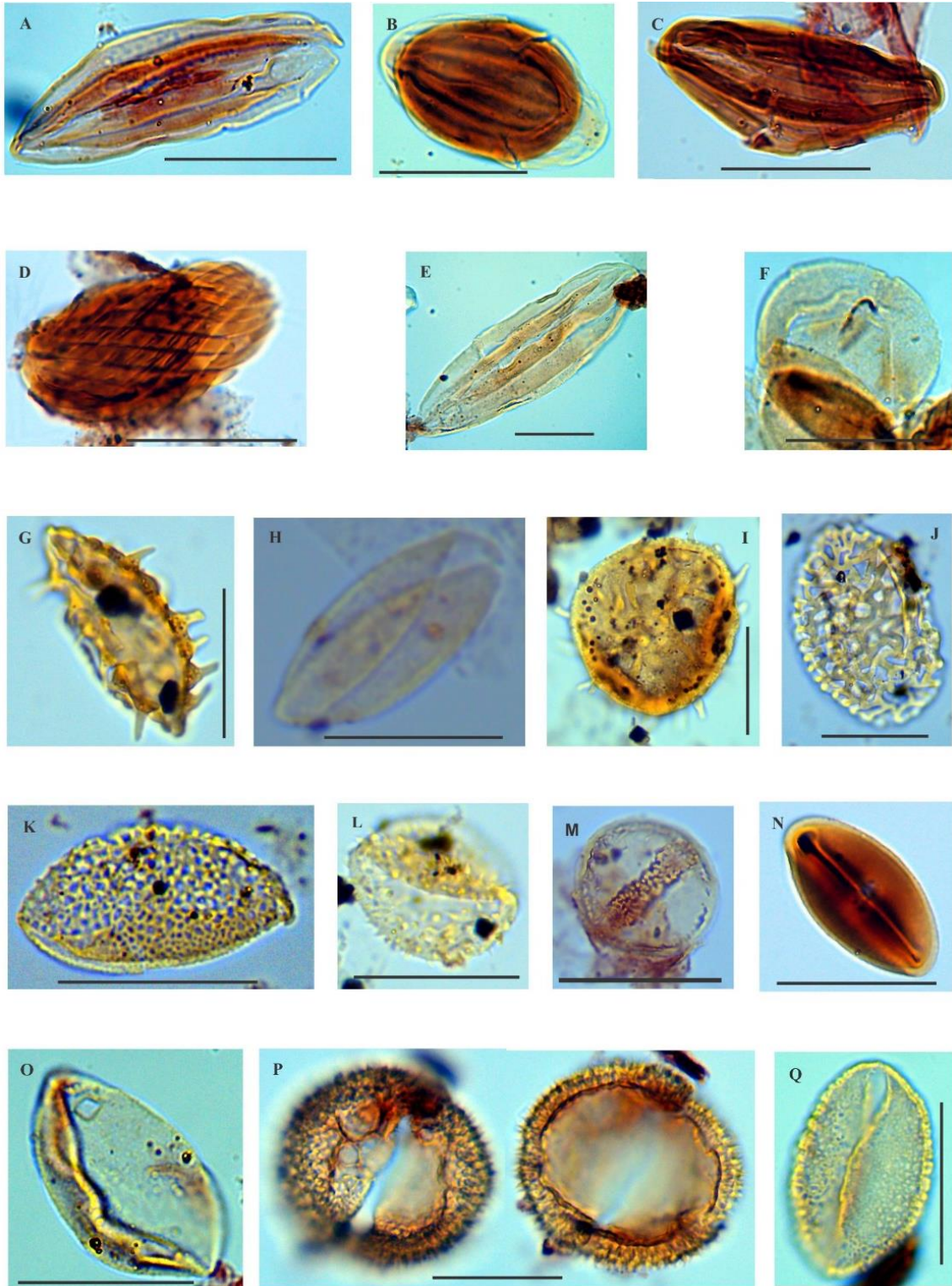
Zetter, R.; Hofmann, C. C.; Draxler, I.; Durango Cabrera, J.; Vergel, M. M. & Vervoorst, F. 1999. A rich Middle Eocene microflora at Arroyo de los Mineros, near Cañadón Beta, NE Tierra del Fuego Province, Argentina. *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, 56: 436-460.

Zobaa, M.; Sanchez-Botero, C.; Browne, C.; Oboh-Ikuenobe, F. E. & Ibrahim M. I. 2008. Kerogen and palynomorph analyses of the mid-Cretaceous Bahariya Formation and Abu Roash “G” Member, North Western Desert, Egypt. *Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions*, 58: 933-943.

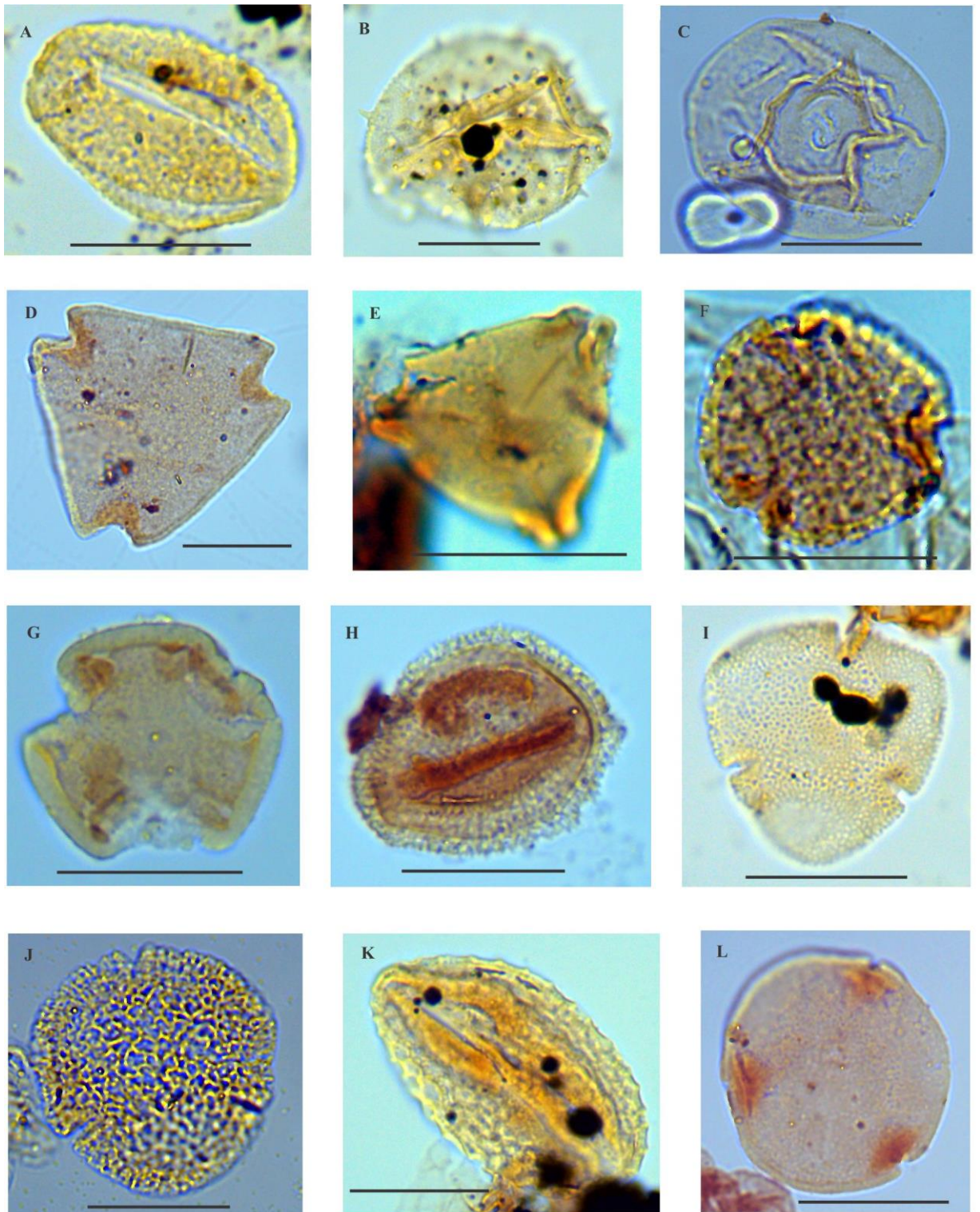
12•ANEXOS



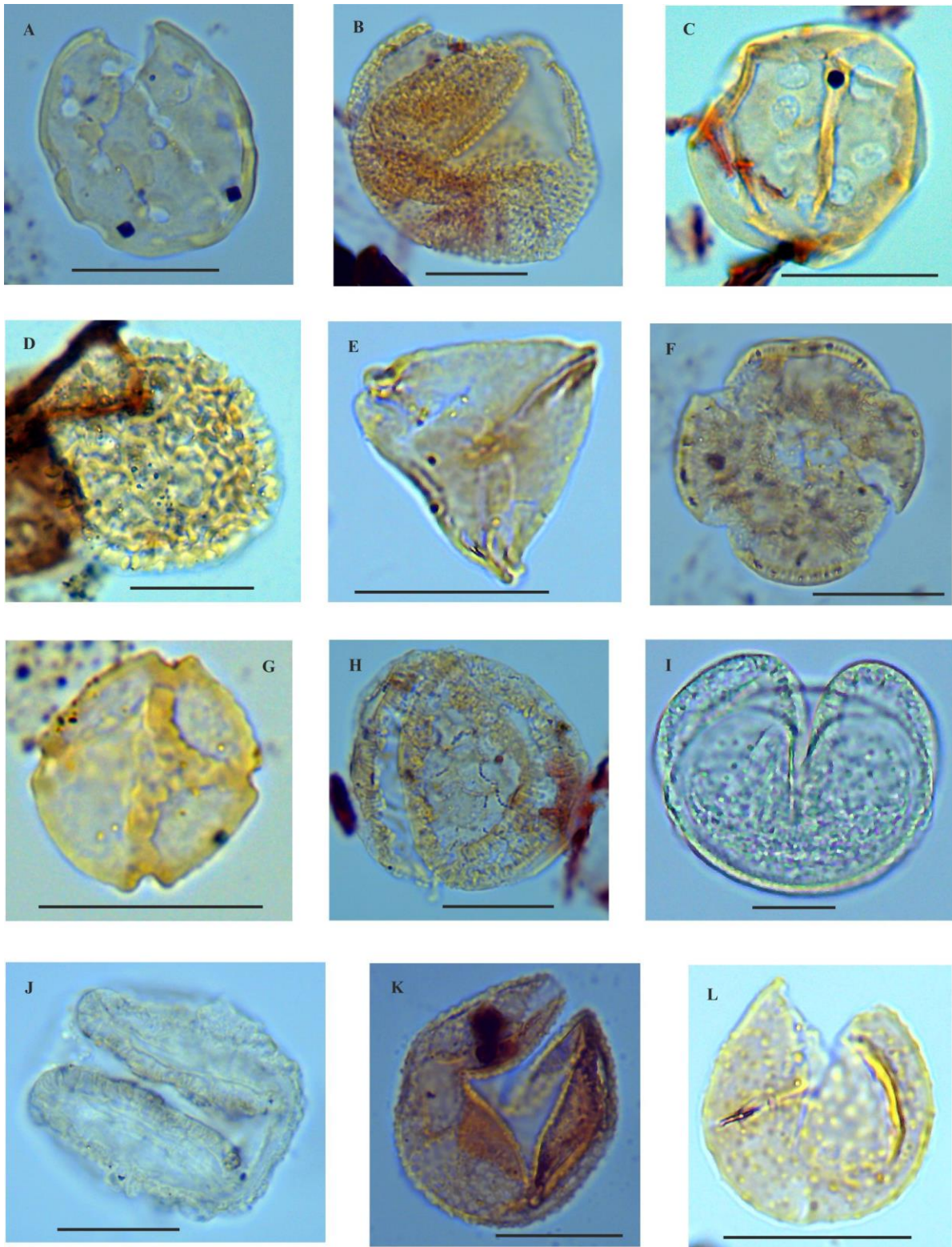
Estampa I: A- *Polypodiisporites* sp. 1 (PPNSD02-1-22) ; B- *Polypodiisporites* sp. 2 (PPNSD09-G-2-11); C- *Polypodiisporites* sp. 3 (PPNSD11-B-1-90); D- *Ariadnaesporites longiprocessum* (PPNSD15-E-3-17); E- *Ariadnaesporites potonieii* (PPNSD15-E-3-3); F- *Ariadnaesporites spinosus* (PPNSD09-G-2-38); G- *Ariadnaesporites* sp. (PPNSD11-B-2-16); H- *Varirugosisporites* sp. (PPNSD02-1-45); I- *Psilatriteles* sp. (PPNSD07-3-48); J- *Retitriteles* sp. (PPNSD09-F-1-5); K- *Gabonisporis* sp. (PPNSD07-4-23); L- *Undulatisporites* sp. (PPNSD09-G-2-43); M- *Verrucatotriteles* sp. (PPNSD09-F-3-11); N- *Zlivisporis blanensi* (PPNSD09-G-1-17); O- *Droseridites senonicus* (PPNSD11-B-2-71). **Escala: 20 μ m.**



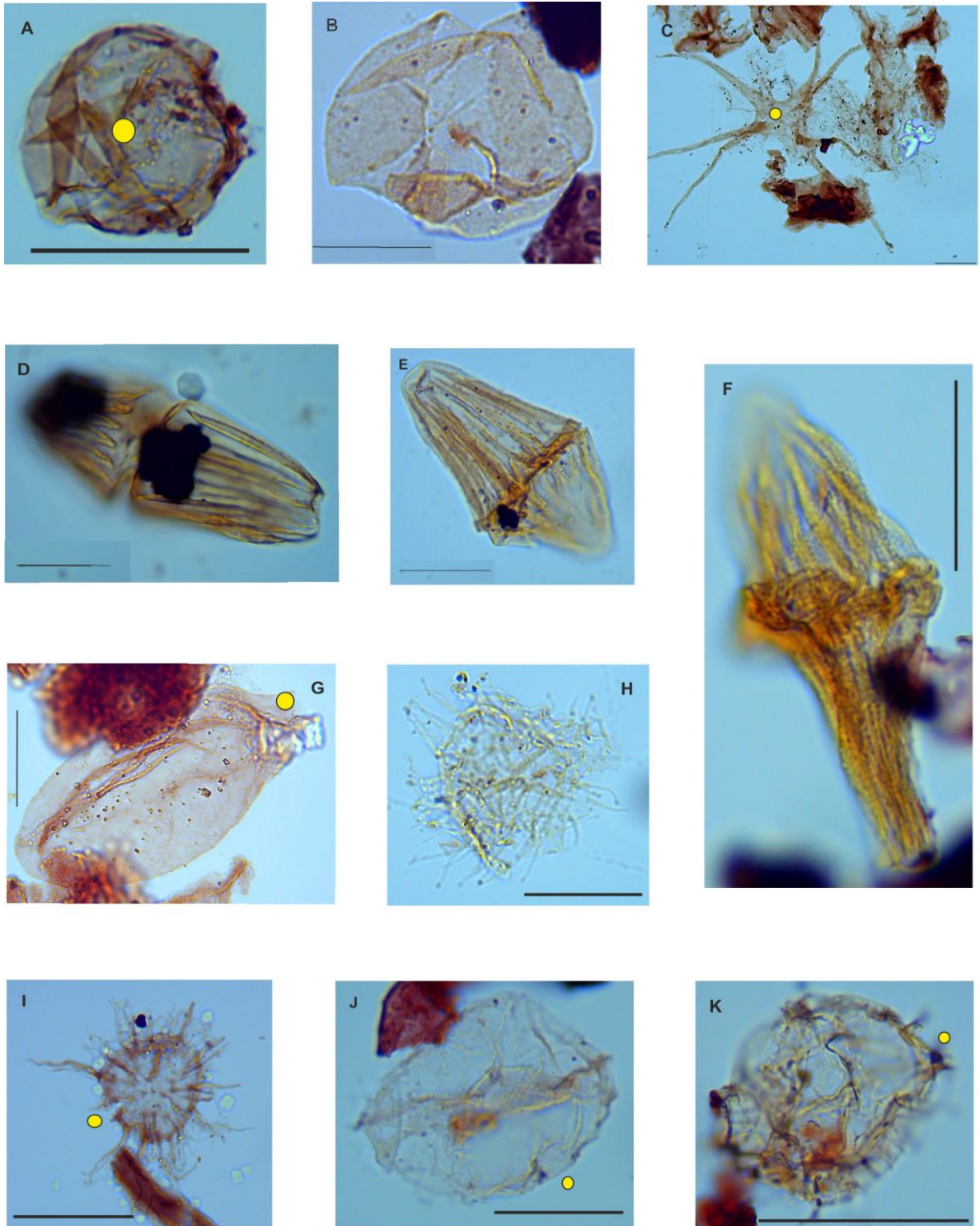
Estampa II: A- *Ephedripites sulcatus* (PPNSD11-B-1-38); B- *Equisetosporites ambiguus* (PPNSD11-B-1-71); C- *Equisetosporites strigatus* (PPNSD11-B-2-98); D- *Gnetaceaeepollenites diversus* (PPNSD09-G-2-49); E- *Steevesipollenites giganteus* (PPNSD11-B-1-73); F- *Classopollis classoides* (PPNSD11-B-1-112); G- *Bacumorphomonocolpites tausae* (PPNSD02-1-12); H- *Cycadopites* sp. (PPNSD07-3-18); I- *Echimonocolpites coni* (PPNSD02-1-46); J- *Liliacidites variegatus* (PPNSD02-1-18); K- *Liliacidites* sp. (PPNSD02-1-16); L- *Mauritiidites franciscoi* var. *franciscoi* (PPNSD02-1-47); M- *Monocolpopollenites spheroidites* (PPNSD09-G-1-46); N- *Monosulcites* sp. (PPNSD09-G-3-10); O- *Psilamonocolpites* sp. (PPNSD11-B-2-82); P- *Retimonocolpites* sp. 1 (PPNSD09-F-9-10); Q- *Retimonocolpites* sp. 2 (PPNSD09-F-6-9). Escala: 20 μ m.



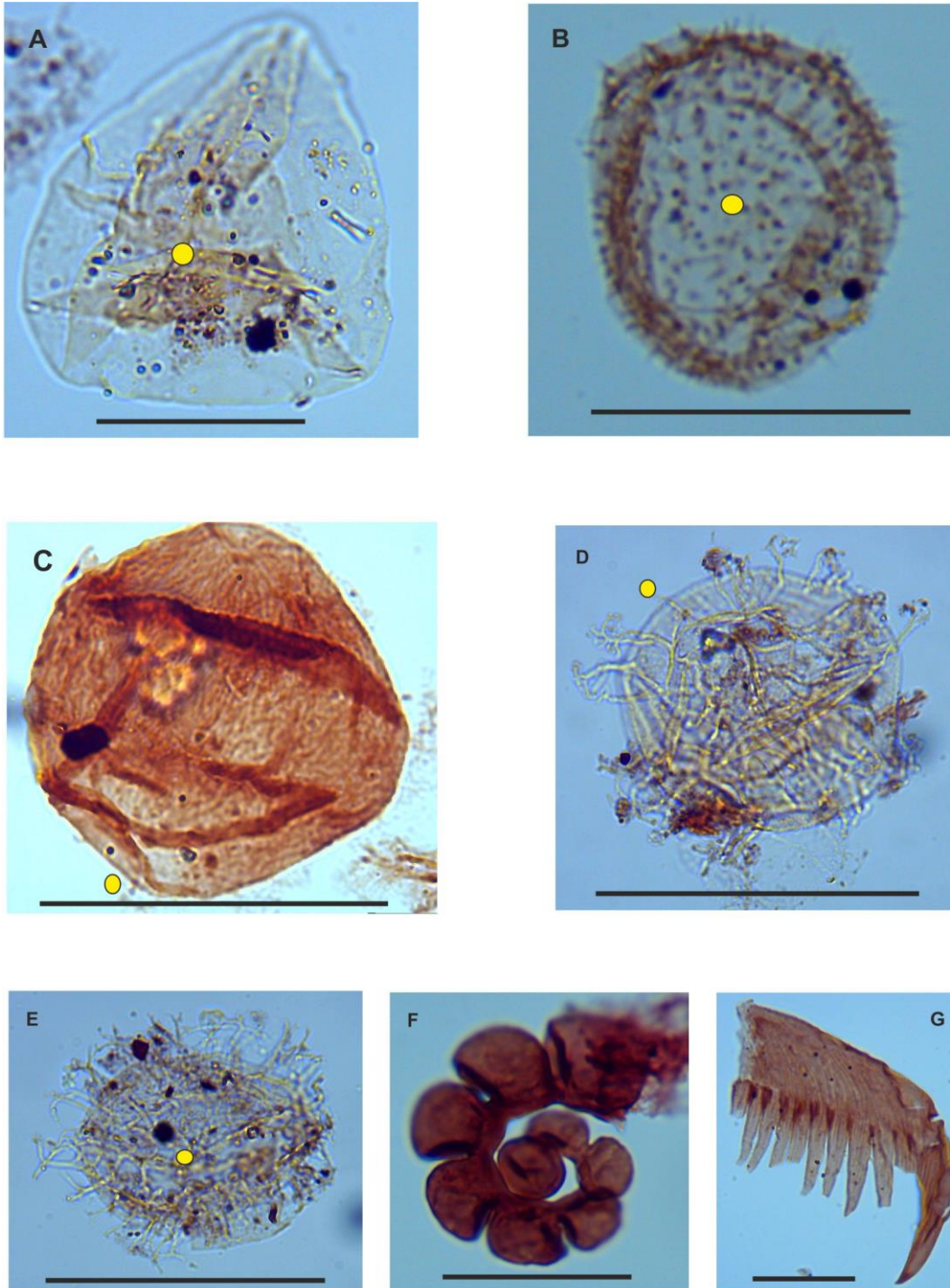
Estampa III: A- *Stellatopollis densiornatus* (PPNSD02-1-31); B- *Echiperiporites akanthos* (PPNSD02-1-48); C- *Psilaperiporites boliviensis* (PPNSD07-2-14); D- *Proteacidites* sp. (PPNSD09-G-3-38); E- *Tricornites elongatus* (PPNSD07-4-34); F- *Echitricolpites* sp. (PPNSD07-2-51); G- *Psilatricolpites* sp. (PPNSD09-G-2-48); H- *Retitricolpites* sp. (PPNSD09-F-7-14); I- *Bombacacidites nacimientoensis* (PPNSD02-1-42); J- *Bombacacidites* sp 1. (PPNSD02-1-17); K- *Rhoipites guianensis* (PPNSD02-1-2); L- *Siltaria* sp. (PPNSD11-B-2-102). Escala: 20 μm .



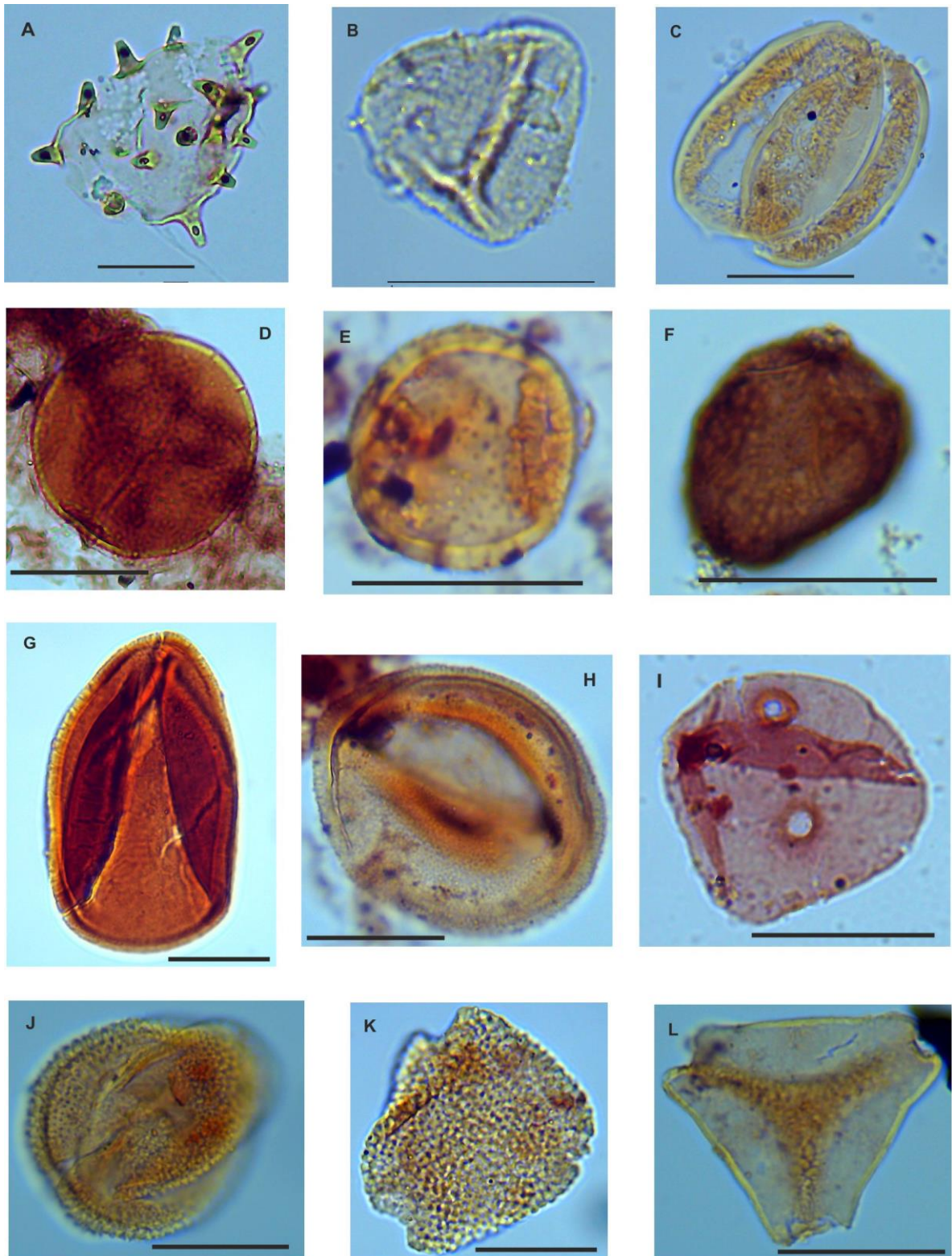
Estampa IV: A- *Cretacaeiporites mulleri* (PPNSD02-1-11); B- *Cretacaeiporites scabratus* (PPNSD07-4-17); C- *Cretacaeiporites* sp. (PPNSD07-3-6); D- *Spirosyncolpites spiralis* (PPNSD09-G-2-57); E- *Syncolporites* cf. *poricostatus* (PPNSD15-E-3-50); F- *Retistephanocolpites* sp. (PPNSD02-1-43); G- *Ulmoideipites krempii* (PPNSD02-2-26); H- *Fenestrites* sp. (PPNSD07-4-12); I- *Podocarpidites* sp. 3 (PPNSD07-2-75); J- *Podocarpidites* sp. 4 (PPNSD09-G-1-12); K- *Ovoidites* sp. 1 (PPNSD09-G-2-13); L- *Ovoidites* sp. 2 (PPNSD15-E-3-65). **Escala: 20 μ m.**



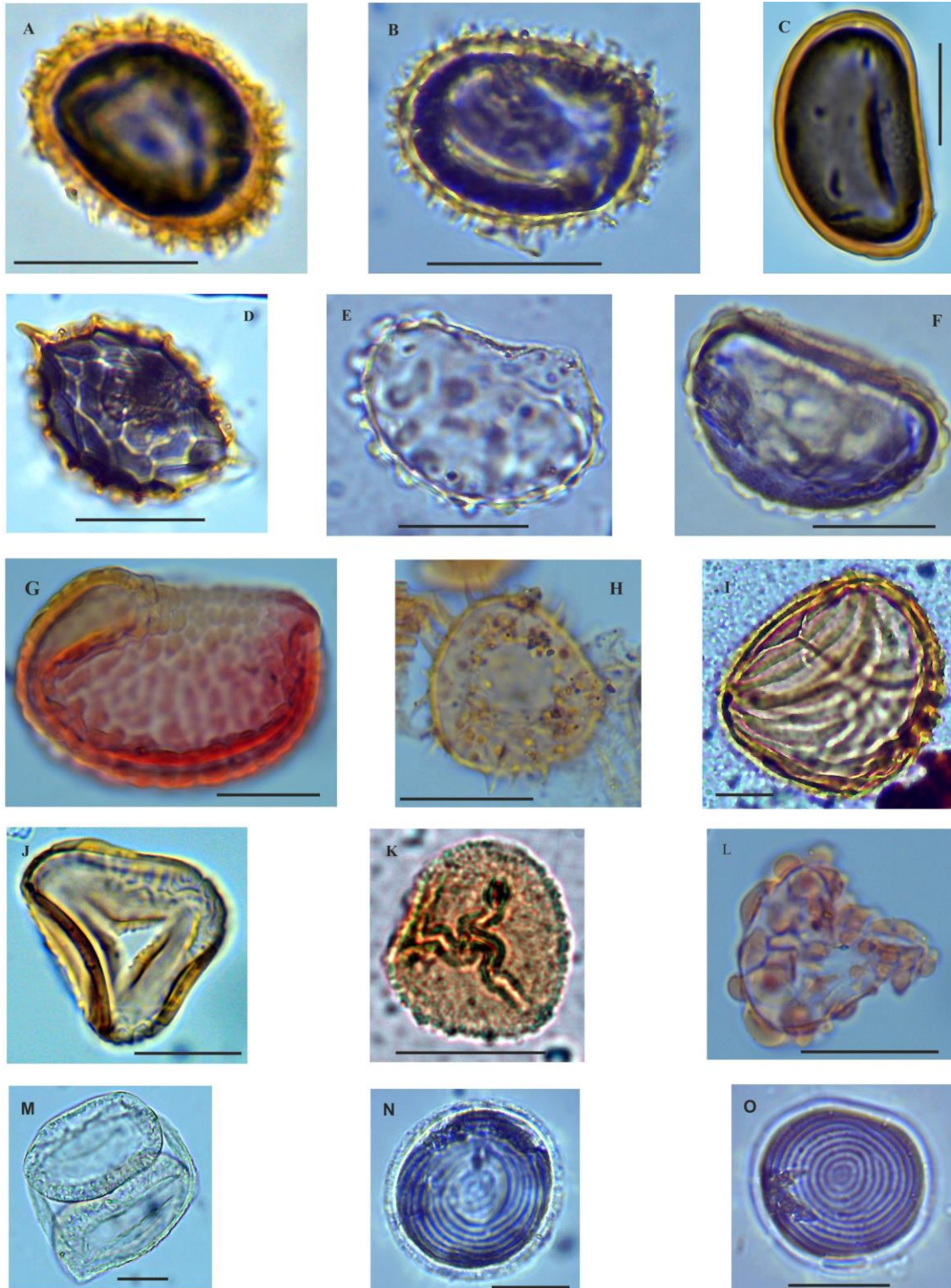
Estampa V: A - *Leiosphaeridium* sp. 1 (PPNSD07-4-32); B - *Leiosphaeridium* sp. 2 (PPNSD09-G-3-54); C - *Veryhachium* sp. (PPNSD11-B-1-103); D - *Dinogymnium heterocostatum* (PPNSD09-F-1-8); E - *Dinogymnium acuminatum* (PPNSD09-G-1-39); F - *Dinogymnium* sp. (PPNSD07-4-19); G - *Fromea* sp. (PPNSD11-B-1-46); H - *Impletosphaeridium banterwickense* (PPNSD11-B-2-22); I - *Impletosphaeridium* sp. (PPNSD09-G-2-21); J - *Subtilisphaera* sp. (PPNSD07-4-41); K - *Achomosphaera* sp. (PPNSD07-3-62).
Círculos amarelos indicam a posição do epicisto. Escala: 20 μ m.



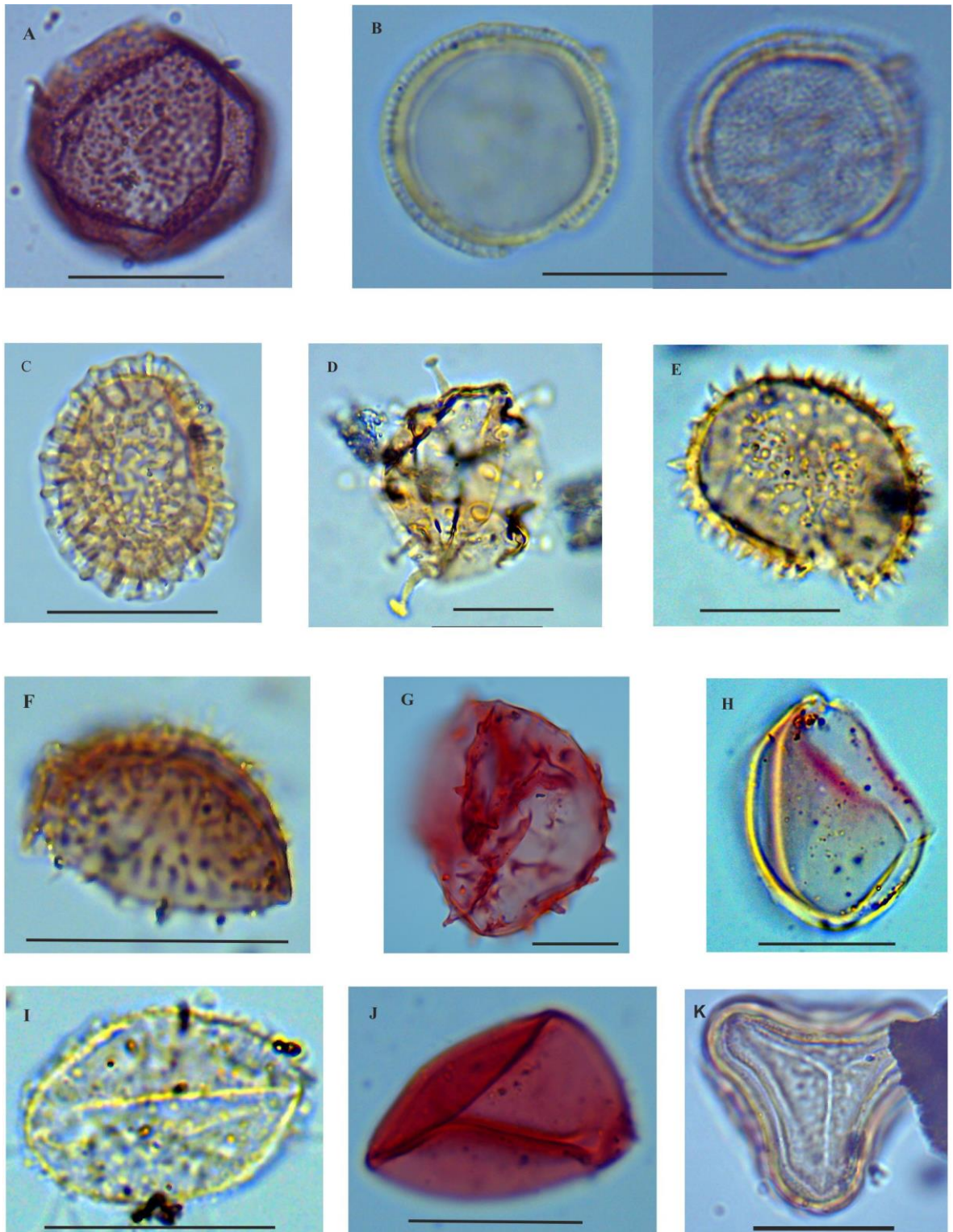
Estampa V-A: A- *Isabelidium* sp. (PPNSD09-G-3-35); B- *Baltisphaeridium* sp. (PPNSD02-1-7); C- *Cerodinium* sp. (PPNSD11-B-1-12); D- *Spiniferites* sp. 1 (PPNSD07-2-1); E- *Spiniferites* sp. 2 (PPNSD07-2-17); F- Palinofoaminífero não identificado (PPNSD07-3-63); G- Escolocodonte não identificado (PPNSD09-G-2-56). Círculos amarelos indicam a posição do epicisto. **Escala:** 20 μ m.



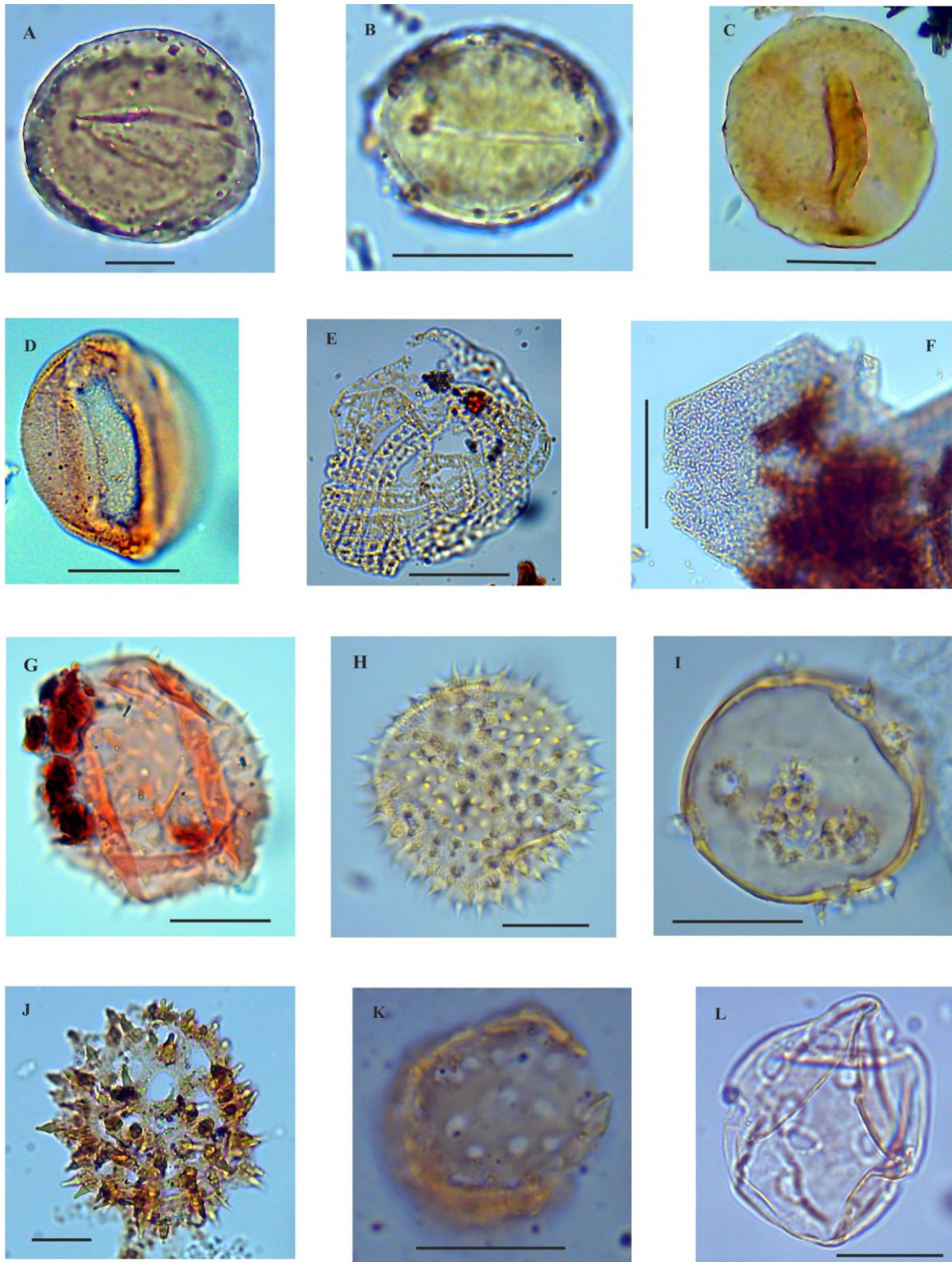
Estampa VI: A - *Conosphaeridium* sp. (PPNSD07-2-63); B - *Incertae sedis* sp. 1 (PPNSD07-2-41); C - *Incertae sedis* sp. 2 (PPNSD09-G-1-51); D - *Incertae sedis* sp. 3 (PPNSD07-2-59); E - *Incertae sedis* sp. 4 (PPNSD07-3-34); F - *Incertae sedis* sp. 5 (PPNSD09-F-2-11); G - *Incertae sedis* sp. 6 (PPNSD11-B-2-38); H - *Incertae sedis* sp. 7 (PPNSD09-G-1-28); I - *Incertae sedis* sp. 8 (PPNSD09-G-3-41); J - *Incertae sedis* sp. 9 (PPNSD07-3-21); K - *Incertae sedis* sp. 10 (PPNSD15-E-3-57); L - *Incertae sedis* sp. 11 (PPNSD07-3-35). Escala: 20 μ m.



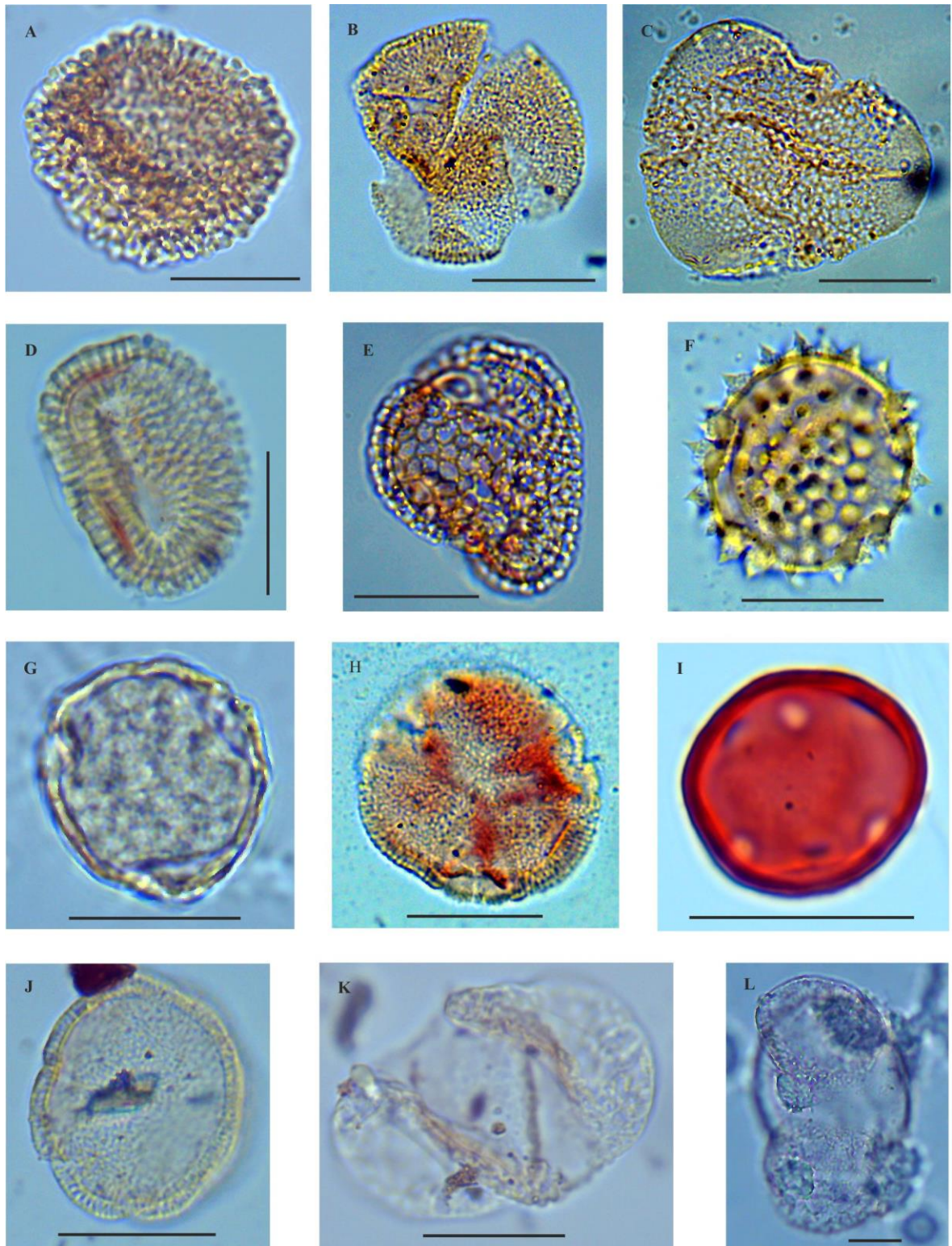
Estampa VII: A- *Echimonoletes* sp. 1 (PRJ12A-B-2-17); B- *Echimonoletes* sp. 2 (PRJ12A-B-1-8); C- *Laevigatosporites tibuensis* (PRJ07B2-4-8); D- *Perinomonoletes* sp. (PRJ12A-B-1-17); E- *Polypodiisporites planus* (PRJ02A-13-3); F- *Polypodiisporites usmensis* (PRJ12A-B-2-5); G- *Verrucatosporites favus* (PRJ07B2-4-19); H- *Echitriteles muelleri* (PRJ23D-1-72); I- *Magnastriatites grandiosus* (PRJ18B-A-14-18); J- *Polypodiaceoisporites fossulatus* (PRJ18B-A-10-7); K- *Undulatisporites* sp. (PRJ07B2-1-12); L- *Verrucatotriteles etayoi* (PRJ07B2-4-26); M- *Podocarpidites* sp. 2 (PRJ02A-12-2); N- *Pseudoschizaea circula* (PRJ02A-11-2); O- *Pseudoschizaea rubina* (PRJ02A-2-4). **Escala: 20 μ m.**



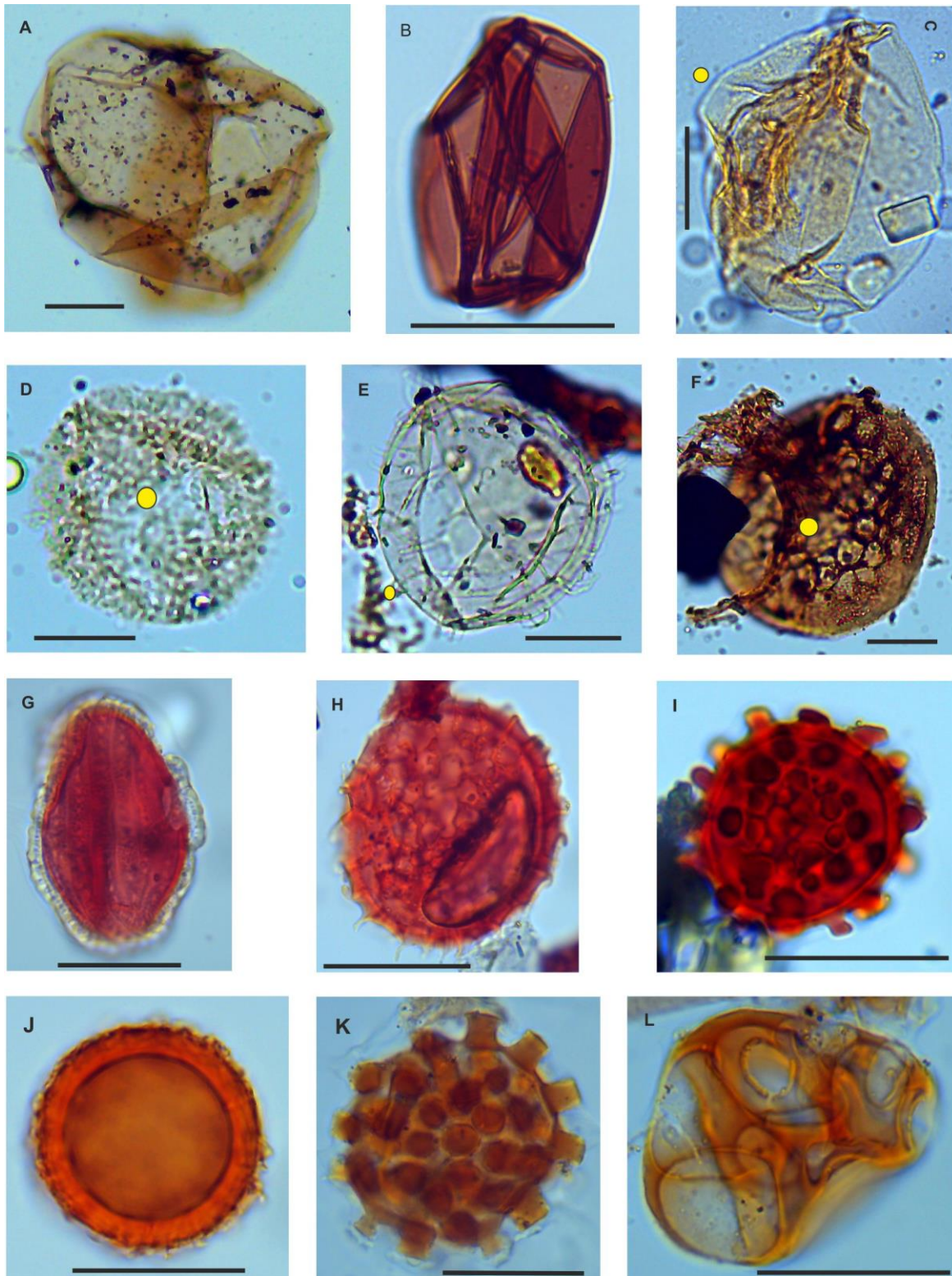
Estampa VIII: A- *Verrutriletes "echinatus"* (PRJ12A-B-1-16); B- *Clavainaperturites microclavatus* (PRJ23-D-1-66); C- *Crotonoidaepollenites reticulatus* (PRJ18B-A-4-16); D- *Grimsdalea* sp. (PRJ18B-A-2-1); E - *Echimonocolpites densus* (PRJ12A-B-2-16); - F- *Echimonocolpites protofranciscoi* (PRJ12A-B-2-20); G- *Echimonocolpites* aff. *tersus* (PRJ23-D-3-46); H- *Longapertites* cf. *microfoveolatus* (PRJ23-D-3-38); I- *Mauritiidites franciscoi* var. *franciscoi* (PRJ07B2-3-19); J- *Monocolpopollenites* sp. (PRJ23-D-3-6); K- *Nijssenosporites fossulatus* (PRJ02A-2-5). **Escala: 20 μ m.**



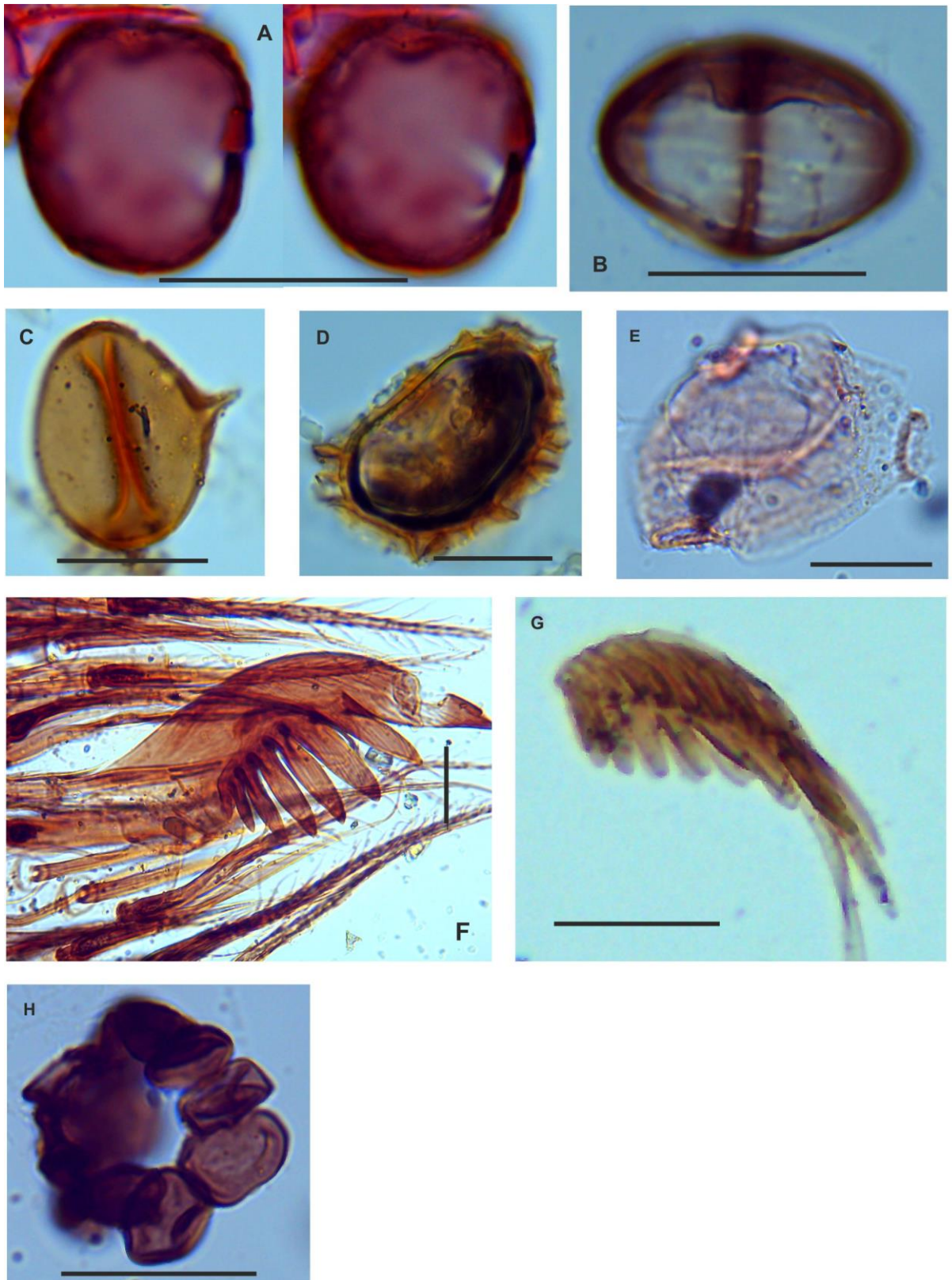
Estampa IX: A- *Psilamonocolpites grandis* (PRJ02A-7-3); B- *Psilamonocolpites medius* (PRJ07B2-7-14); C- *Psilamonocolpites operculatus* (PRJ07B2-8-12); D- *Psilamonocolpites rinconii* (PRJ18B-A-9-9); E- *Multimarginites vanderhammeni* (PRJ07B2-3-6); F- *Proteacidites* sp. (PRJ07B2-7-3); G- *Echiperiporites akantos* (PRJ07B2-4-2); H- *Echiperiporites estelae* (PRJ18B-A-9-7); I- *Echiperiporites intectatus* (PRJ18B-A-12-2); J- *Echiperiporites lophatus* (PRJ02A-5-8); K- *Multiporopollenites crassinexinatus* (PRJ12A-B-2-9); L- *Psilaperiporites* sp. (PRJ18B-A-13-23). Escala: 20 μ m.



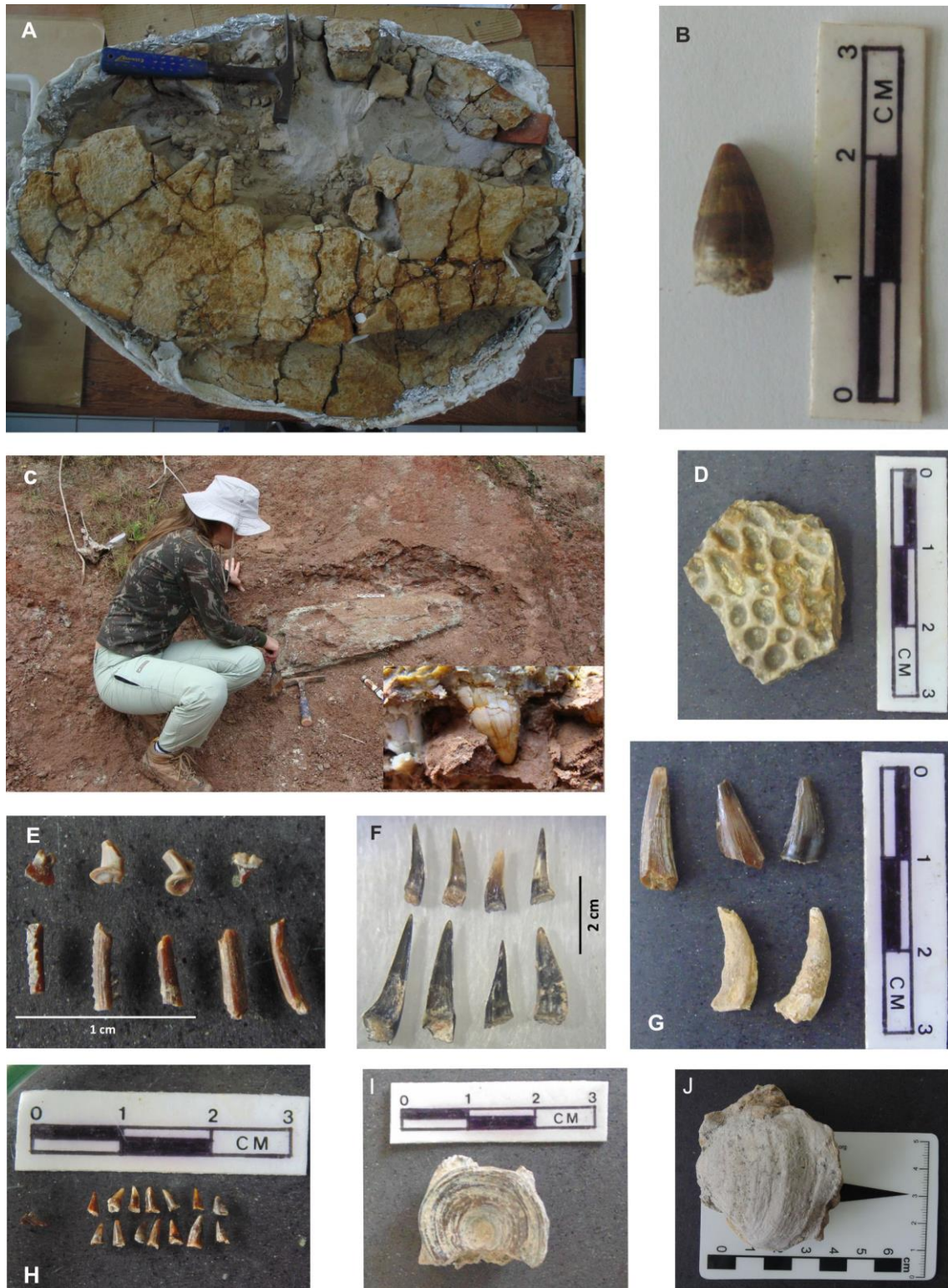
Estampa X: A- *Crototricolpites annemariae* (PRJ18B-A-13-21); B- *Retitricolpites microreticulatus* (PRJ18B-A-2-15); C- *Bombacacidites* sp. 2 (PRJ18B-A-1-4); D- *Illexpollenites* cf. *tropicalis* (PRJ07B2-4-27); E- *Margocolporites vanwijhei* (PRJ18B-A-14-2); F- *Malvacipolloides maristellae* (PRJ18B-A-1-11); G- *Psilatricolporites undulatus* (PRJ02A-9-8); H- *Siltaria* sp. (PRJ18B-A-11-17); I- *Perisyncolporites pokorny* (PRJ07B2-4-24); J- *Stephanocolpites evansii* (PRJ12A-B-3-1-II); K- *Podocarpidites* cf. *ellipticus* (PRJ07B2-3-10); L- *Podocarpidites* sp. 1 (PRJ02A-9-9). **Escala: 20 μ m.**



Estampa XI: A- *Leiosphaeridium* sp. 4 (PRJ12A-B-2-22); B- *Leiosphaeridium* sp. 5 (PRJ18B-A-3-2); C- *Nelsoniella aceras* (PRJ07B2-2-6); D- *Trichodinium castanea* (PRJ07B2-3-14); E- *Operculodinium* sp. (PRJ07B2-2-5); F- *Valensiella* sp. (PRJ07B2-2-8); G- *Incertae sedis* sp. 12. (PRJ07B2-3-20); H- *Incertae sedis* sp. 13 (PRJB2-3-21); I- *Incertae sedis* sp. 14 (PRJ07B2-4-13); J- *Incertae sedis* sp. 15 (PRJ18B-A-12-22); K- *Incertae sedis* sp. 16 (PRJ23-D-1-22); L- *Incertae sedis* sp. 17 (PRJ23-D-1-22). Círculos amarelos indicam a posição do epicisto. **Escala: 20 µm.**



Estampa XII: A- *Incertae sedis* sp. 18 (PRJ23-D-3-42); B- *Incertae sedis* sp. 19 (PRJ23-D-1-82); C- *Incertae sedis* sp. 20 (PRJ23-D-2-35); D- *Incertae sedis* sp. 21 (PRJ23-D-2-29); E- *Incertae sedis* sp. 22 (PRJ02A-10-4); F- Escolecodonte (PRJ12A-B-1-18); G- Escolecodonte (PRJ12A-B-2-23); H- Palinoforaminífero (PRJ12A-B-1-6). **Escala: 20 µm.**



ESTAMPA XIII: A- Carapaça de *Chelus colombianus* em vista ventral (PRJ19); B- Dente de crocodiliano (PRJ19); C- Crânio incompleto de *Mourasuchus* sp. em vista dorsal, com pormenor dos dentes (PRJ19) (Imagem do acervo do Laboratório de Paleontologia do Campus Floresta); D- Fragmento de osteoderme de crocodiliano (PRJ19); E- Fragmentos de espinhas peitorais de peixes (PRJ34); F- Dentes de peixes Characiformes (PRJ34) (Fotografia: Paulo R. O. Souza, 2017); G- Dentes de peixes e partes de quelas de crustáceos (PRJ34); H- Dentes de peixes (PRJ34); I- Fragmento de vértebra de peixe (PRJ34); J- Contra-molde de bivalve (PRJ34).