UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA GEOQUÍMICA

TESE DE DOUTORADO

ICTIÓLITOS DA FORMAÇÃO PIRABAS, MIOCENO DO PARÁ, BRASIL, E SUAS IMPLICAÇÕES PALEOECOLÓGICAS

Tese apresentada por:
Sue Anne Regina Ferreira da Costa
Orientadora: Prof.ª Dr.ª Dilce de Fátima Rossetti (INPE)
Coorientador: Prof.ª Dr.ª Martha Richter (NHMUK)

BELÉM
2011

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação(CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

C837i Costa, Sue Anne Regina Ferreira da

Ictiólitos da Formação Pirabas, mioceno do Pará, Brasil, e suas implicações paleoecológicas / Sue Anne Regina Ferreira da Costa; Orientador: Dilce de Fátima Rossetti – 2011

xvi, 113f.: 40 il.

Tese (Doutorado em Geologia) – Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

1. Peixes - Pará. 2. Ictiólitos. 3. Formação Pirabas. 4. Paleoecologia. 5. Microvertebrados. 6. Paleontologia. 7. Neógeno da Amazonia. I. Rossetti, Dilce de Fátima, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 20. ed.: 597.09298115

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

ICTIÓLITOS DA FORMAÇÃO PIRABAS, MIOCENO DO PARÁ, BRASIL, E SUAS IMPLICAÇÕES PALEOECOLÓGICAS

TESE APRESENTADA POR

SUE ANNE REGINA FERREIRA DA COSTA

Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na Área de GEOLOGIA

Data de Aprovação: 01 / 06 / 2011

Banca Examinadora:

Prof.ª Dr.ª DILCE DE FÁTIMA ROSSETTI
(Orientadora -INPE)

Prof.Dr. CLAUDIO RICCOMINI
(Membro - USP)

Prof.ª Dr.ª MARIA INÊS FEIJÓ RAMOS
(Membro - MPEG)

Prof.ª Dr.ª ANA LUISA K.M. ALBERNAZ
(Membro - MPEG)

Prof. Dr. ORANGEL A. AGUILERA SOCORRO
(Membro - MPEG)

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA

PARECER

Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de SUE ANNE REGINA FERREIRA DA COSTA

A banca examinadora da tese de doutorado de **SUE ANNE REGINA FERREIRA DA COSTA** intitulada "**ICTIÓLITOS DA FORMAÇÃO PIRABAS, MIOCENO DO PARÁ, BRASIL E SUAS IMPLICAÇÕES PALEOECOLÓGICAS**", composta pelos Professores Doutores Dilce de Fátima Rossetti (Orientador-INPE), Claudio Riccomini (USP), Orangel Antonio Aguilera Socorro (MPEG), Maria Inês Feijó Ramos (MPEG), Ana Luisa Kerti Mangabeira Albernaz (MPEG), após a apresentação oral e arguição da candidata, emite o seguinte parecer:

A candidata apresentou uma tese de bom nível, cuja principal contribuição é a aplicação inédita no Brasil de ictiólitos no estudo de paleoambientes sedimentares. A apresentação oral da tese foi muito clara, objetiva, bem ilustrada e informativa. Na argüição a candidata respondeu com propriedade às questões formuladas pelos examinadores, bem como acatou sugestões e correções a serem incorporadas nas publicações resultantes da tese.

Com base no exposto, a banca examinadora decidiu por unanimidade APROVAR a tese de doutorado.

Belém, 1 de junho de 2011.

Prof.ª Dr.ª Dilce de Fátima Rossetti - (Orientadora-INPE)

Prof. Dr. Claudio Riccomini – Membro (USP)

Prof. Dr. Orangel Antonio Aguilera Socorro – Membro (MPEG)

Prof.ª Dr.ª Maria Inês Feijó Ramos – Membro (MPEG)

Prof.ª Dr.ª Ana Luisa Kerti Mangabeira Albernaz – Membro (MPEG)

“Ao mestre com carinho, dedicada à Dilce”.

AGRADECIMENTOS

À Dra. Dilce Rossetti e Dra. Martha Richter, orientadoras, amigas e, por muitas vezes, mães. Às duas, minha eterna gratidão.

À empresa CIBRASA Cimentos do Brasil S/A por nos dar acesso à mina B17 ao longo de todos esses anos.

À Me. Heloísa Maria Moraes Santos, pela sua generosidade e por todos os dias desses 11 anos de Paleontologia. A toda a Coordenação de Ciências da Terra e Ecologia do MPEG.

Ao fantástico Dr. Hilton Costi pelas imagens do MEV, o empréstimo de Skype, aulas de Geologia e por me fazer companhia no museu até em dias santos e feriados.

Ao CNPq pelo financiamento deste trabalho através das bolsas de estudo no Brasil e no exterior e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquimíca, em especial à Cleida, pela atenção dada sempre que solicitada, e ao professor Dr. Afonso Nogueira, pelas ótimas aulas de Sedimentologia.

Aos meus amigos de trabalho Denys, Dé e Alan, assim como aos meus "bebês" Sauri, Zoneibe, Neuza, Talita, Christiane, Bruna e Felipe, por terem sido filhos tão bonzinhos e entenderem todas as minhas ausências.

Aos curadores do Natural History Museum Dr. Patrick Campbell, da coleção osteológica de peixes, e Dr.ª Zerina Johanson, do acervo de Paleontologia. Às pesquisadoras Dr.ª Alison Longbottom pelas referências e auxílio nas identificações, e Dr.ªMarjorie Johns, pelo incentivo, sugestões e por compartilhar comigo a paixão por ictiólitos.

Ao Dr. Luciano Montag e Dr.ª Ana Albernaz pela ajuda em estatística. À Me. Arlete Almeida pela confecção do mapa, e ao Dr. Vladimir Távora pelas conversas sobre a Formação Pirabas.

Aos melhores amigos que uma pessoa pode ter na vida Leandro Raphael, Alexandre Santana, Lívia Isadora, Rodrigo Barata, Emanoel Oliveira Jr. Marcia Salviato, Ediglei Cesar e Samantha Cecim pela edição de imagens, referências bibliográficas e principalmente pela companhia na saúde, na doença, alegria e tristeza...

Ao John Fletcher por seu exemplo diário de superação e tranquilidade.

À minha família, em especial minhas mães Helena e Célia, pelo apoio incondicional.

À todos que me ajudaram direta ou indiretamente, e que porventura eu esqueci.

Deus, muito obrigada.

“Ó mar salgado, quanto do teu sal

São lágrimas...

Para que fosses nosso, ó mar!

Valeu a pena? Tudo vale a pena

Se a alma não é pequena”

Trechos do Poema Mar Português
Fernando Pessoa

RESUMO

A Formação Pirabas (Oligo-miocênica), a qual é representada por depósitos carbonáticos ao longo da costa norte brasileira entre os estados do Pará e Piauí, é reconhecida por sua riqueza fossilífera. Entre os diversos fósseis destaca-se paleoictiofauna, por sua abundância nos afloramentos, porém a ausência de controle estratigráfico e faciológico destes fósseis restringiu o seu potencial de utilização em interpretações paleoambientais. A utilização conjunta de técnica de peneiramento úmido para recuperação de ictiólitos e análise faciológica e microfaciológica de sedimentos retirados dos depósitos da Formação Pirabas, expostos na mina B17 (Capanema-PA), possibilitou pela primeira vez utilizar fósseis de vertebrados para a elaboração de um modelo de reconstituição paleoambiental interdisciplinar. Os 3.594 ictiólitos recuperados, juntamente com as 5 associações faciológicas e 4 microfácies carbonáticas levaram à conclusão de que estes depósitos da Formação Pirabas foram formados em sistema deposicional marinho-marginal, com diferentes ambientes geneticamente associados como antepraia, praia, laguna, canal de maré e delta de maré, que fariam parte de um sistema estuarino com influência de onda, marcado por quatro diferentes ciclos deposicionais, relacionados a possíveis episódios transgressivo-regressivos. O ambiente estuarino foi confirmado pela assembléia de ictiólitos, formada tanto por espécimes dulcícolas, representada pela família Characidae, de ocorrência inédita para a unidade, quanto por espécimes marinhos, por exemplo, os tubarões. Diversos tipos dentários, possivelmente atribuídos a representantes de águas salobras, também reforçam o ambiente proposto tais como os gêneros *Sarpa* e *Dasyatis*, ambos igualmente registrados pela primeira vez. A distribuição da comunidade ictiológica evidencia controle paleoambiental, tendo-se registrado sua maior abundância em depósitos de canal de maré. Entretanto, a influência do nível relativo do mar resultou no desenvolvimento de ciclos deposicionais transgressivos-regressivos, que também exerceram forte controle na distribuição estratigráfica dos ictiólitos registrados na Mina B17, reforçando a importância de estudos interdisciplanares no refinamento da reconstituição paleoecológica desta unidade.

Palavras-chave: Peixe - Pará. Ictiólitos. Formação Pirabas. Paleoecologia. Microvertebrados. Paleontologia. Neógeno da Amazonia.

ABSTRACT

The Pirabas Formation (Oligo-miocine), which is represented by carbonates deposits through the Brazilian Coastal Area between the States of Pará and Piauí, is recognized for its fossil richness. Among the many fossils paleoichthyofauna stands out for its abundance in outcrops, but the absence of stratigraphic and facies control of these fossil restricted their potential use in paleoenvironmental interpretations. The joint use of the technique of wet sieving for the recovery of ichthyoliths and microfacies and facies analysis of sediments taken from Pirabas Formation deposits, which were exposed in the B17 mine (Capanema-PA), allowed for the first time the use of vertebrate fossil for the elaboration of an interdisciplinary paleoenvironmental reconstruction model. The 3594 recovered ichthyoliths, along with the 5 facies associations and the 4 carbonate microfacies, led to the conclusion that these deposits of Pirabas Formation were formed in marine-marginal depositional system, with different environments genetically associated as shore face (surf zone), beach, lagoon, tidal channel and tidal delta, which would be part of an estuarine system with the influence of wave, marked by four different depositional cycles related to possible transgressive-regressive episodes. The estuarine environment was confirmed by the assembly of ichthyoliths, observing that this assembly is formed by both freshwater specimens, represented by the Characidae family, an unheard occurrence for the unit until then, as for marine specimens, for example, the sharks. Several dental types, possibly attributed to representatives of brackish waters, such as the genera *Dasyatis* and *Sarpa*, both equally registered for the first time, also strengthens the proposed environment. The distribution of the ichthyological community evidences palaeoenvironmental control, having registered their highest abundance in deposits of tidal channel. However, the influence of relative sea level resulted in the development of transgressive-regressive depositional cycles, which also exerted strong control on the stratigraphic distribution of the B17 Mine registered ichthyoliths, reinforcing the importance of interdisciplanary studies in refining palaeoecological reconstruction of this unit.

Key words: Ichthyoliths; Pirabas Formation; Palaeoecology; Microvertebrates; Paleontology; Amazonia Neogene;

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 – Mapa de localização da mina B17 e áreas de ocorrência dos depósitos da Formação Pirabas 5

Figura 2. Mapa de Localização dos depósitos da Formação Pirabas, norte dos estados do Pará (P1), Plataforma Bragantina (P2), Fossa Vigia-Castanhal (B) *Graben* do Marajó (M).....7

Figura 3. Exemplos de Peixes já descritos para a Formação Pirabas exposta na Zona Bragantina. A – *Myliobatis*. B- Diodon ferrerai. C- *Shyraena egleri*, D- *Arius*, Brazil: E – *Carcharhinus* sp.1, F – *Carchahrinus* sp.2, G – *Carcharhinus* sp, H – C*archarhinus priscus* I – *Galeocerdo* sp, J – *Sphyrna* cf. *media*, K-L – *Hemipristis serra,* M – *Carcharodon subauriculatus*.....11

Figura 4. Ictiólitos da Bacia de Tofino, Cretáceo- Cenozoico do Canadá. 14

Figura 5. Perfil litoestratigráfico da mina B17 (perfil 1), contendo fácies e associações de fácies. Colunas indicando abundância de ictiólitos e porcentagem de quartzo por amostra.....20

Figura 6. Perfil litoestratigráfico da mina B17 (perfil 2), contendo fácies e associações de fácies.....21

Figura 7. Associações de fácies A e B. A) Vista geral da porção inferior da frente de lavra. Notar continuidade lateral dos estratos e presença de estratificação plano-paralela incipiente. B e C) Detalhe dos estratos com estratificação cruzada, cujo limite dos *sets* é ressaltado por concentração de minerais pesados (setas) (quadro em B localiza figura C). D) Detalhe de estratos plano-paralelos.....22

Figura 8. Associações de fácies C (laguna/planície de maré; AFC) e E (delta de maré; AFE). A) Detalhe de sucessão granocrescente ascendente, formada pela gradação para cima de depósitos de laguna/planície de maré para depósitos de delta de maré. B) Ciclos granocrescentes (setas) formados por depósitos de laguna/planície de maré que gradam para cima a depósitos de delta de maré. C) Detalhe de ciclo granocrescente ascendente similar ao ilustrado em B.....24

Figura 9. Associação de fácies D (canal de maré/*inlet*). A) Vista geral da associação (AFD), ilustrando sua natureza lateralmente descontínua e base irregular, erosiva e de geometria côncava (quadro indica posição da figura B). B) Detalhe da figura anterior. C) Detalhe da associação, ilustrando concentração de fósseis de invertebrados de sua base, com tamanhos variados, inteiros e fragmentados.....26

Figura 10. Seção geológica interpretada a partir dos perfis estudados na Mina B17, ilustrando a distribuição espacial das associações de fácies e os ciclos deposicionais. 30

Figura 11. Superfícies de descontinuidade e ciclos deposicionais no perfil 1. A) Vista geral da superfície de descontinuidade no topo do ciclo deposicional 1. B) Superfície de descontinuidade no topo do ciclo deposicional 2. C) Detalhe da superfície deposicional do topo do ciclo 2, mostrando detalhes dos estratos sobrejacentes e subjacentes à ela. Notar a grande concentração de intraclastos de argila (círculos) nos depósitos da associação D sobrejacentes à superfície. D) Superfície de descontinuidade do topo do ciclo 3. E,F) Detalhe de fitoturbações associadas com a superfície de descontinuidade do topo do ciclo 3.....33

Figura 12. Distribuição dos constituintes médios da microfácies da mina B17, considerando-se todas as amostras representativas desta microfácies.....34

Figura 13. Distribuição média dos constituintes fósseis na microfácies *wackestone* terrígeno com fósseis.....35

Figura 14. Proporção dos fósseis de invertebrados reconhecidos em secções delgadas na microfácies *wackestone* terrígeno com fósseis.....35

Figura 15. Microfácies *wackestone* terrígeno com fósseis. A) Vista geral da microfácies com matriz micrítica que mantém grãos do arcabouço, representados por bivalve (Bi) e quartzo (Qz). B) Grãos de foraminífero (f) e quartzo (Qz) em emio à matriz micrítica. C) Detalhe do matriz micrítica contendo grãos de quarzto dispersos (Qz). D) Grão fosfático, possivelmente correspondente a dente de peixe (p). Notar, também, grãos de foraminíferos (f). Observar, em todas as fotografias, grãos de quartzo dispersos (Qz). (todas as figuras=nicóis cruzados). 36

Figura 16. Distribuição média dos constituintes na microfácies *wackestone-packstone fossilífero.*.....38

Figura 17. Distribuição média dos constituintes fósseis na microfácies *wackestone-packstone fossilífero.*.....38

Figura 18. Microfácies *wackestone-packstone fossilífero.* A) *Wackestone* com fragmento de bivalve (Bi). B) *Packestone* com foraminífero *Numulite.*(f) C) *Wackestone* com equinóideo (Eq). D) *Wackestone* com ostracode com borda micritizada, micrito (Mc)(o) E) *Packstone* com gatropode (g). F) *Wackestone* com briozoário (Br) e grãos de quartzo (Qz). G) Lâmina de argilito e de *wackestone* terrígeno. Este material ocorre interalaminado ao *wackestone-packstone* fossilífero. Aspecto de *packstone*, com faixa de argilito. H-I) Aspecto do *packstone,* onde os grãos do arcabouço se sustentam, mas contém espaço intersticial preenchido por micrito . Notar domínio de intraclastos (Itc) e quartzo (Qz) entre os grãos do arcabouço. J) Detalhe de matriz micrítica de *wakestone*, ilustrando sua textura grumosa (Mcg, fósseis dispersos equinodermos (Eq) e foraminíferos (f) K) *Wackestone* com quartzo policristalino em meio à matriz micrítica**.** L) *Wackestone* com grão de quartzo substituído parcialmente por micrito. Notar romboedros de dolomita (Seta) sobre o micrito, e seus núcleos com porosidade secundária. M) *Packstone* com grãos do arcabouço localmente constituído de intraclastos de calcário calcítico (Itc). N) *Wackestone* com esparito sendo substituído por micrito. O) *Wackestone* com intraclasto fostático, possivelmente dente de peixe (p). (A, C, D, F-H, K, M=nicóis cruzados; B, E, L, N, O=nicóis paralelos).....39

Figura 19. Distribuição média dos constituintes médios da microfácies *wackestone* a

localmente *packstone* fossilífero terrígeno, considerando-se todas as amostras representativas desta microfácies.....41

Figura 20. Distribuição média dos fósseis da microfácies *wackestone* a localmente *packstone* fossilífero terrígeno, considerando-se todas as amostras representativas desta microfácies.....41

Figura 21. Microfácies *packstone* a localmente *wackestone* fossilífero terrígeno. A) *Wackestone* com bivalve (bi) e intraclasto (Itc). B) *Packstone* com foraminífero (f) e quartzo (Qz). C) *Wackestone* com equinóide (Eq). Notar espícula de equinóide (seta). D) *Wackestone* com ostracode (o) em meio ao micrito (Mct). E) *Packstone* com gastrópode e quartzo (Qz). F) Packstone com briozoário e quartzo (Qz). G) Briozoários. H) *Packstone* com quarzto (Qz) e fósseis, micritizados (Mct) e com carapaça dissolvida, formando porosidade secundária. Notar, neste caso, parede interna do fóssil com cristais de calcita (seta). I) *Packstone* com briozoários e outros fósseis micritizados (Mct). J) Vista geral de *wackestone* com grãos de quarzto (Qz) dispersos em meio à matriz micrítica (Mct). Notar, ainda, equinoide micritizado à esquerda (Eqm). K) Vista geral de *wackestone-packstone* com arcabouço fechado constituído de grãos de quarzo (Qz) e intraclastos (Itc). L) *Packstone* com quartzo (Qz) e intraclastos (Itc). (A, E, H e I=nicol cruzado; demais=nicol paralelo).....42

Figura 22. Distribuição média dos constituintes da microfácies *packstone* com intraclastos.....44

Figura 23. Distribuição média dos constituintes fósseis na microfácies *packstone* com intraclastos. 44

Figura 24. Microfácies *packstone* com intraclastos. A) *packstone* com Bivalve do gênero *Ostrea* com quartzo (Qz) disperso e intraclasto. (Itc). B) *packstone* com intraclastos, notar grãos de quartzo (Qz) e intraclastos (Itc).....45

Figura 25. Escamas e dentes de tubarões da Formação Pirabas. Lotes MPEG 1206 e 1207-V. A-G) Escamas Neoselachii indet, em vista oclusal. H-K) Dentes Charcharinidae indet, em vista labial (Microscopia eletrônica de varredura).....47

Figura 26. Espécimes de *Dasyatis* sp. MPEG 1206-V. A) Ornamentação da coroa, vista oclusal. B) Borda da coroa e parte da raiz (desgastada). C) Dente atribuído a macho, vista lingual. D) Coroa com o ápice fragmentado, vista oclusal. E) Vista oclusal da coroa, detalhes da ornamentação. (Imagens obtidas por Microscopia eletrônica de varredura).....49

Figura 27. Comparação entre dentes fósseis de Characidae da Formação Pirabas e espécime recente correspondente: A-B) Dentes superiores e inferiores recentes de *Alestes opisthotaemia* -NHMUK 9830 (Fotografia sob binocular de material recente da coleção do *Natural History Museum*). C-E) Ictiólitos da Formação Pirabas (Microscopia eletrônica de varredura).....51

Figura 28. Comparação entre dente de Scarpa da Formação Pirabas com espécime recente correspondente. A-B)- Representantes atuais de *Sarpa dalpa* -MHNUK – 33.290 (Fotografia sob binocular de material de coleção do *Natural History Museum*), A – Parte da Arcada Inferior, B- Parte da Arcada Superior. C-D) Ictiólitos de c.f *Sarpa* - MPEG-1206-V. C) Dente inferior de cf. *Sarpa* D) Dentes superior de cf. *Sarpa* (Microscopia eletrônica de varredura) 53

Figura 29. A-E) MPEG 1206-V Ictitólitos de Sparidae- indet 2 da Formação Pirabas (Microscopia eletrônica de varredura) 55

Figura 30. Comparação entre espécime recente de Sparidae com ictiólitos da Formação Pirabas. A-B) Representante atual de *Pagellus affinis* da família Sparidae -NHMUK 33-250 7 (Fotografia Natural History Museum), em vista oclusal da parte posterior da arcada inferior (A) e vista lateral da arcada inferior (B). C-E) Ictiólitos Sparidae indet 2 MPEG – 1206-V (A-B=binocular; C-E=microscopia eletrônica de varredura).....57

Figura 31. Comparação entre dentes cônicos de espécime recente e ictiólitos Teleostei indet-Morfotipo 1 da Formação Pirabas. A) Dentes de *Lates angustiformes*, representante atual da família Latidae - NHMUK - 28 228 (Fotografia Natural History Museum). B-E) Teleostei Morfotipo 1 da Formação Pirabas - MPEG 1206-V (Microscopia eletrônica de varredura) 59

Figura 32. Comparação entre dentes cônicos atuais e ictiólitos da Formação Pirabas. A) Epécimes atuais de *Hoplias malabaricus* - NHMUK 9690 (Fotografia sob binocular de material da coleção do *Natural History Museum*). B-C) Ictiólitos Teleostei Morfotipo 2 - MPEG – 1206-V (Microscopia eletrônica de varredura) 61

Figura 33. A-E) Ictiólitos Teleostei Morfotipo 3 da Formação Pirabas – MPEG 1206-V. (Microscopia eletrônica de varredura).....62

Figura 34. Comparação com espécimes atuais recentes e ictiólitos correspondentes da Formação Pirabas. A-B) Dentes laterais de representante da família Sparidae, *Pagellus affinis*, espécime atual - MHNUK - 33.250 (Fotografia sob binocular de material do *Natural History Museum*). C-L) Ictiólitos l Teleostei Morfotipo 4 MPEG – 1206-V (Microscopia eletrônica de varredura).....64

Figura 35. A-D) Ictiólitos Teleostei Morfotipo 5 da Formação Pirabas – MPEG 1206-V (Microscopia eletrônica de varredura) 66

Figura 36. Distribuição de ictiólitos entre os grupos de Chondrichthytes e Osteichthyes da Mina B17.....67

Figura 37. Abundância dos ictiólitos por associação de fácies sedimentares.....68 e 69

Figura 38. Análise de coordenadas principais (PCO) relacionando ictiólitos com associações faciológicas. Observar a ausência de agrupamentos neste diagrama, reflexo da ausência de relação entre estes componentes.....71

Figura 39. Distribuição da abundância de ictiólitos relativa às associações de fácies.....72

Figura 40. Distribuição da abundância de icitólitos relativa aos ciclos deposicionais.....73

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA..... iv
AGRADECIMENTOS..... v
RESUMO..... vi
ABSTRACT..... vii
1 INTRODUÇÃO..... 1
2 OBJETIVOS..... 3
3 ÁREA DE ESTUDO..... 4
4 A FORMAÇÃO PIRABAS..... 6
4.1 GEOLOGIA..... 6
4.2 A FAUNA DA FORMAÇÃO PIRABAS..... 8
4.2.1 Paleovertebrados..... 8
5 ICTIÓLITOS: FUNDAMENTAÇÃO..... 12
6 METODOLOGIA..... 15
6.1 ANÁLISE FACIOLÓGICA ESTRATIGRÁFICA..... 15
6.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA..... 15
6.3 ANÁLISE PALEONTOLÓGICA..... 16
6.3.1 Preparação de amostras paleontológicas..... 17
6.3.2 Tratamento do material paleontológico..... 17
6.3.3 Tratamento Estatístico..... 17
7 RESULTADOS..... 19
7.1 DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA..... 19
7.1.1 Associação de fácies A (ante-praia)..... 19
7.1.2 Associação de fácies B (praia)..... 22
7.1.3 Associação de fácies C (laguna/planície de maré)..... 22
7.1.4 Associação de fácies D (canal de maré/*inlet*)..... 25
7.1.5 Associação de fácies E (delta de maré)..... 26
7.2 CICLOS DEPOSICIONAIS..... 29
7.3 DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA..... 34
7.3.1 ***Wackestone terrígeno com fósseis***..... 34
7.3.2 ***Wackestone-packstone fossilífero***..... 36
7.3.3 ***Wackestone* a localmente *packstone fossilífero terrígeno***..... 40
7.3.4 ***Packstone* com intraclastos**..... 43
7.4 ICTIÓLITOS..... 45
7.4.1 Descrição Qualitativa: Sistemática 45
7.4.2 Descrição Quantitativa 66
7.4.2.1. Ictiólitos e Associações de Fácies..... 67

8 DISCUSSÃO..... 74
8.1 INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL..... 74
8.2 SISTEMA DEPOSICIONAL E DINÂMICA SEDIMENTAR..... 77
8.3 ICTIÓLITOS E SUA ABORDAGEM PALEOECOLÓGICA 80
9 CONCLUSÃO..... 87
REFERÊNCIAS. 88
ANEXOS 102
ANEXO A – LISTA DE ESPÉCIMES ANALISADOS NO NATURAL HISTORY MUSEUM EM LONDRES 103
ANEXO B – MATRIZ DE DISTRIBUIÇÃO DOS ICTIÓLITOS NAS AMOSTRAS DA MINA B17 113

INTRODUÇÃO

A Formação Pirabas, que corresponde a estratos oligo-miocênicos expostos entre os estados do Pará e Piauí, está entre as unidades geológicas de maior expressão paleontológica do Cenozóico brasileiro. Sua maior representatividade em superfície é no litoral nordeste do Estado do Pará, em especial na zona do Salgado (Rossetti & Góes 2004), onde a assembléia fossilífera desta unidade tem sido descrita desde sua descoberta no final do século XIX (p.e., Maury 1925).

Dentre os paleovertebrados encontrados na Formação Pirabas destacam-se os peixes, considerando-se sua abundância, diversidade e representatividade geográfica e temporal, características que fazem deste grupo de elevado potencial em estudos paleoambientais e estratigráficos (Costa *et al.*. 2004). A paleoictiofauna dessa unidade consiste em peixes ósseos e cartilaginosos. Estes tem sido descritos, quase que em sua totalidade, com base em materiais macroscópicos derivados, seja diretamente da rocha, seja de material solto nas superfícies dos afloramentos, principalmente em bancadas de minas (Santos & Travassos 1960, Santos & Salgado 1971, Costa *et al.*. 2004, Costa *et al.*. 2009).

Em geral, as coletas de material paleontológico da Formação Pirabas tem sido realizadas sem controle estratigráfico e faciológico, o que restringe sua utilização como elementos auxiliares em interpretações paleoambientais e paleoecológicas. Estudos recentes vêm demonstrando o potencial de recuperação de quantidades substanciais de fósseis de peixes da Formação Pirabas utilizando técnicas de extração de elementos microscópicos em laboratório, o que permite controle estratigráfico detalhado (p.e. Costa *et al.*. 2004, Oliveira *et al.*. 2004, Pamplona-Neto *et al.*. 2004, Costa 2005, Moraes-Santos *et al.*. 2005, Oliveira *et al.*. 2005, Costa *et al.*. 2007, Oliveira *et al.*. 2008). Este novo esforço de coleta tem resultado em um volume consideravelmente elevado de fragmentos esqueletais e dermais microscópicos de peixes, designados ictiólitos (Helms & Ridel 1971).

O interesse na utilização de ictiólitos em pesquisas paleontológicas deu-se a partir do reconhecimento da sua maior resistência à dissolução durante o transporte, a deposição e o soterramento (Helms & Reidel 1971). Além disso, em decorrência do tamanho reduzido, este tipo de material fossilífero possibilita registro ao longo de diferentes níveis estratigráficos, inclusive onde não existe outro tipo de fóssil (Machado 1989).

Apesar dos esforços feitos com relação à recuperação de ictiólitos na Formação Pirabas, similarmente ao que ocorre com os outros registros de vertebrados, não houve, até o presente, tentativas de integração entre o registro fóssil e os dados sedimentológicos e estratigráficos. Este procedimento tem importância fundamental para seu emprego em conjunto com estudos faciológicos, de forma a contribuir para o refinamento de reconstituições paleoambientais. Além disso, devido à possibilidade de determinação de variações batimétricas, os ictiólitos podem vir a representar um elemento de grande significado em determinações de flutuações do nível relativo do mar, auxiliando o entendimento da dinâmica sedimentar ao longo do tempo geológico.

Dada a representatividade em superfície, os depósitos da Formação Pirabas são de relevância para o entendimento do impacto de eventos miocênicos globais no território brasileiro. Durante este período da história geológica, houve expansão das geleiras na Antártida, fechamento do Mar Mediterrâneo e soerguimentos importantes em vários cinturões orogênicos como, por exemplo, na Cordilheira dos Andes (Oligo-Mioceno), de grande repercussão global (Montanari 1997). Estes eventos podem ter contribuído, direta ou indiretamente, na evolução sedimentar de estratos miocênicos da América do Sul, inclusive da Formação Pirabas. Um outro interesse no estudo do conteúdo paleoictiológico desta unidade deve-se ao fato da origem das comunidades de peixes amazônicos atuais ser relacionada com eventos geológicos ocorridos no Mioceno (Lundberg *et al.*. 1998). Portanto, a reconstituição da paleocomunidade ictiológica dessa unidade, além de auxiliar em reconstituições paleoambientais e paleoecológicas, é também de interesse para o entendimento da distribuição atual de espécies de peixes da Amazônia.

2. OBJETIVOS

2.1. GERAL

Esta pesquisa teve o objetivo principal de refinar interpretações paleoambientais e paleoecológicas da Formação Pirabas no contexto de variações do nível relativo do mar, integrando dados ictiológicos, faciológicos e estratigráficos.

2.2 ESPECÍFICOS

1. Aumentar o registro de peixes na Formação Pirabas, com a identificação de novos táxons;

2. Proceder com o estudo de microfácies carbonáticas, de forma a reunir informações que possam ser utilizadas, em conjunto com os dados fossilíferos, para melhor conhecimento das condições ambientais durante a deposição;

3. Caracterizar a estrutura da comunidade de peixes nos diferentes horizontes estratigráfico, de forma a fornecer subsídios para se discutir o papel das modificações ambientais ao longo do tempo no estabelecimento de comunidades de peixes.

3. ÁREA DE ESTUDO

Os dados desta pesquisa foram coletados em mina a céu aberto, utilizada para exploração de calcário pela empresa CIBRASA S/A. A mina escolhida foi a B17, incluída como um dos sítios paleontológicos do Brasil (SIGEP 121), dada sua grande exposição vertical representativa dos depósitos da Formação Pirabas no norte do Brasil. Este sítio localiza-se no município de Capanema, Zona Fisiográfica Bragantina, nordeste do Estado do Pará (Fig. 1A-B), sendo que sua atividade de exploração, visando a fabricação de cimento e fertilizantes, foi iniciada em 1996.

O acesso à área de estudo é feito pela rodovia BR- 316, que liga Belém à cidade de Capanema, de onde se segue, para norte, pela rodovia estadual PA-124, que liga Capanema a Salinópolis. No quilômetro 17, segue-se para leste por ramal não pavimentado por cerca de 7 km até a chegada da mina. Por se tratar de mina em atividade há várias décadas, sua frente de lavra está em estágio avançado de prospecção. Como resultado, houve o aprofundamento da frente de lavra, favorecendo exposições com alturas de até 20 m, que pode ser seguido lateralmente por várias centenas de metros. A mina B17 da CIBRASA é, atualmente, a maior área de ocorrência da Formação Pirabas (Távora *et al.*. 2007), se constituindo em uma excelente oportunidade para se conduzir estudos paleontológicos em combinação com a análise faciológica e estratigráfica.

Como a estação chuvosa na região estudada está concentrada entre os meses de dezembro e julho (Moraes *et al.*. 2005), o melhor período de acesso à mina B17 é entre Julho e Novembro. Porém, deve-se considerar que períodos prolongados de chuva favorecem a lavagem das frentes de lavra, resultando na liberação de fósseis, em especial de dentes de tubarões. O acesso a essa área só é possível mediante autorização prévia da CIBRASA.

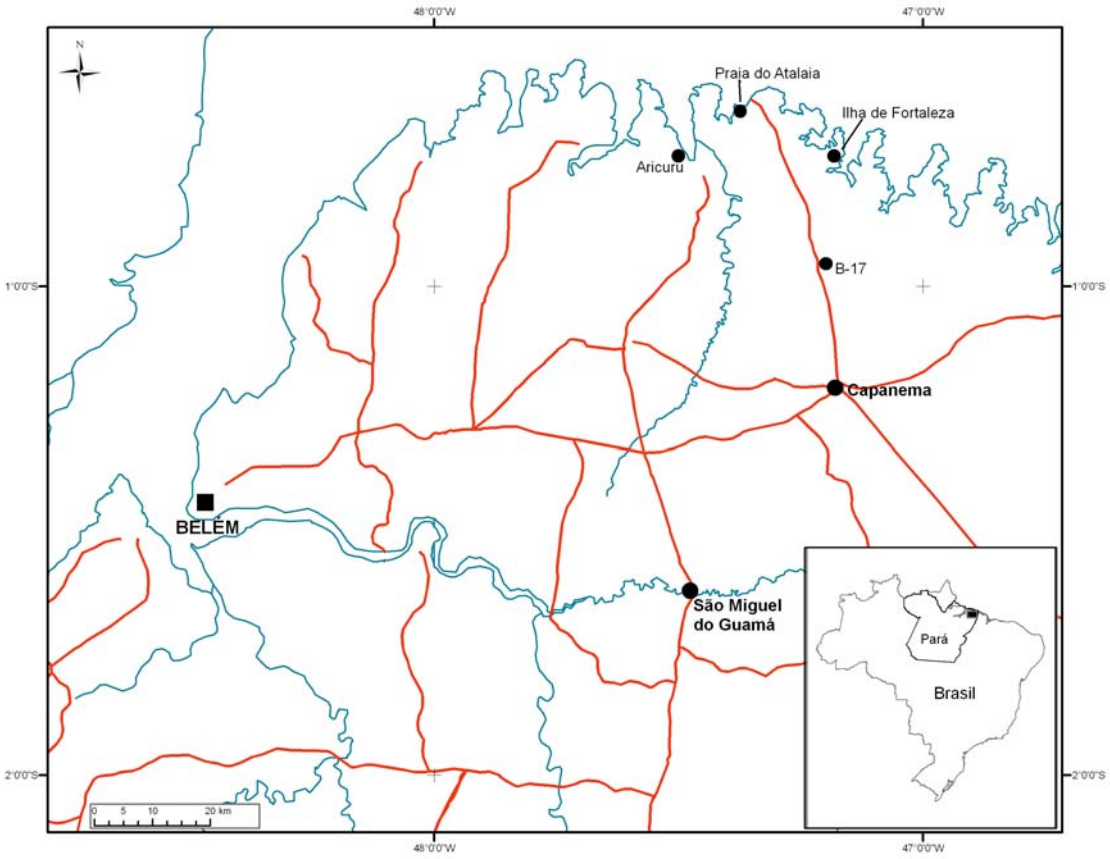


Figura 1 – Mapa de localização da mina B17 e áreas de ocorrência dos depósitos da Formação Pirabas.

4. A FORMAÇÃO PIRABAS

4.1. GEOLOGIA

O termo litoestratigráfico Formação Pirabas é tradicionalmente empregado para rochas carbonáticas intercaladas com folhelhos variando de preto a cinza, cinza esverdeado e verde, e, secundariamente, arenitos amarelados, de idade miocênica (Petri 1954, 1957, Ferreira 1966), que ocorrem subjacentes discordantemente à Formação Barreiras. Porém, mais recentemente, baseado em estudos na Zona Bragantina e, principalmente, no litoral do Maranhão, admitiu-se que a Formação Pirabas grada aos depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras, podendo fazer parte de um mesmo sistema deposicional (Rossetti 2001, Rossetti & Góes 2004).

Petrograficamente, os calcários da Formação Pirabas, embora de grande importância em discussões paleoambientais, foram apresentados formalmente apenas de maneira genérica, sendo constituídos de *wackestones-grainstones* fossilíferos, *rudstones-floatstones-mudstones* e dolomitos neomorfizados (Rossetti & Góes, 2004). Os grãos esqueletais mostram abundância de algas, microfósseis carbonáticos e outros grupos de fósseis, como equinodermos e moluscos. O micrito geralmente mostra sinais de neomorfismo e, em alguns casos, substituição por dolomita romboédrica. Esses estratos se formaram em uma variedade de ambientes deposicionais, que incluem plataforma externa, plataforma restrita e complexo de ilhas-barreira, incluindo-se canais, planícies e deltas de maré, além de laguna e mangues (Góes *et al.*. 1990).

A Formação Pirabas ocorre principalmente exposta na Plataforma Bragantina, nordeste do Estado do Pará (Fig. 2), cujo embasamento inclui rochas ígneas e metamórficas, bem como arenitos paleozóicos, estes expostos na região de São Miguel do Guamá. Esta plataforma corresponde a porções do embasamento cristalino que permaneceram com relativa estabilidade tectônica entre bacias sedimentares, sendo constituída por duas áreas planas localizadas em ambos os lados da Fossa Vigia-Castanhal. É possível que a Formação Pirabas se estenda, ainda, para a Plataforma do Pará, bem como para o Sistema de *Graben* do Marajó, onde ocorrem rochas carbonáticas estratigraficamente correlacionáveis, inseridas sob o termo litoestratigráfico de Formação Marajó (Rossetti & Góes 2004). Adicionalmente, a Formação Pirabas é registrada em afloramentos descontínuos expostos ao longo de falésias costeiras no Estado do Maranhão e, subordinadamente no Piauí, a leste da desembocadura do Rio Parnaíba (Ferreira 1964).

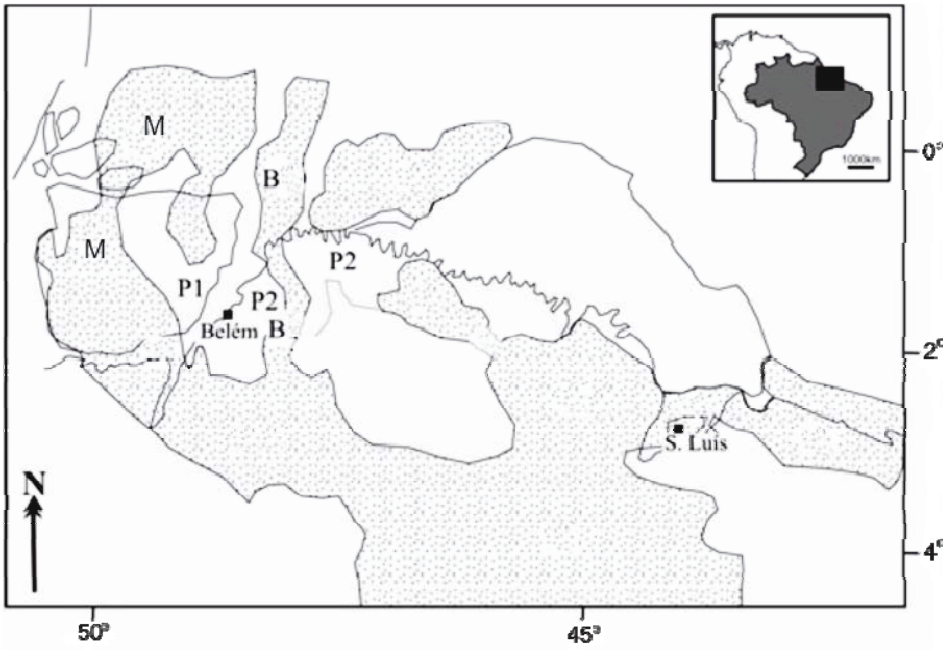


Figura 2. Mapa de Localização dos depósitos da Formação Pirabas, norte dos estados do Pará (P1), Plataforma Bragantina (P2), Fossa Vigia-Castanhal (B) *Graben* do Marajó (M). Modificado de Rossetti & Góes, 2004.

Na Plataforma Bragantina, onde a área de estudo está localizada, a Formação Pirabas foi depositada principalmente durante o Eomiceno, embora se admita que sua deposição já havia sido iniciada no final do Oligoceno (Maury 1925, Fernandes 1988). Em sub-superfície, esta unidade possui espessuras, em geral, inferiores a 60 m, porém em superfície, chega a 20 m em minas a céu aberto (Rossetti & Góes 2004).

Apesar da relativa estabilidade, ressalta-se que o nordeste do Pará, incluindo a Plataforma Bragantina, foi afetado por tectonismo em regime de transcorrência durante o tempo de deposição da Formação Pirabas (Hasui 1990), com continuidade até o Recente. Estas movimentações geraram falhas normais NW-SE e falhas transcorrentes com orientação E-W como produto de extensão ainda ligada ao processo de separação continental (Igreja 1992, Costa *et al.*. 1995). É possível que a retomada de sedimentação, inclusive sobre as áreas plataformais, tenha ocorrido devido à reativação de falhas pré-existentes (Rossetti 2006). A sucessão Pirabas/Barreiras tem sido relacionada a sistemas estuarinos de vales incisos que se encaixaram ao longo de zonas de falhas (Rossetti & Santos Jr. 2004, Rossetti 2004, 2006). Segundo esses autores, a presença de feições deformacionais sin-sedimentares, incluindo estruturas rúpteis e dúcteis associadas com a discordância basal do paleovale, bem como outras superfícies

de descontinuidade internas a este, sustentam controle estrutural no estabelecimento dos paleovales.

4.2. A FAUNA DA FORMAÇÃO PIRABAS

A grande abundância e diversidade dos paleoinvertebrados da Formação Pirabas fazem destes o grupo que mais contribuiu com dados para a reconstituição dos eventos miocênicos ocorridos na costa norte brasileira (Távora *et al.*. 2004, Távora *et al.* 2010). Quase todos os filos estão representados na Formação Pirabas, com destaque aos moluscos bivalves e gastrópodes, que possuem 324 espécies descritas até o momento (p.e. Távora *et al.* 2002, Távora *et al.* 2004).

A primeira referência aos moluscos da Formação Pirabas é de White (1887), quem descreveu 53 espécies provenientes de calcários aflorantes na Ilha de Fortaleza, município também pertencente à Plataforma Bragantina abordada no presente estudo. Entre as décadas de 1950 e 1970, vários foram os trabalhos enfocando o conteúdo fossilífero dessa unidade, incluindo descrições de novos táxons (p.e. Ferreira & Cunha 1957a b c, 1959). Com relação aos microfósseis, destacam-se foraminíferos e ostracodes. Assim, mais de 75 espécies de foraminíferos foram descritas por Petri (p.e 1952, 1957), lista que, posteriormente, foi completada por Fernandes (1984) com a descrição de mais 87 espécies. Os ostracodes foram pioneiramente estudados por Macedo (1970, 1971, 1973) e, posteriormente, por Távora (1992, 1994, 1998). Ambos os grupos foram de grande importância, não só para melhorar interpretações paleoambientais e biostratigráficas da Formação Pirabas, como também para a correlação desta unidade com outros depósitos neógenos, principalmente os da região caribeana (p.e. Ferreira 1966).

4.2.1.Paleovertebrados

Relativamente aos invertebrados, paleovertebrados são menos frequentes na Formação Pirabas, tendo recebido maior atenção somente nas últimas décadas. Este grupo é atualmente representado por: peixes (Santos & Travassos 1960, Malabarba 1991, Costa *et al.*. 2004, Costa 2005), sirênios (Paula Couto 1967, Toledo & Domining 1989), crocodilianos (Toledo *et al.*. 1997), subordinadamente, quelônios e aves (Ackermanm 1964). Revisão do grupo de paleovertebrados foi apresentada por Toledo *et al.* (2002) e Costa *et al.* (2004). Estes autores, além de descrever coprólitos de crocodilianos, até então inéditos para a Formação Pirabas, já haviam destacado os

peixes como os mais importantes entre os paleovertebrados dessa unidade, considerando-se sua abundância, diversidade e representatividade geográfica e temporal.

A paleocomunidade ictiológica da Formação Pirabas compreende peixes cartilaginosos e ósseos (Fig. 3). Santos & Travassos (1960) foram os primeiros a descrever espécies de Osteichthyes (peixes ósseos) nesta unidade, incluindo-se *Sphyraena egleri, S. cunhai, Arius* sp., *Diodon ferreirai* e *Sphaerodus paraensis.* Esta última espécie, pertencente à família Sparidae, foi descrita com base apenas em um pequeno dente cônico. Além disto, esta família apresenta problemas taxonômicos, em decorrência da sinonimização com o gênero *Lepidotes* (Carroll 1988), atualmente considerado restrito ao Mesozóico. Posteriormente, nove espécimens foram atribuídos à família Sparidae (Santos & Salgado 1971), mas sem definição de gêneros. Malabarba (1991) descreveu restos de teleósteos oriundos da localidade de Capanema, porém a natureza altamente fragmentária do material não permitiu identificação mais precisa.

O registro de peixes ósseos na Formação Pirabas é formado, em sua maioria, por dentes e espinhos, pois, além dos fragmentos esqueléticos apresentados por Malabarba (1991), só há registro de um possível otólito pertencente à *Arius.* Outros fragmentos esqueléticos são escassos e não apresentam caracteres diagnósticos suficientes que permitam identificação. Uma das possibilidades para explicar a ausência destes nos depósitos da Formação Pirabas estaria ligada a processos tafonômicos. Assim, o predomínio de ambientes rasos e águas agitadas seria desfavorável à preservação de ossos de peixes, dada sua fragilidade (Costa *et al.*. 2004). Estes autores explicam, ainda, que temperaturas altas teriam facilitado flutuação de carcaças em razão da ação de gases bacterianos, fazendo com que houvesse seu transporte para áreas mais rasas, como praias, onde a alta energia resultaria na desarticulação, disseminação e destruição mais rápida dos ossos (Elder & Smith 1988).

Os Chondrichthyes (peixes cartilaginosos) são os mais estudados entre os vertebrados da Formação Pirabas, consequência de sua abundância e representatividade geográfica e temporal (Costa *et al.*. 2004). Espécies de tubarões foram inicialmente descritas por Santos & Travassos (1960) e Santos & Salgado (1971), incluindo-se: *Carcharhinus egertoni, Carcharhinus ackermanii, Hemipristis serra, Scoliodon taxandriae, Galeocerdo paulinoi, Hipoprion, Sphyrna magna, Sphyrna prisca, Ginglymostoma serra e Ginglymostoma obliquum, Carcharodon megalodon* e *Isurus nova*.

Ressalta-se, com destaque, espécies de tubarões consideradas endêmicas da Formação Pirabas como *Carcharhinus ackermanii* e *Galeocerdo paulinoi*, além de formas gigantescas como *Carcharodon megalodon.* Com o acréscimo de exemplares ao longo dos anos na coleção paleontológica do MPEG foi possível, contudo, revisar identificações prévias. Em especial, espécies endêmicas não poderiam ter sido caracterizadas, pela ausência de critérios diagnósticos (Costa *et al.*. 2009). Atualmente a lista de espécies de tubarões da Formação Pirabas inclui: *Carcharhinus* sp.1, *Carchahrinus* sp.2, *Carcharhinus* cf. *macloti, Carcharhinus priscus, Galeocerdo* sp., *Sphyrna* cf. *media, Hemipristis serra, Carcharodon subauriculatus, Isurus* sp., *Ginglymostoma* sp., *Nebrius obliquus* e Charcharininae indet.

Além de tubarões, as arraias, também peixes cartilaginosos, são abundantes nos estratos da Formação Pirabas, embora menos diversas. Santos e Travassos (1960) descreveram os seguintes táxons: *Myliobatis* sp, *Rhinoptera studeri*, *Rhizochlatrus vidalis, Paleomyliobatis pirabensis*. As duas últimas espécies fazem parte da família endêmica Rhizochlatridae, que posteriormente foi sinonimizada a Myliobatidae (Cappetta 1987). Este autor ressaltou, porém, a necessidade de análise mais detalhada, em especial do gênero Rhizochlatrus, visto que seu estudo não incluiu comparações com holótipos. Mais recentemente, a adição do gênero *Rhinobatos,* pertencente à família Rhinobatidae, completou a lista de espécies de peixes registrados até o momento para a Formação Pirabas (Costa *et al.*. 2004, Oliveira *et al.*. 2007).

É importante ressaltar que, dos táxons de peixes, apenas três (i.e., *Rhinobatos* e espécimens identificados como Teleostei indet) não correspondem a material encontrado solto nos afloramentos. Estes são frutos de estudos recentes (p.e. Costa *et al.*. 2007, Pamplona-Neto *et al.*. 2004), que priorizaram coleta de quantidades significativas de espécimens por meio do preparo de sedimento em laboratório utilizando técnica de peneiramento a úmido. Esse esforço de coleta possibilitou a recuperação de escamas e dentes de tubarões (Oliveira *et al.*. 2004, Costa 2005, Oliveira *et al.* 2008) e de arraias. Adicionalmente, houve o registro inédito de *Rhinobatos* (Costa *et al.*. 2004, Moraes-Santos *et al.*. 2005) e de uma grande quantidade de dentes de Teleostei (Pamplona-Neto *et al.*. 2004, Costa *et al.*. 2007). Todos estes espécimens têm em comum o tamanho microscópico, sendo incluídos, portanto, na designação de ictiólitos, de acordo com Helms & Ridel (1971).

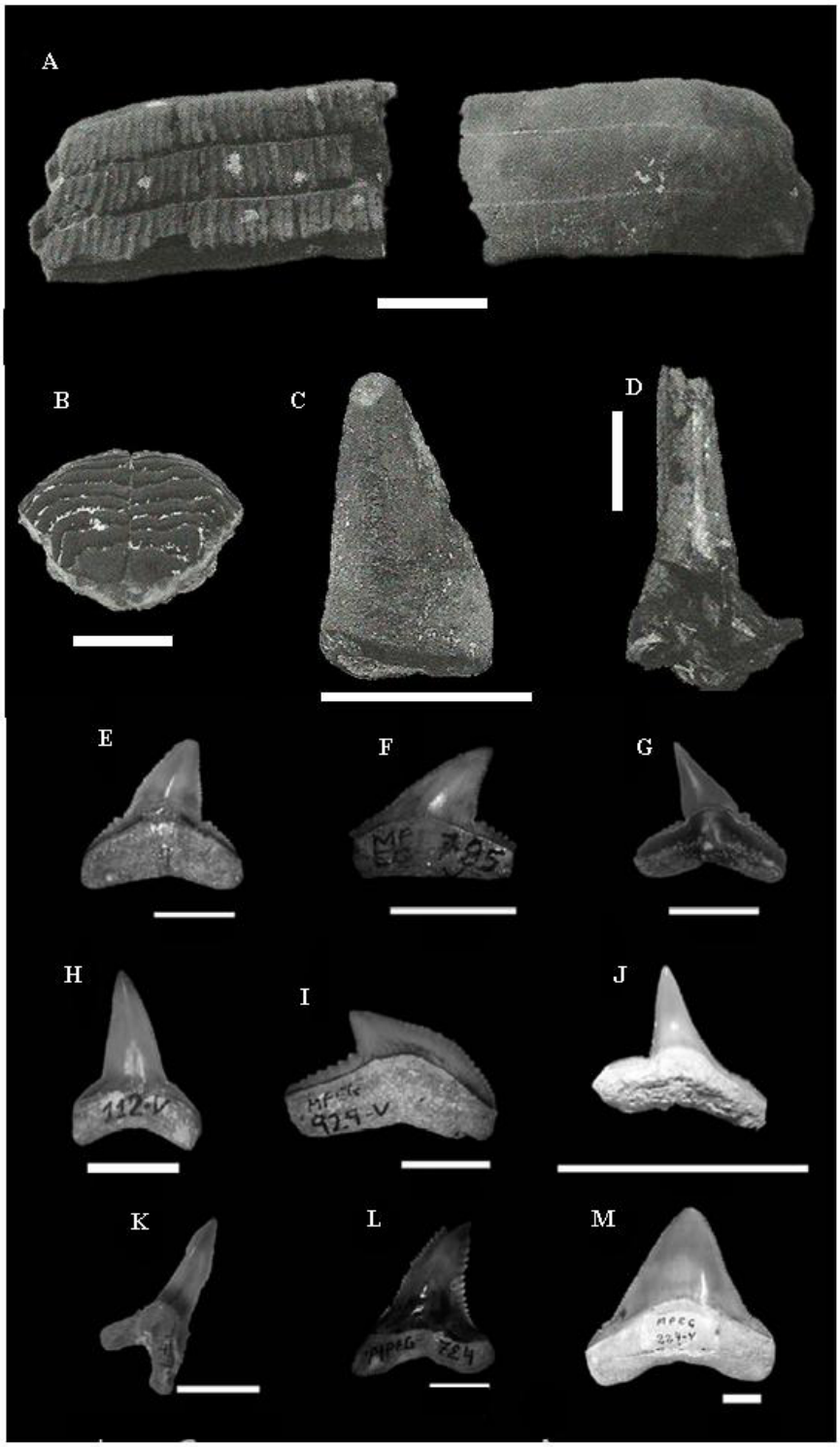


Figura 3. Exemplos de Peixes já descritos para a Formação Pirabas exposta na Zona Bragantina. A – *Myliobatis*. B- Diodon ferrerai. C- *Shyraena egleri*, D- *Arius*, Brazil: E – *Carcharhinus* sp.1, F – *Carchahrinus* sp.2, G – *Carcharhinus* sp, H – C*archarhinus priscus* I – *Galeocerdo* sp, J – *Sphyrna* cf. *media*, K-L – *Hemipristis serra,* M – *Carcharodon subauriculatus.* (Baseado em Costa *et al.* 2004 e Costa *et al.* 2009. Escala = 10 mm).

5. ICTIÓLITOS: FUNDAMENTAÇÃO

Ictiólitos são, por definição, restos esqueletais de peixes de tamanho microscópico, que incluem principalmente dentes e escamas. Por apresentarem resistência à dissolução durante transporte, deposição e diagênese, diferentemente de outros microfósseis, estes elementos fósseis constituem, muitas vezes, o único registro a fornecer informações que auxiliem reconstruções paleontológicas (Helms & Riedel 1971).

Pesquisas desenvolvidas pelo *Deep Sea Drilling Project*[1] contribuíram para o desenvolvimento do conhecimento de ictiólitos. Apesar de reconhecidos em depósitos sedimentares desde o final do século XIX, somente com o estudo de amostras de fundo do Oceano Pacífico (Helms & Riedel 1971, Doyle *et al.*. 1974, Dengler *et al.*. 1975, Dunsworth *et al.*. 1975) é que esses elementos passaram a ser utilizados efetivamente em pesquisas científicas. Ressalta-se que esses autores detectaram ictiólitos mesmo em níveis de argila desprovidos de outros elementos fossilíferos.

A dificuldade de identificação de ictiólitos levou Helms & Riedel (1971) a propor uma classificação artificial. Esta é baseada em um sistema "descritivo-classificatório", que desconsidera a classificação natural (Sistemática) e o posicionamento anatômico. Ao invés disto, estes autores consideraram classificação baseada em dentes e escamas, ou mesmo em algumas variações morfológicas decorrentes de processos ontogenéticos. Critérios considerados na utilização deste sistema incluem: 1) modificações na forma geral e relação entre parte superior e base da coroa; 2) morfologia da cavidade pulpar e área coberta pela dentina, esmalte ou enamelóide; e 3) desconsideração do tamanho, uma vez que este varia de acordo com estágios ontogenéticos, sexuais, ou mesmo posicionamento na arcada.

Utilizando classificação proposta por Croneis (1938), os dentes passam a receber um código de letras e números, que funcionariam para descrever gênero e espécie, respectivamente. Apesar de ser considerada provisória, essa classificação mostrou o potencial do grupo para estudos de correlação estratigráfica entre diferentes localidades do fundo oceânico (p.e Gottfried *et al.* 1984, Johns *et al.* 2006).

Apesar de não possuir qualquer valor taxonômico, os fundamentos do sistema de

[1] *Deep Sea Drilling Project* (DSDP): Fundado em 1966, foi o primeiro de três programas científicos internacionais objetivando coleta de amostras em ambientes marinhos profundos. Fonte: www.deepseadrilling.org.

identificação “descritivo-classificatório” são considerados, até hoje, como embasamento em estudos de ictiólitos (Johns *et al.*. 2005). A utilização do mesmo em análises bioestratigráficas fortaleceu-se a partir dos estudos de Doyle *et al.*. (1974). Estes autores, apesar de também utilizarem letras e números, adotaram critérios diferentes para o sistema de classificação, da seguinte forma: 1) a morfologia passou a ser considerada bidimensionalmente; 2) o nome ou descrição foi utilizado sem relacionamento biológico ou função biológica; e 3) houve redução do uso de características consideradas subjetivas. Deste modo, o sistema de classificação passou a ser visto como resultante de fatores físicos e químicos, mais do que biológicos. O estabelecimento dessas regras teve apoio nas premissas de que um peixe, individualmente, pode produzir muitos restos esqueletais. Devido à natureza fragmentária do material, é difícil atribuir função biológica para os mesmos. Adicionalmente, o completo entendimento dos processos de sedimentação e fossilização passa a ter papel fundamental nas análises. Neste contexto, a composição fosfática dos dentes proporciona maior resistência aos diversos processos de sedimentação e diagênese que, caso não detectado, prejudica a análise.

Com base nos critérios acima relacionados, Doyle *et al.*. (1974) criaram o primeiro *Coded Utilitarian Ichthyolith System* (CUIIS), que ao longo dos anos vem recebendo diversas contribuições, tendo sido adotado em várias publicações (p.e. Tway 1979, Kaneps *et al.*. 1981, Gottifried *et al.*. 1984 a b, Tway 1984, Winfrey *et al.*. 1987, Gupta 1991, Johns *et al.*. 1997, Johns *et al.*. 2005). De acordo com este sistema, o código é formado por letras, em ordem alfabética, correspondente à propriedade morfológica a ser analisada. Este é seguido por um número, correspondente ao índice descritivo que classifica o elemento dentro desta propriedade. Por exemplo, para a propriedade “contorno geral”, poderiam ser considerados os códigos para as seguintes possibilidades: 1) nenhuma das seguintes; 2) forma elíptica; 3) poligonal; 4) lanceolado; ou 5) circular. E assim por diante, com cada número correspondendo a um “aspecto”. O grau de liberdade para a inserção de novos critérios é ilimitado, possibilitando diversas contribuições para o CUIIS. Uma das mais importantes dessas contribuições foi realizada por Tway (1979), quem incluiu outras categorias de classificação abrangendo, também, formas geométricas e feições principais encontradas em ictiólitos do Paleozóico, até então ausentes. A atualização mais recente do CUIIS foi realizada por Johns *et al.*. (2005), com base no estudo de ictiólitos da Bacia de Tofino, no Canadá, com o objetivo de fornecer dados para futuras correlações bioestratigráficas, com a

inclusão de novos tipos para o sistema classificatório (Fig. 4).

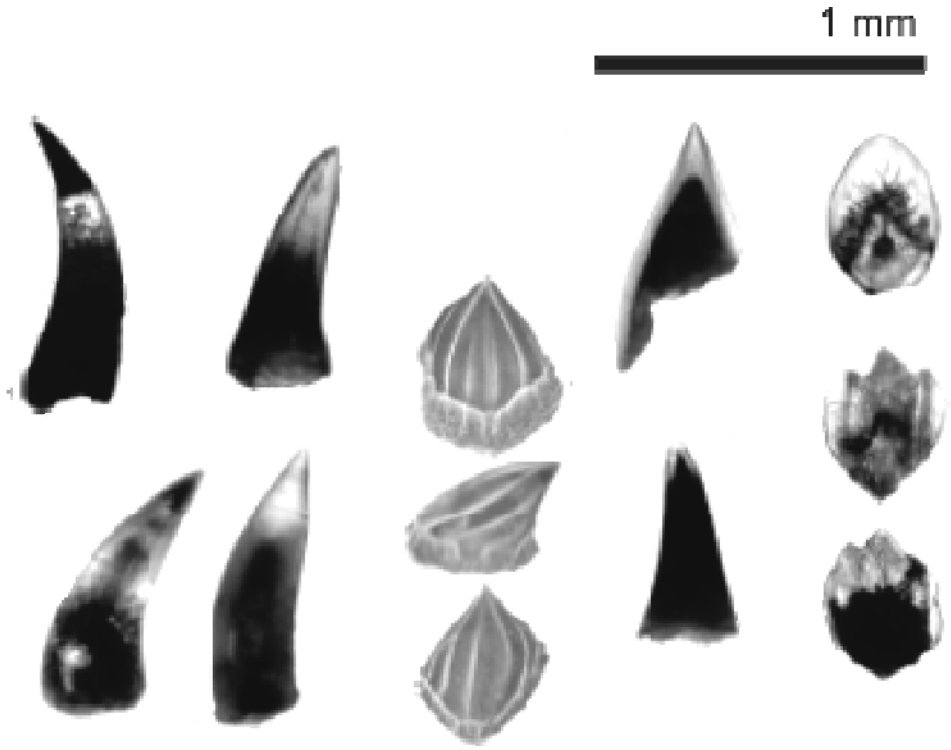


Figura 4. Ictiólitos da Bacia de Tofino, Cretáceo- Cenozoico do Canadá. (Segundo Jonhs *et al.* 2005).

O aumento do conhecimento referente às partes esqueléticas de peixes, em especial dos dentes, possibilitou, a partir de classificações taxonômicas, a inclusão deste grupo de fósseis em estudos de outras naturezas. Partindo de analogias morfológicas ou comportamentais, os ictiólitos passaram a ser mais recentemente utilizados em estudos paleobiogeográficos e paleoecológicos. Por exemplo, características paleoecológicas derivadas de fragmentos microscópicos de peixes da Formação Solimões (Mesomioceno), noroeste da Bacia do Amazonas, foram utilizadas para se sugerir incursões marinhas (Monsch 1998, Malabarba & Dutra 2002). Reconstruções paleoecológicas para o Neógeno da Amazônia foi feita, também, com base em escamas de tubarão preservadas na Formação Pirabas (Oliveira *et al.*. 2008). Com base em comparações morfológicas entre escamas fósseis e atuais, estes autores procederam com reconstituições paleoecológicas, reforçando deposição em ambiente costeiro, raso e sob condições tropicais. É importante salientar que essas interpretações somente podem ser feitas considerando-se que os fatores determinantes para o estabelecimento dos grupos no meio ambiente sofreram poucas mudanças ao longo do tempo geológico (Wesselingh

& Salo 2006).

6. METODOLOGIA

O presente estudo foi baseado em análises faciológica e estratigráfica em campo, combinadas com análises petrográficas e paleontológicas em laboratório.

6.1. ANÁLISE FACIOLÓGICA E ESTRATIGRÁFICA:

A análise faciológica consistiu na descrição de parâmetros como estrutura, textura, conteúdo fossilífero e geometria dos corpos sedimentares, seguindo conceitos de Walker (1992). Estas características permitiram entendimento de processos de sedimentação, bem como reconstituição de paleoambientes com base na reunião de fácies geneticamente associadas. O registro da distribuição espacial (isto é, vertical e lateral) de fácies foi importante para auxiliar na reconstituição paleoambiental. Adicionalmente à análise faciológica, procedeu-se com o mapeamento de superfícies de descontinuidades, que registram períodos de não deposição e/ou erosão. O registro dessas superfícies auxiliou a correlação dos perfis, e permitiu o reconhecimento de ciclos sedimentares, cuja origem é relacionada à história de evolução dos estratos no contexto de oscilações do nível relativo do mar causado por diferentes fatores (i.e., tectônica, eustasia, clima e influxo sedimentar).

Os dados faciológicos e estratigráficos obtidos em campo foram devidamente registrados em perfis litoestratigráficos, bem como fotografias. Esta documentação é particularmente importante nesse tipo de trabalho, onde a frente de lavra avança rapidamente, destruindo continuamente as informações, ao mesmo tempo em que favorece novas exposições.

Dada a natureza do presente estudo, que exigiu longo tempo de processamento e análise para integração dos dados faciológicos e paleontológicos em alta resolução, o estudo se concentrou em apenas dois perfis litoestratigráficos, representativos da área de estudo. Variações faciológicas ao longo desses perfis orientaram a coleta de amostras para posterior detalhamento petrográfico e paleontológico.

6.2. ANÁLISE PETROGRÁFICA:

Esta análise foi feita com base em 22 seções de Algadas, representativas das diferentes fácies sedimentares registradas nos dois perfis estudados. Dada à natureza,

em geral, frágil, as amostras foram previamente impregnadas a vácuo utilizando-se resina *epoxy*. O material impregnado foi posteriormente serrado, fixo em lâminas de vidro de 76X26mm, e devidamente polido para a obtenção de secções delgadas equivalentes a espessuras médias de 30 µm. Metade de cada secção individual foi tingida com mistura de ácido clorídrico diluído em água destilada com ferricianeto de potássio e alizarina vermelha-S, para identificação de minerais carbonáticos (i.e., calcita e dolomita). Estes procedimentos foram realizados no Laboratório de Laminação da UFPA.

A descrição das seções delgadas foi feita sob microscópio petrográfico acoplado com sistema fotográfico computadorizado, pertencente ao Laboratório de Sedimentologia da Universidade de São Paulo (USP). A descrição de microfácies carbonáticas seguiu Flügel (2004), observando-se a relação entre seus constituintes alóctones e autigênicos. A classificação de carbonatos seguiu o esquema proposto por Durham (1962), tendo-se utilizado as seguintes designações: *mudstones* para rochas que apresentam mais de 90% de matriz micrítica (ou lama carbonática) em seu arcabouço; *wackestones* para rochas que apresentam menos de 90% de matriz micrítica suportando o arcabouço; *packstones* para rochas que, apesar de conter matriz micrítica, tem arcabouço sustentado por grãos; *grainstones* para rochas com ausência de matriz micrítica, e onde o suporte do arcabouço é realizado pelo grão; e *boundstones* para rochas referentes exclusivamente a bioconstruções, como por exemplo, os biohermitos.

Para designar microfácies transicionais entre duas categorias, foram mantidas as designações originais separadas por “a” (p.e., *wackestone* a *mudstone*). No caso de amostras apresentando áreas diferenciadas, utilizou-se designações de duas microfácies dominantes, separadas por “com” (p.e., *packstone* com *grainstone*). Quando necessário, ressaltou-se características que auxiliam a descrição do arcabouço (p.e. *wackestone* a *packstone* fossilífero). Essas classificações foram dadas com base em análises qualitativa e/ou quantitativa. Esta última foi feita com base na contagem modal de 200 pontos dos constituintes de 16 secções delgadas, método tradicionalmente utilizado para estimativas da composição de amostras de rocha (Chayes 1956). Na contagem de pontos, foram quantificados os seguintes constituintes principais e secundários da rocha: quartzo, feldspato, micrito, intraclasto (argila, calcário ou micrito), esparito, dolomita, glauconita e fósseis (i.e., briozoário, equinoderma, bivalve, foraminífero e alga).

6.3. ANÁLISE PALEONTOLÓGICA

6.3.1. Preparação de amostras paleontológicas:

Foram processados cerca de 4 kg de amostra para cada intervalo estratigráfico amostrado, representativo das variações faciológicas ao longo dos perfis. Essas amostras passaram pelas técnicas laboratoriais usuais para recuperação de ictiólitos, adaptadas de Cappetta (1970), Aldridge (1990), Johnson *et al.*. (1994) e Thies (1995). As etapas deste processamento incluem a desagregação de matriz por meio de imersão em mistura de água e ácido acético a 10%, por 24 a 48hs.

Depois de desagregadas, as amostras foram peneiradas a úmido, utilizando-se malhas com intervalo de 60 *mesh*. Uma vez realizada essa etapa, as amostras foram secas em estufa a 50°C, sendo obtidas alíquotas de 100g no perfil S e 200g no perfil B. A escolha desse intervalo deu-se a partir de estudos preliminares, que demonstraram maior concentração de ictiólitos nesta granulometria (Costa *et al.*. 2007). Sub-amostras foram triadas em microscópio estereoscópico, marca ZiZeiss, modelo Stemi SV6, no Laboratório de Petrografia do Museu Paraense Emílio Goeldi.

6.3.2 Tratamento do material paleontológico

A identificação dos ictiólitos foi realizada sob lupa binocular e em microscópio eletrônico de varredura (MEV), para a observação de detalhes morfológicos importantes e registro fotográfico. As imagens serviram de base para comparações com material descrito em literatura, bem como com outros espécimens de coleção, em especial os da Coleção de Paleontologia e Osteológica do Museu de História Natural de Londres (Anexo 1), acessado durante programa de doutorado sanduíche, sob orientação da Dra. Martha Richter, co-orientadora deste trabalho. Critérios utilizados nas descrições dos dentes correspondem às regiões apical, basal e topografias existentes ao longo da cobertura de esmalte. Todo material recuperado foi armazenado em lâminas quadriculadas depositadas no acervo paleontológico do Museu Paraense Emílio Goeldi.

Após identificação dos ictiólitos, confeccionou-se banco de dados e de imagens, no qual constam suas ocorrências para cada intervalo estratigráfico. Este banco foi utilizado para análises paleoecológicas e para divulgação *online* (em construção), respectivamente, visando auxiliar futuras correlações paleoecológicas utilizando ictiólitos, principalmente quanto à correlação de assembléias fósseis.

6.3.3 Tratamento Estatístico

A abordagem paleoecológica foi elaborada com base no principio de analogia biológica, que considera a paleocomunidade sob influência dos mesmos fatores que regulam as comunidades ictiológicas atuais. Considerando que a Formação Pirabas apresenta uma variedade de paleoambientes, a distribuição da paleocomunidade de peixes indicada pelos ictiólitos nos diferentes ambientes foi feito com base em análise de coordenadas principais (PCO), assim como os dados referentes a contagem de pontos nas lâminas petrográficas, ambos para facilitar a identificação de padrões ecológicos (Prado *et al.*. 2002, Sokal & Rohlf 1994), utilizou-se o índice de Similaridade Bray-Curtis. Com o objetivo de minimizar a dimensão dos dados, estes foram transformados em escala Logarítmica natural (N+1). Apesar da diversidade de índices de similaridades disponíveis, a escolha deste se deu em decorrência do mesmo não considerar a ausência conjunta de um táxon para o cálculo de similaridade entre as amostras (Faith *et al.*. 1987 *apud* Zambito *et al.*. 2008). Este fator é importante em estudos paleoecológicos, considerando que a recuperação de microvertebrados fósseis é fortemente dependente do tipo de coleta (Bush *et al.*. 2007) e de fatores tafonômicos (Underwood *et al.* 1999, Vullo 2009).

A significância das diferentes abundâncias e riquezas com relação ao ambiente aos ciclos deposicionais ou a interação de ambos, foi testada a partir de uma Análise de Variância (ANOVA) com Fator Principal, com nível de significância de 5%, possível, pois os dados de abundância atenderam as premissas de normalidade e homocedasticidade. Como hipótese de nulidade desta análise temos que a abundância/riqueza de ictiotólitos são indentendente do ambiente, ciclo e interação ambiente x ciclo. A matriz de dados foi construída com linhas, referentes às amostras coletadas ao longo dos perfis estratigráficos, e colunas, referentes à freqüência de ictiólitos e de constituintes das secções delgadas petrográficas derivados da contagem de pontos. Para a realização desta etapa, utilizou-se o programa PAST - *Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis* (Hamer *et al.*. 2001).

7. RESULTADOS

Os resultados do presente trabalho serão apresentados iniciando com a descrição faciológica dos perfis estratigráficos referentes à mina B17, seguido da descrição das microfácies petrográficas e, por fim, da descrição do conteúdo paleoictiólógico recuperado.

7.1. DESCRIÇÃO FACIOLÓGICA

Os dois perfis litoestratigráficos estudados na mina B17 possuem, aproximadamente, 20 m de altura cada (Figs. 5 e 6). Em geral, os perfis mostram litologias dominadas por calcários de coloração cinza (10Y 6/1) e amarelo claro a amarelo ouro (2,5Y 8/12). A presença de fósseis macroscópicos varia ao longo do perfil e, quando ocorre, o registro fossilífero consiste, em sua grande maioria, em bivalves e moluscos inteiros ou fragmentados. Os depósitos foram organizados em 12 fácies descritivas, sumarizadas na tabela 1:

A análise da distribuição espacial de fácies sedimentares revelou a presença de cinco associações faciológicas, designadas de A a E, e relacionadas respectivamente a ambientes deposicionais de ante-praia, praia, laguna, canal de maré e delta de maré.

7.1.1. Associação de fácies A (ante-praia)

Esta associação (Figs. 5 e 7) mede, em média, 2,5 m de espessura, sendo representada por pacotes tabulares e lateralmente contínuos por toda a extensão da frente de lavra. Os depósitos, que se concentram na base da mina, são representados na porção inferior do perfil S (Fig. 5). Esta associação, de cor branca a cinza clara, consiste em arenitos quartzosos, calcíferos, localmente friáveis, que variam de incipientemente estratificados (fácies Ae) a maciços (Am), localmente friáveis. Arenitos estratificados incluem estratificação cruzada de médio a pequeno porte (i.e., espessura de *sets* <30 cm), acanalada ou tabular (Fig. 7B), que grada a estratificação plano-paralela horizontal (fácies Ap) (Fig. 7C). Os pacotes estratificados são salientados por concentrações de minerais pesados (Fig. 7C). Fósseis são raros nesta associação, mas, quando presentes, ocorrem inteiros.

Figura 5. Perfil litoestratigráfico da mina B17 (perfil 1), contendo fácies e associações de fácies. Colunas indicando abundância de ictiólitos e porcentagem de quartzo por amostra.

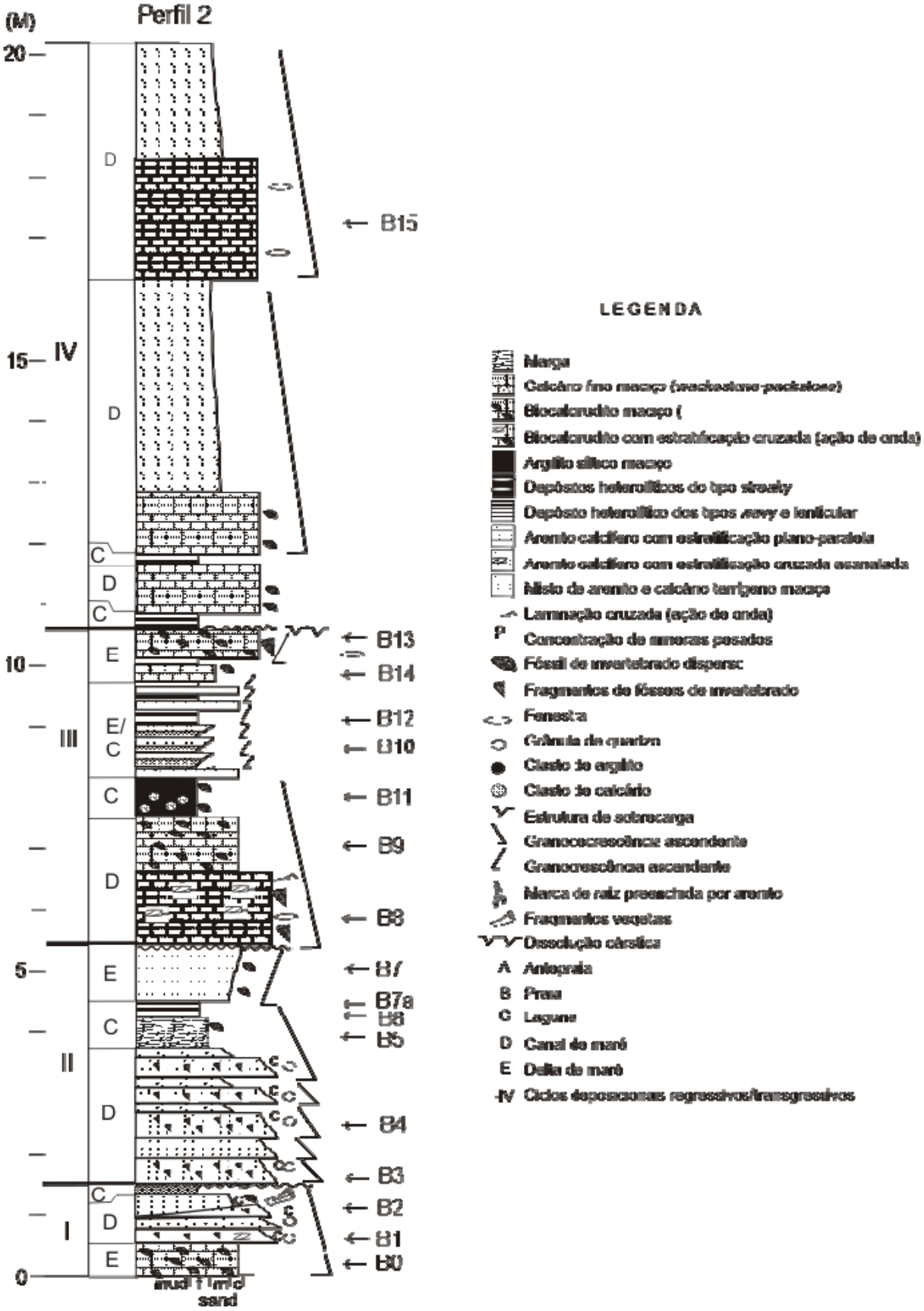


Figura 6. Perfil litoestratigráfico da mina B17 (perfil 2), contendo fácies e associações de fácies.

7.1.2. Associação de fácies B (praia)

Esta associação de fácies é similar à anteriormente descrita, ocorrendo intergradada àquela em sua parte superior, o que confere sucessão, em geral, granocrescendente ascendente. Similarmente à associação A, esta associação de fácies é constituída de arenitos, em geral calcíferos, contendo internamente estratificação cruzada de pequeno a médio porte, que se caracteriza por *foresets* de muito baixo ângulo (i.e., < 15º) e com *sets* salientados por minerais pesados (Fácies Ae). Estes estratos interdigitam com arenito com estratificação plano-paralela horizontal a suavemente inclinados, formando pacotes truncantes (Fácies Ap). Relativamente à associação anterior, estes estratos são granulometricamente mais grossos, por conter intercalações de arenito quartzoso médio a grosso, com grânulos de quartzo dispersos (Fig. 7D), distribuído em camadas horizontais, suavemente onduladas. Juntamente ao material grosso, ocorrem, também, fragmentos fósseis, em especial de moluscos.

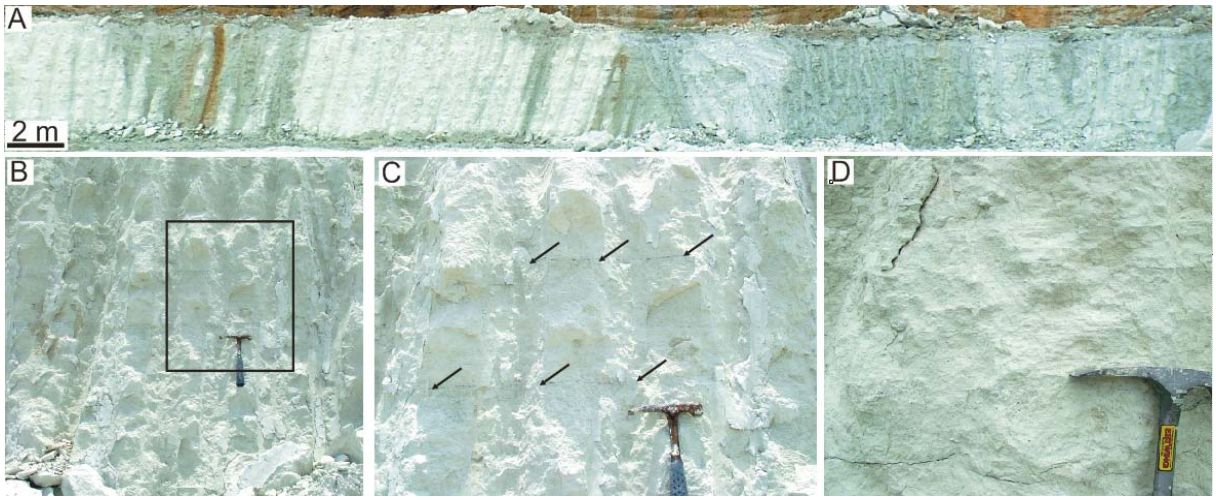


Figura 7. Associações de fácies A e B. A) Vista geral da porção inferior da frente de lavra. Notar continuidade lateral dos estratos e presença de estratificação plano-paralela incipiente. B e C) Detalhe dos estratos com estratificação cruzada, cujo limite dos *sets* é ressaltado por concentração de minerais pesados (setas) (quadro em B localiza figura C). D) Detalhe de estratos plano-paralelos.

7.1.3. Associação de fácies C (laguna/planície de maré)

Corresponde a depósitos de granulometria predominantemente fina, incluindo-se as fácies marga (Ma), argilito/silitito maciço (AS/m) e depósitos heterolíticos dos tipos *streaky* (Hs) e *wavy*/lenticular (Hw/l) (Fig. 8A-C). A fácies Ma forma pacotes maciços

de até 2 m de espessura, variando nas cores cinza claro a amarelo claro, com fósseis inteiros dispersos. A fácies AS/m varia, de cor verde oliva ou cinza, forma pacotes de 1,5 m de espessura, sendo que clastos de calcário podem ser freqüentes e fósseis são dispersos. A fácies AS/m pode interdigitar com as fácies Hs e Hw/l. A geometria da associação de fácies C é, em geral, tabular, podendo localmente ser lenticular, de base abrupta plana a ligeiramente côncava. Localmente podem ocorrer estruturas de sobrecarga.

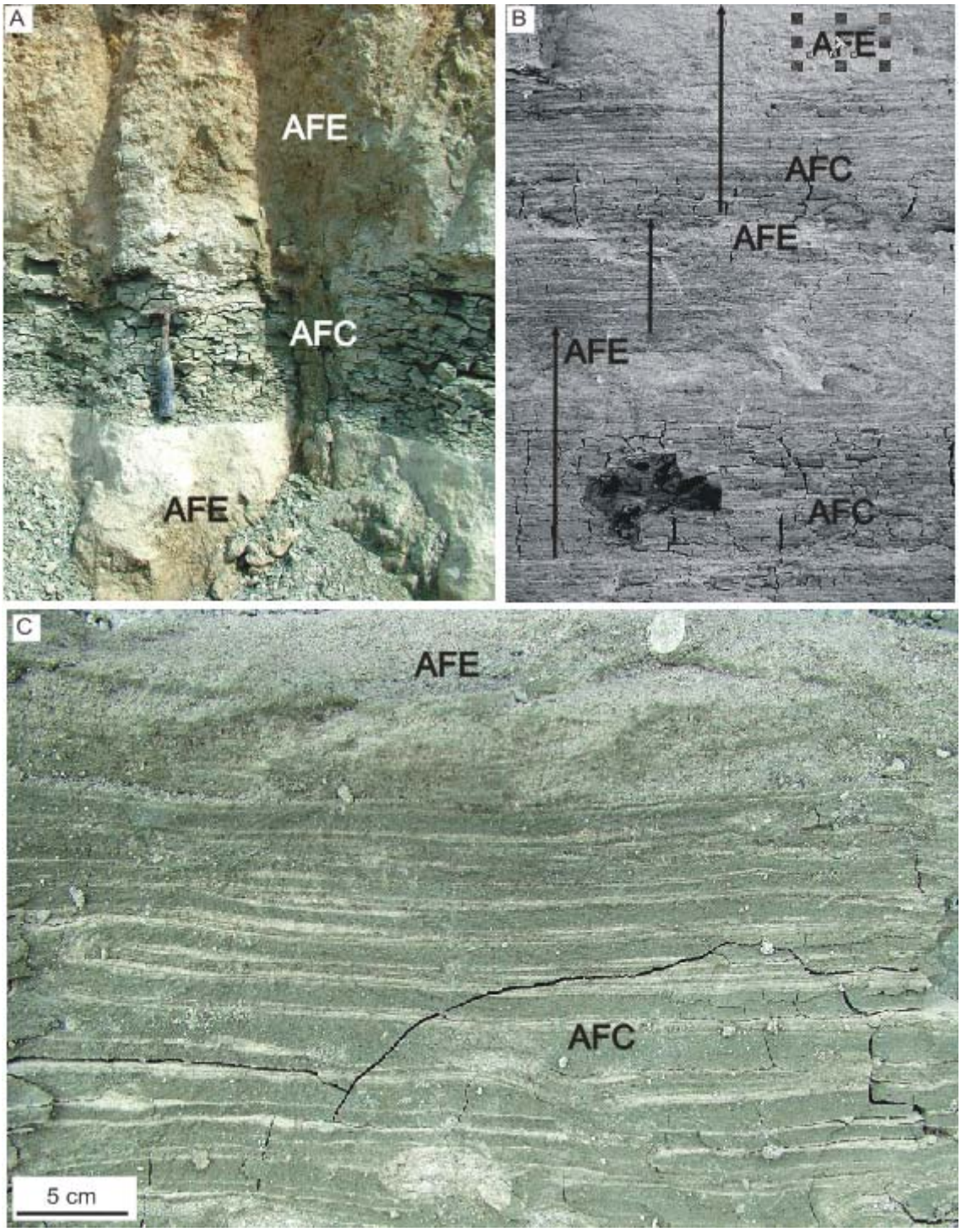


Figura 8. Associações de fácies C (laguna/planície de maré; AFC) e E (delta de maré; AFE). A) Detalhe de sucessão granocrescente ascendente, formada pela gradação para cima de depósitos de laguna/planície de maré para depósitos de delta de maré. B) Ciclos granocrescentes (setas) formados por depósitos de laguna/planície de maré, que gradam para cima a depósitos de delta de maré. C) Detalhe de ciclo granocrescente ascendente similar ao ilustrado em B.

7.1.4. Associação de fácies D (canal de maré/*inlet*)

Esta associação de fácies caracteriza-se por apresentar geometria côncavo-planar, definida por base erosiva e côncava para cima, e topo planar (Fig. 9A-B). Estes depósitos, de até 5 m de espessura, são lateralmente descontínuos após dezenas ou, menos comumente, centenas de metros, e atingem espessuras de até 5 m. Localmente corpos amalgamados desta fácies foram observados, como no topo do perfil 2 (Fig. 9). Litologicamente, a associação de fácies D é composta dominantemente por litologias carbonáticas, que incluem as seguintes fácies: misto arenito/calcário (C/A), calcário fino maciço (Cm), biocalcirudito maciço (Bm), e biocalcirudito com estratificação cruzada (Be). A fácies C/A é maciça e consiste em calcários com abundantes grãos de siliciclásticos que gradam a arenitos fortemente cimentados por carbonatos. A fácies Cm consiste em calcário com granulometria fina a média, maciço, localmente com granodecrescência ascedente e clastos de argila dispersos. As fácies Bm e Be caracterizam-se por calcários grossos, com arcabouço formado, em grande parte, por fósseis, inteiros e fragmentados e de tamanhos diversos (Fig. 9C). Estes não raramente se organizam verticalmente com os maiores na base e os menores no topo das camadas, caracterizando granodecrescência ascendente. Além disto, uma característica desta associação é que as fácies que a compõem estão interdigitadas, formando também ciclos granodecrescentes ascendentes, ou seja, as fácies Be e Bm geralmente ocorrem na base, e as fácies Cm e C/A ocorrem para o topo da associação. Ressalta-se que as estruturas da fácies Be consistem em estratificação inclinada de médio porte, e estratificação cruzada de pequeno porte, com limite de *sets* suavemente ondulatórios, de forma simétrica e assimétrica. Fragmentos vegetais ocorrem localmente nesta associação de fácies.

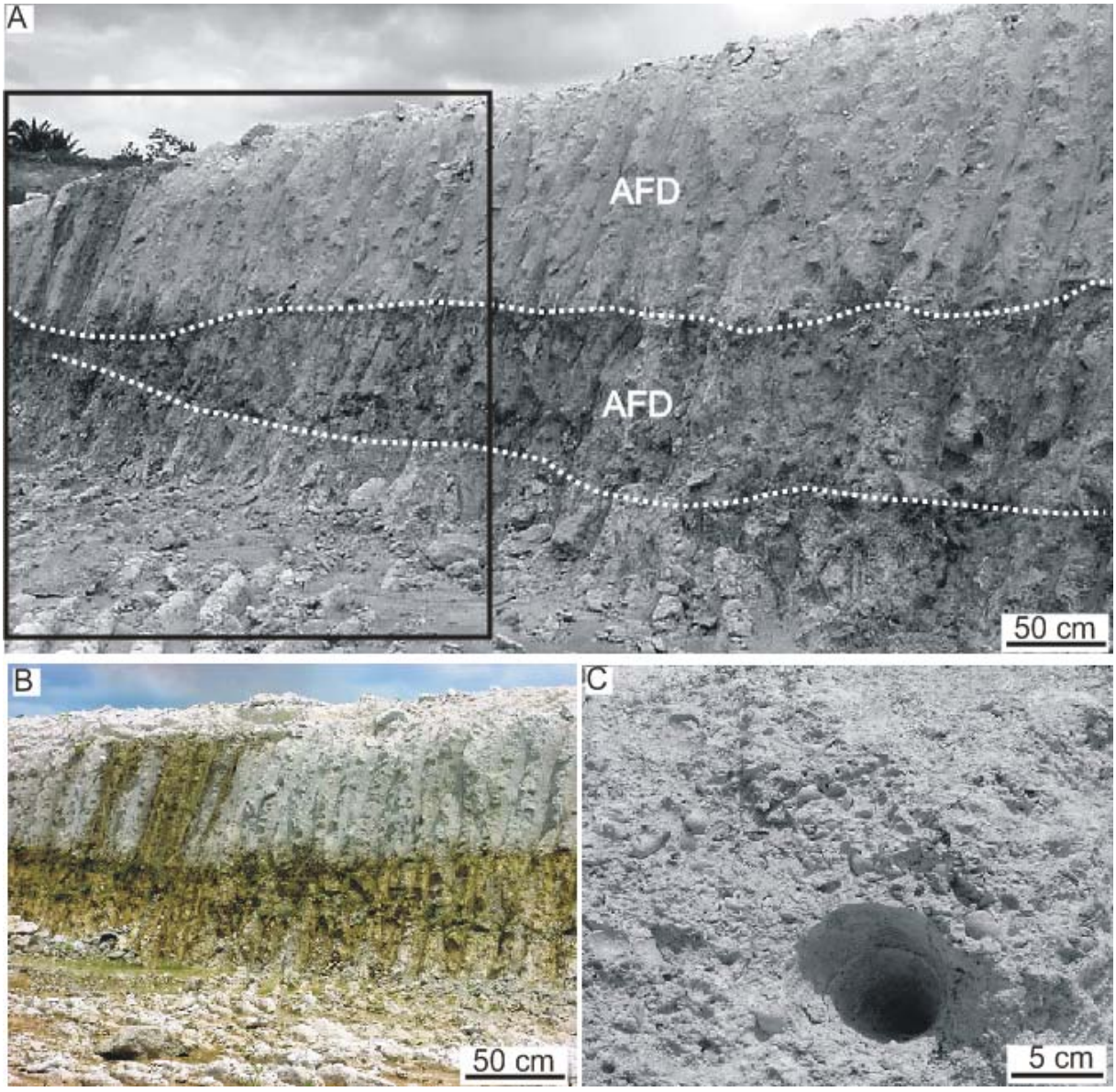


Figura 9. Associação de fácies D (canal de maré/*inlet*). A) Vista geral da associação (AFD), ilustrando sua natureza lateralmente descontínua e base irregular, erosiva e de geometria côncava (quadro indica posição da figura B). B) Detalhe da figura anterior. C) Detalhe da associação, ilustrando concentração de fósseis de invertebrados de sua base, com tamanhos variados, inteiros e fragmentados.

7.1.5. Associação de fácies E (delta de maré)

Esta associação de fácies tem, no máximo 2 m de espessura, tendo sido designada para depósitos lenticulares de arenitos calcíferos, seja maciço (fácies Am) ou estratificado (Ae). Estes estratos ocorrem intimamente interdigitados com a associação de fácies L, com os quais formam sucessões delgadas caracterizadas por granocrescência ascendente (Fig 8B,C). Onde a associação E está presente, esta

tendência é também revelada na associação L subjacente, que varia, para cima, de argilito/siltito maciço, para a fácies Hs e finalmente, Hw/l, sendo os componentes w*a*vy desta última concentrados no topo. O topo da associação E pode conter fragmentos de argilito. É interessante notar que parte desses depósitos tem constituição dominantemente carbonática, variando de carbonatos finos maciços (fácies Cm), a biocalcicruditos maciços (Bm) e estratificados (Be). Dada esta composição, estes depósitos lembram a associação D, da qual se diferencia pela geometria lenticular e granocrescência ascendente, enquanto aquela é côncavo-convexa e internamente com granodecrescência ascendente. Intraclastos de argilito e de calcário, bem como fragmentos vegetais, acham-se presentes nestes depósitos, sendo particularmente abundantes nas amostras S17, S21 e S22.

Tabela 1. Descrição de fácies e interpretação dos processos sedimentares correspondentes referentes aos depósitos estudados na mina B17.

Fácies	Descrição	Processo Sedimentar
Marga (Ma)	Pacotes maciços de marga de cor cinza clara ou amarela, com fósseis e, localmente, grãos de quartzo dispersos	Deposição de lama micrítica sob condições de fluxo de baixa energia
Calcário fino maciço (Cm)	Calcário com granulometria fina a média, maciço, localmente com granodecrescência ascedente. Clastos de argila dispersos e fragmentos fósseis.	Deposição de calcário em ambientes com energia de fluxo moderada, com incorporação de intraclastos por retrabalhamento de camadas de argila.
Biocalcirudito maciço (Bm)	Calcário fossilífero com grande variedade de moluscos inteiros, em geral arranjados em granodecrescente ascendente.	Sedimentação por fluxos de alta energia, com gradativa diminuição com o tempo.
Biocalcirudito com estratificação cruzada (Be)	Calcário contendo fragmentos fósseis, em geral, com estratificação cruzada de médio a pequeno porte, *foresets* de baixo ângulo e arranjados em pacotes com truncamentos internos frequentes. Limite ondulatório de *sets*.	Sedimentação em ambiente de energia média a alta, com diminuição de energia com o tempo. Retrabalhamento intenso de fósseis em *ripples* subaquosas com migração lateral, em parte devido a fluxos combinados (unidirecional e oscilatório).
Argilito/ siltito maciço (ASm)	Argilito verde oliva ou cinza, localmente gradando a siltito, sem estruturas aparentes, ventualmente contendo clastos de calcário e fósseis	Deposição de argila e silte a partir de suspensões em ambiente subaquoso de baixa energia.

	dispersos.	
Depósitos heterolíticos *wavy*/ Lenticular (Hw/l)	Arenito fino a muito fino, bem selecionado, calcífero, contendo proporções equivalentes de argila em camadas ondulatórias lateralmente contínuas. Arenito também pode ocorrer sob forma lenticular em meio a argilito.	Sedimentação episódica, com igual proporção de deposição por tração e suspensão. Deposição de areia durante episódios mais energéticos sob forma de *ripples*,que são recobertas por camadas de argila ondulatórias. Localmente, predomina deposição de argila a partir de suspensões por fluxo de baixa energia, com ocasional introdução de areia e formação de *ripples* famintas durante energia relativamente maior.
Depósitos heterolíticos *streaky* (Hs)	Argilito com filmes ou fitas de areia muito fina/síltica e siltito, formando acamamento do tipo *streaky*.	Deposição de argila a partir de suspensões em ambiente de muito baixa energia. Muito esporadicamente, energia relativamente maior, formando filmes de areia plano-paralelamente.
Arenito com estratificação plano-paralela (Ap)	Arenito calcífero, quartzoso, moderadamente selecionado, granulometria fina a grossa, com estratificação plano-paralela incipiente. Com concentrações de minerais pesados. Fósseis dispersos.	Deposição de areia por fluxos de alta energia, com formação de camadas planas em regime de fluxo superior.
Arenito calcífero estratificado a maciço (Ae)	Arenito calcífero, quartzoso, fino a grosso, localmente conglomerático, bem selecionado, com estratificações cruzada acanalada e planar, em geral de muito baixo ângulo. Minerais pesados concentrados nos limite de *sets*. Grânulos de quartzo e fósseis dispersos.	Deposição de areia em regime de fluxo inferior, com migração lateral de *megaripples* dos tipos 2D (cristas retas) e 3-D (cristas sinuosas).
Arenito maciço (Am)	Arenito fino a grosso, bem a moderadamente selecionado, maciço	Areia sem estrutura deve-se à deposição rápida, bioturbação intensa, ou intemperismo.
Misto calcário/ Arenito (C/A)	Interacamadamento de calcário com arenito, maciço.	Deposição alternada de calcário e arenito, este indicando ambientes localizados próximos a fluxos episódicos de areia.

7.2. CICLOS DEPOSICIONAIS

A correlação dos dois perfis estratigráficos foi facilitada pelo fato deles se posicionarem em continuidade lateral na frente de lavra, estando distanciados em cerca de 20 m um do outro. Esta correlação possibilitou demonstrar, em mais detalhe, a distribuição espacial das associações faciológicas, além de ter contribuído para o reconhecimento de quatro ciclos deposicionais, aqui designados de I a IV (Fig. 10). Apesar de variações faciológicas locais, de modo geral, pode-se concluir que as organizações internas desses ciclos são comparáveis, como descrito na seqüência.

O ciclo deposicional I tem cerca de 6 m de espessura, sendo o mais basal da unidade estudada. A porção inferior deste ciclo ocorre somente no perfil 1, onde é constituída pela gradação, da base para o topo, das associações de fácies A, B e C. A porção superior deste ciclo foi registrada, em ambos os perfis, pela passagem, também para cima, da associação E para a associação D. Somente no caso do perfil 2, a finalização do ciclo se dá por intervalo delgado da associação de fácies C. O topo do ciclo I é uma superfície de descontinuidade brusca (Fig. 11), que lateralmente se bifurca em várias outras superfícies, também erosivas, espaçadas em poucos centímetros uma das outras. Soluções de óxidos e hidróxidos de ferro percolaram por estas superfícies, o que faz com que elas sejam salientadas por cor amarelo ferrugem. É interessante notar que a frequência de ictiólitos aumenta progressivamente da base para o topo deste ciclo, variando de 2 para 212, respectivamente, sendo a maior ocorrência registrada em depósitos das associações D e E.

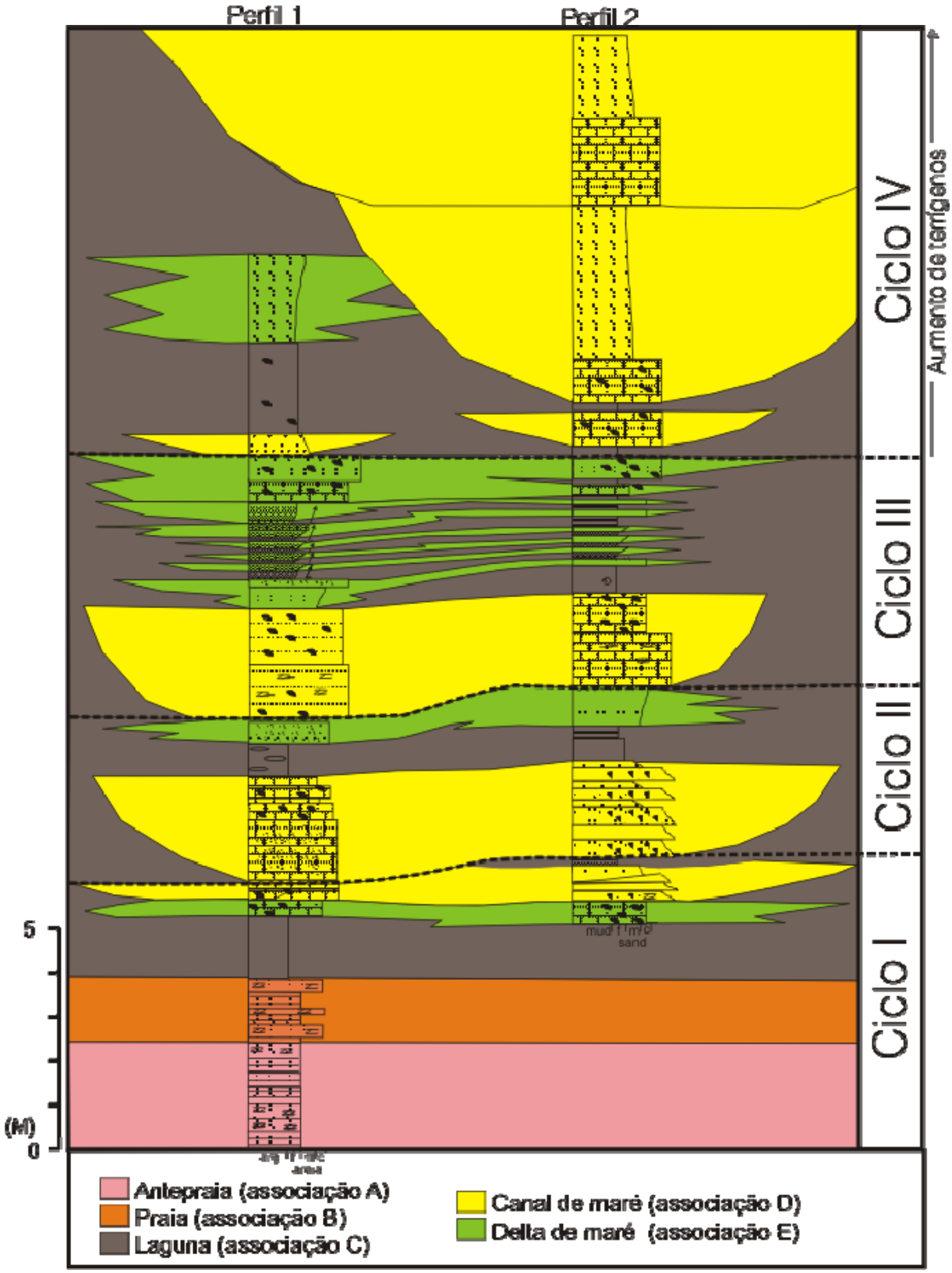


Figura 10. Seção geológica interpretada a partir dos perfis estudados na Mina B17, ilustrando a distribuição espacial das associações de fácies e os ciclos deposicionais.

O ciclo deposicional II forma uma sucessão sedimentar com espessura constante entre os dois perfis de, aproximadamente, 4 m de espessura. Nos dois perfis, sua base é constituída pela associação D, que apresenta composição significativamente mais terrígena no perfil 2, onde ciclos granodecrescentes são também mais expressivos. Para cima, estes depósitos passam bruscamente à associação C, que é, por sua vez, revestida por delgada ocorrência da associação E, como verificado no ciclo anterior. Diferentemente do ciclo anterior, porém, não se verificam as associações C e D sobre estes estratos neste caso, sendo que a associação E é diretamente interceptada pela superfície de descontinuidade do topo. Esta superfície é também erosiva e marcada por forte coloração amarelo ferrugem, dada à percolação de óxidos e hidróxidos de ferro. Contrariamente ao ciclo anterior, a freqüência de ictiólitos é mais variável, porém com tendência a decréscimo para o topo, com quase ausência (apenas um registro) na associação E.

O ciclo deposicional III é mais espesso que o anterior, atingindo cerca de 6 m, sendo que esta espessura diminui em pelo menos 1 m em direção ao perfil 2. Similarmente ao ciclo anterior, a base deste ciclo é também constituída por depósitos da associação de fácies D, porém neste caso, contrariamente ao caso anterior, existe maior concentração de fácies carbonáticas no perfil 2. No perfil 1, a associação F ocorre diretamente sobre a associação D, enquanto que no perfil 2 esta superfície é revestida pela associação C. Para cima, ocorre uma sucessão sedimentar bem desenvolvida, de aproximadamente 2 m de espessura, representada por intercalações de depósitos inseridos nas associações C e E. Em ambos os perfis, depósitos da associação F finalizam este ciclo deposicional, sendo estes mais espessos no perfil S do eu no perfil 2, e em ambos os casos mais espessos que depósitos equivalentes do topo dos dois ciclos anteriores. Similarmente aos ciclos I e II, o topo do ciclo III é também marcado por superfície de descontinuidade de natureza erosiva, também salientada por óxidos e hidróxidos de ferro, que tingem os estratos superiores desta sucessão sedimentar. Apesar de similar às superfícies inferiores, esta superfície se destaca, ainda, por apresentar tubos preenchidos por material rochoso sobrejacente, que lembram fitoturbações, embora em alguns locais, estas feições sejam também similares a feições cársticas. Nestes tubos, foram encontrados, localmente, fragmentos vegetais carbonizados. Neste ciclo, o maior número de ictiólitos ocorre na base e porção intermediária, onde se registrou 138 e 301 (valor máximo para toda a unidade) nas associações de fácies D e E, respectivamente. Para cima, ocorre diminuição sensível na

ocorrência destes componentes fósseis.

O ciclo deposicional IV é o mais espesso de todos, chegando a atingir quase 10 m de espessura no perfil 2. Este ciclo é dominado por depósitos da associação D que, no caso deste perfil, formam dois pacotes amalgamados. Ressalta-se o aumento de componentes siliciclásticos neste ciclo, concentrados no topo dos depósitos da associação D, onde fósseis se tornam raros ou ausentes. Para baixo e lateralmente, prevalecem estratos relacionados à associação de fácies C e, localmente E. Com relação à ocorrência de ictiólitos neste último ciclo, observa-se padrão similar ao verificado nos dois ciclos imediatamente subjacentes, ou seja, em geral ocorre diminuição na freqüência da base para o topo.

Figura 11. Superfícies de descontinuidade e ciclos deposicionais no perfil 1. A) Vista geral da superfície de descontinuidade no topo do ciclo deposicional 1. B) Superfície de descontinuidade no topo do ciclo deposicional 2. C) Detalhe da superfície deposicional do topo do ciclo 2, mostrando detalhes dos estratos sobrejacentes e subjacentes à ela. Notar a grande concentração de intraclastos de argila (círculos) nos depósitos da associação D sobrejacentes à superfície. D) Superfície de descontinuidade do topo do ciclo 3. E,F) Detalhe de fitoturbações associadas com a superfície de descontinuidade do topo do ciclo 3. (Siglas alfabéticas=associações de fácies descritas no texto; setas=superfícies de descontinuidade).

7.3. DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

A análise qualitativa e quantitativa das 19 lâminas delgadas levou ao reconhecimento de 4 microfácies carbonáticas principais, que incluem: *wackestone* terrígeno com fósseis; *wackestone-packstone* fossilífero neomorfizado localmente; *packstone* a localmente *wackestone* fossilífero terrígeno; e *packstone* com intraclastos. Quando analisadas em seu conjunto, as microfácies carbonáticas apresentaram, como principal constituinte, micrito (50%), seguido por intraclastos (27%) representados pelos seguintes elementos fósseis principais: equinodermos, foraminíferos, bivalve, ostracodes, gastrópodes e, secundariamente, algas (Fig. 12). Além disto, acham-se presentes grãos de quartzo e feldspato, esparito, intraclastos, cristais de dolomita e glauconita que, juntos, somam 23% do total dos constituintes das microfácies aqui apresentadas.

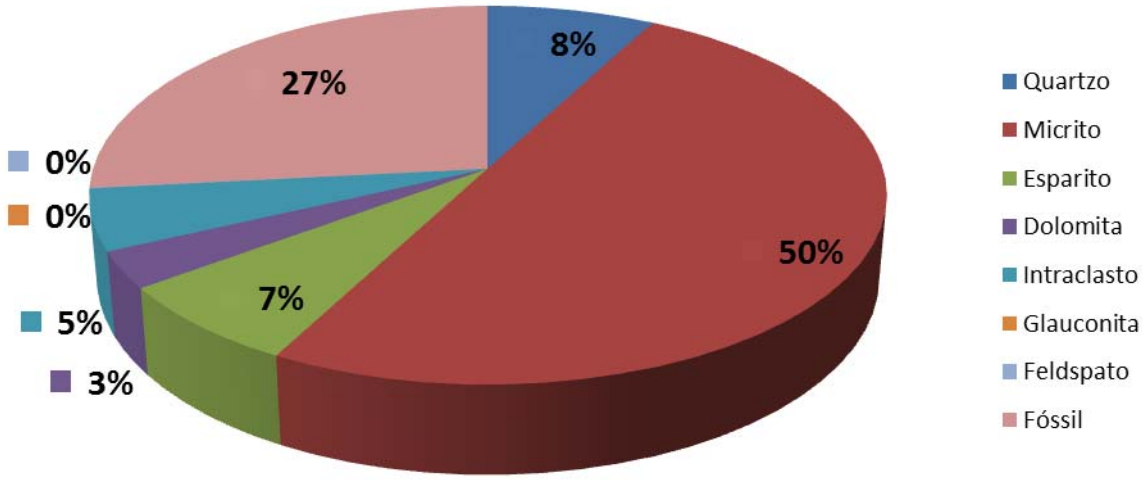


Figura 12. Distribuição dos constituintes médios da microfácies da mina B17, considerando-se todas as amostras representativas desta microfácies.

7.3.1. *Wackestone terrígeno com fósseis*

Esta microfacies, presente somente na amostra S22, apresentou, como constituintes principais (Figs. 13 e 14), micrito (54%), quartzo (20%) e fósseis (16%). Secundariamente, ocorrem intraclastos (4%), esparito (3%) e dolomita (1%). O micrito forma a matriz que mantém, de forma flutuante, todos os demais constituintes. Os grãos de quartzo ocorrem dispersos, sob forma angulosa a sub-angulosa (Fig. 15A-D). Entre os fósseis, predominam bivalves (32%), seguidos de equinóides (26%), foraminíferos (23%), briozoários (16%) e ostracodes (3%) (Figs. 13 e 15A, B e D). Dentre os

constituintes secundários, os intraclastos são de argilito e calcário e a dolomita ocorre como cristais romboédricos. Localmente, observou-se grão de fosfato nesta microfácies, possivelmente correspondente a dente de peixe (Fig. 15D).

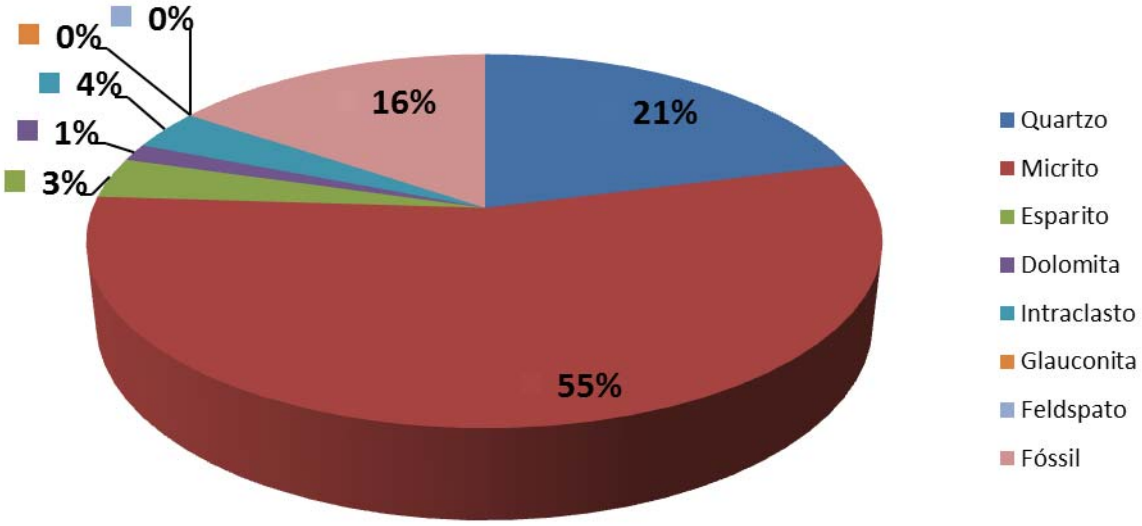


Figura 13. Distribuição média dos constituintes fósseis na microfácies *wackestone* terrígeno com fósseis.

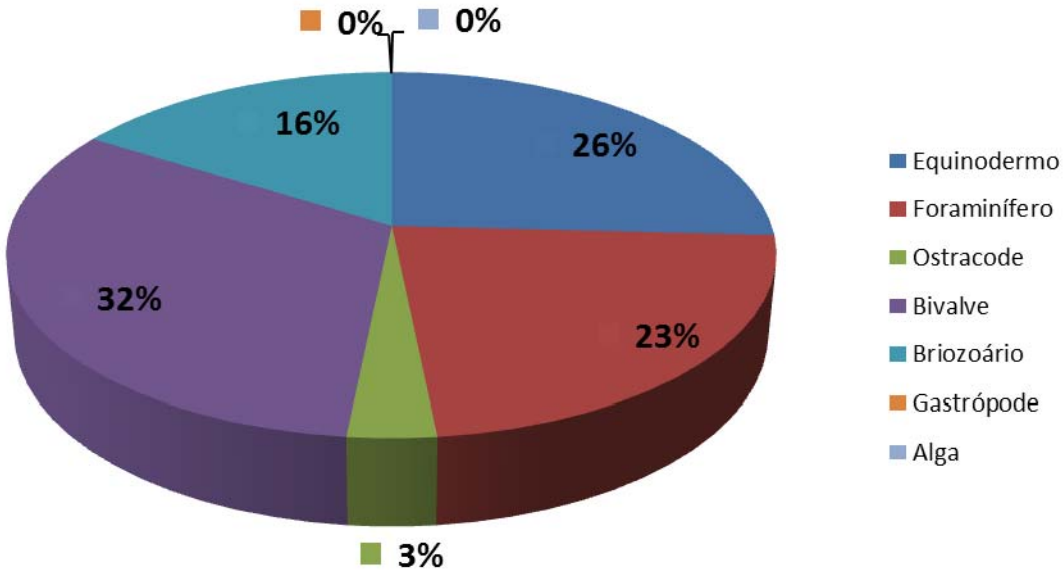


Figura 14. Proporção dos fósseis de invertebrados reconhecidos em secções delgadas na microfácies *wackestone* terrígeno com fósseis.

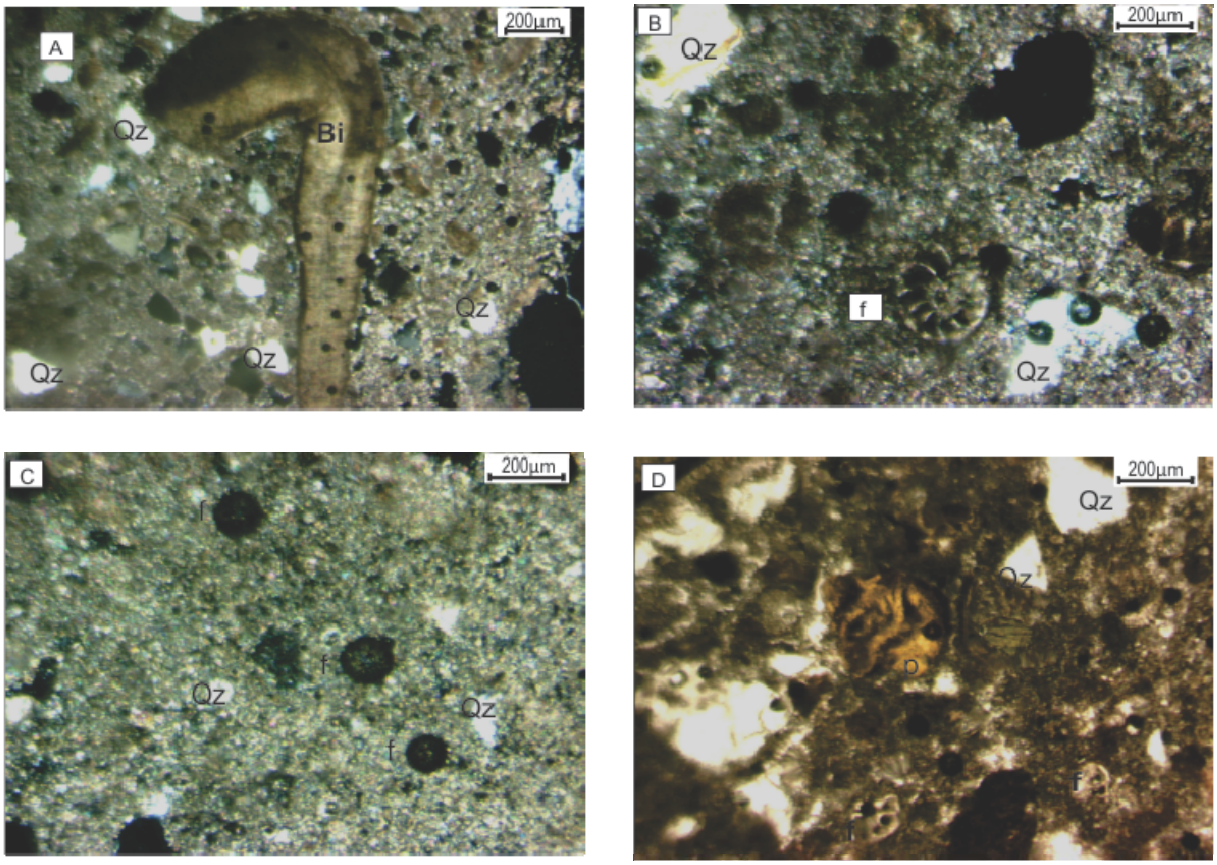


Figura 15. Microfácies *wackestone* terrígeno com fósseis. A) Vista geral da microfácies com matriz micrítica que mantém grãos do arcabouço, representados por bivalve (Bi) e quartzo (Qz). B) Grãos de foraminífero (f) e quartzo (Qz) em emio à matriz micrítica. C) Detalhe do matriz micrítica contendo grãos de quarzto dispersos (Qz). D) Grão fosfático, possivelmente correspondente a dente de peixe (p). Notar, também, grãos de foraminíferos (f). Observar, em todas as fotografias, grãos de quartzo dispersos (Qz). (todas as figuras=nicóis cruzados).

7.3.2. *Wackestone-packstone fossilífero*

Esta microfacies, a mais freqüente ao longo do perfil, foi descrita a partir de 9 secções delgadas, referentes às amostras S2, S3, S4, S12, S16, S17, S23, S24 e S25. Se for considerado o universo das amostras, o micrito é o constituinte dominante, com 61% do total (Fig. 16). Apesar do grande volume geral de micrito, sua distribuição nas lâminas e, principalmente, dentro de uma mesma lâmina, é bastante variável, desde 40,5% a 82%, o que levou à classificação de *wackestone-packstone* para essas rochas. Além do micrito, os fósseis se apresentam como o segundo constituinte mais abundante, com 22% do total. Dentre os constituintes fósseis, destacam-se, em ordem de

abundância (Fig. 17), bivalves (Fig. 18A), foraminíferos (Fig. 18B) e equinodermos (Fig. 18C), que perfazem juntos um total de 85% da assembléia fossilífera. Constituintes fósseis secundários incluem ostracodes (Fig. 18D), gastrópodes (Fig. 18E) e briozoários (Fig. 18F). Em geral, a matriz micrítica desta microfácies suporta os grãos de quartzo e os elementos fósseis, juntamente com os outros grãos do arcabouço, i.e., quartzo (4%) e intraclasto (2%). Além disto, esta microfácies apresenta esparito (6%) e dolomita (5%) localmente substituindo o micrito. A dolomita, que é romboédrica, pode ser localmente substituída por calcita, ou apresentar seus núcleos dissolvidos, formando porosidade secundária intracristalina.

O micrito é de distribuição homogênea nas lâminas e, em parte, provém da micritização de grãos do arcabouço, particularmente de fósseis (Fig. 18D). Localmente, a matriz micrítica foi substituída por dolomita romboédrica. A diminuição do volume de micrito ocorre em faixas, onde os grãos do arcabouço se tornam mais abundantes e passam a ser sustentados uns pelos outros (Figs 18 G-I). Localmente, como no caso da lâmina S24, textura grumosa do micrito é uma característica marcante (Fig. 18J).

Os grãos de quartzo estão distribuídos de forma dispersa em todas as lâminas, variando de 1% a 10% do total de constituintes, ou seja, significativamente inferior ao encontrado na microfácies anterior. O quartzo é, em geral, subarredondado a arredondado e, mais raramente, sub-anguloso. Na lâmina referente à amostra S4, observou-se quartzo policristalino (Fig. 18K). Similarmente aos fósseis, este mineral também pode apresentar suas bordas substituídas por micrito, processo bastante evidente na lâmina S12, onde o micrito é, ainda, substituído por dolomita e, esta, por calcita (Fig. 18L). As amostras S3 e S18 apresentaram maior abundância de grãos de quartzo, em geral subarrendodados, porém estes ocorrem apenas localmente.

Intraclastos, principalmente de calcário calcítico, em geral arredondados e de granulometria areia fina (Fig. 18M), estão presentes em todas as secções delgadas. Associados a estes constituintes principais, registrou-se localmente esparito, como produto da recristalização de matriz micrítica e, ocasionalmente, fósseis (Fig. 18N). Secundariamente, matéria orgânica, feldspato, glauconita piritizada e fosfato, possivelmente referente a um dente dada a sua morfologia triangular (Fig. 18O), também foram registrados nesta microfácies.

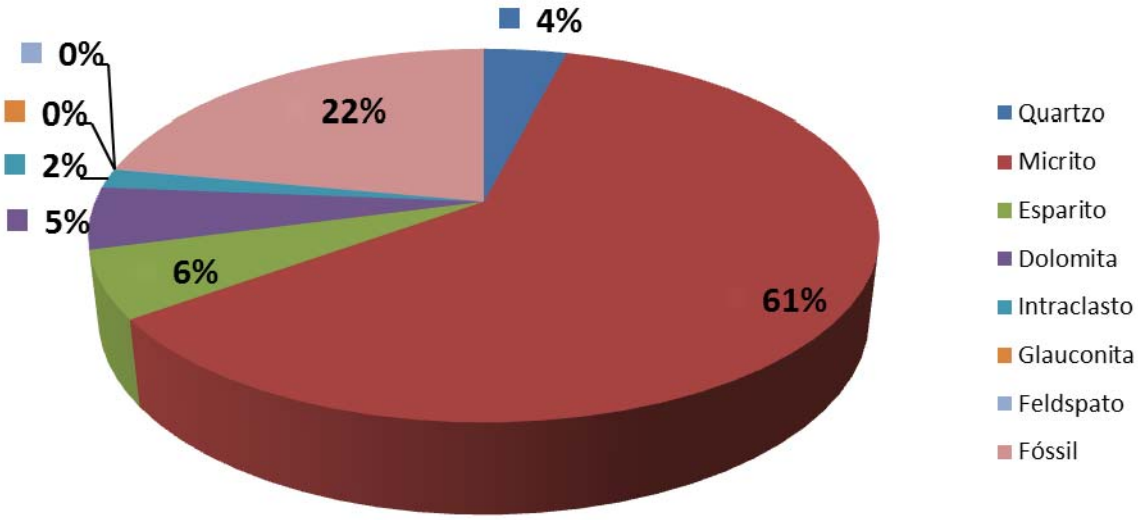


Figura 16. Distribuição média dos constituintes na microfácies *wackestone-packstone fossilífero.*

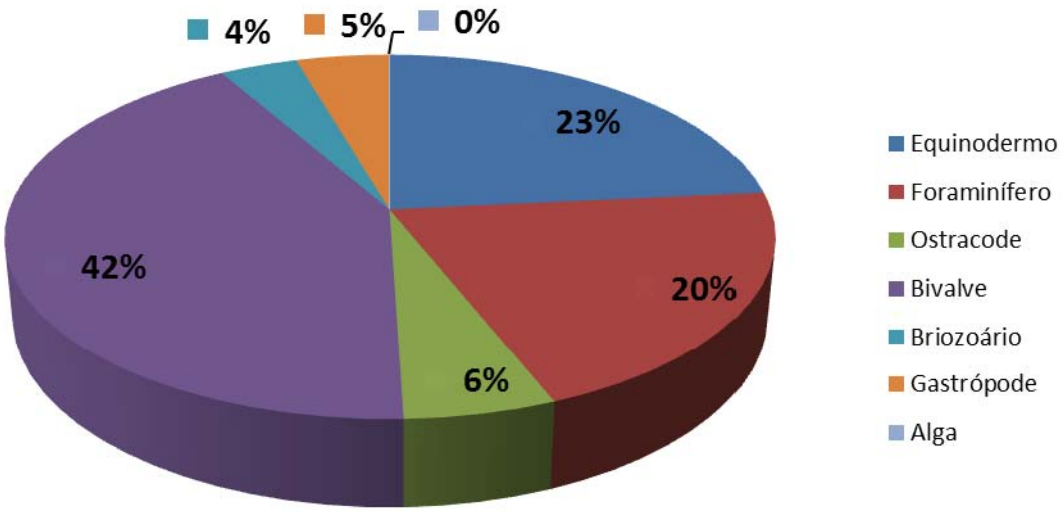


Figura 17. Distribuição média dos constituintes fósseis na microfácies *wackestone-packstone fossilífero.*

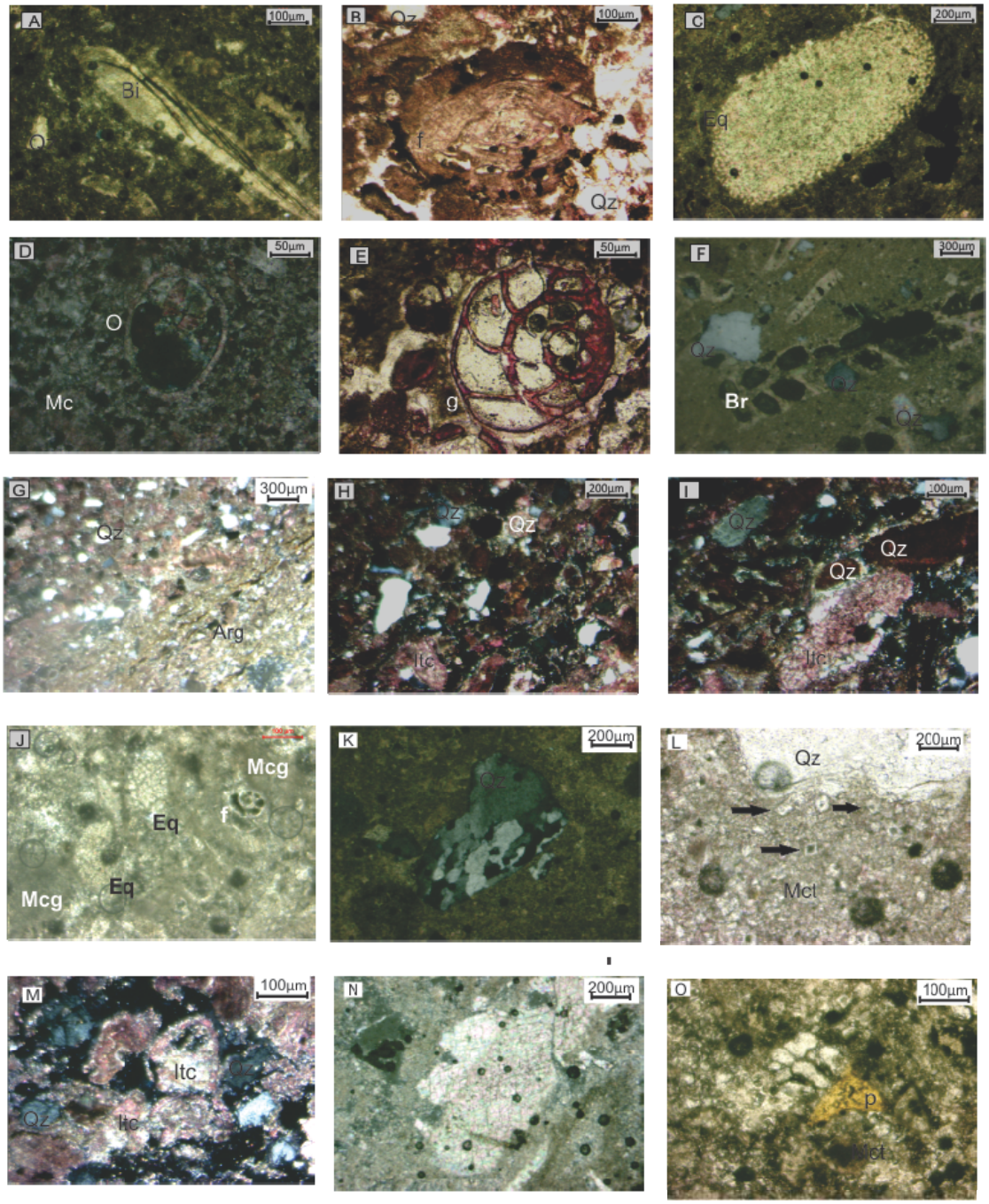


Figura 18. Microfácies *wackestone-packstone fossilífero.* A) *Wackestone* com fragmento de bivalve (Bi). B) *Packestone* com foraminífero *Numulite.*(f) C) *Wackestone* com equinóideo (Eq). D) *Wackestone* com ostracode com borda micritizada, micrito (Mc)(o) E) *Packstone* com gatropode (g). F) *Wackestone* com briozoário (Br) e grãos de quartzo (Qz). G) Lâmina de argilito e de *wackestone* terrígeno. Este material ocorre interalaminado ao *wackestone-packstone* fossilífero. Aspecto de *packstone*, com faixa de argilito. H-I) Aspecto do *packstone*, onde os grãos do arcabouço se sustentam, mas contém espaço intersticial preenchido por micrito . Notar domínio de intraclastos (Itc) e

quartzo (Qz) entre os grãos do arcabouço. J) Detalhe de matriz micrítica de *wakestone*, ilustrando sua textura grumosa (Mcg, fósseis dispersos equinodermos (Eq) e foraminíferos (f) K) *Wackestone* com quartzo policristalino em meio à matriz micrítica**.** L) *Wackestone* com grão de quartzo substituído parcialmente por micrito. Notar romboedros de dolomita (Seta) sobre o micrito, e seus núcleos com porosidade secundária. M) *Packstone* com grãos do arcabouço localmente constituído de intraclastos de calcário calcítico (Itc). N) *Wackestone* com esparito sendo substituído por micrito. O) *Wackestone* com intraclasto fostático, possivelmente dente de peixe (p). (A, C, D, F-H, K, M=nicóis cruzados; B, E, L, N, O=nicóis paralelos)

7.3.3. *Wackestone* a localmente *packstone* fossilífero terrígeno

Cinco secções delgadas registraram esta microfacies, sendo elas S6, S7, S11, S14 e S21. Relativamente à microfacies anterior, esta microfácies apresentou concentração menor de micrito (Fig.19), variando entre 26,5 % a 42,5%, com distribuição heterogênea. Assim como na microfácies anterior, na mesma lâmina foi possível identificar áreas com diferentes concentrações de micrito, que mantém aracabouço de intraclastos flutuantes ou, mais raramente, ocorre em porosidade intersticial entre grãos do arcabouço que se sustentam, quando *packstones* são caracterizados. Os intraclastos consistem, principalmente, em fósseis, que representam, em média, 38% dos constituintes desta microfácies (Fig. 20), sendo representados por bivalves (Fig. 21A), foraminíferos (Fig 21B), equinodermos (Fig.21C), ostracodes (Fig. 21D), gastrópodes (Fig. 21E) e briozoários (Fig. 21F). Localmente, registrou-se uma única ocorrência de alga em estado muito fragmentário. Destacam-se locais com maior acúmulo de bivalves, briozoários e equinodermos que, em alguns casos, formam aglomerados semelhantes a colônias (Fig. 21G). Quanto à preservação, os fósseis em *wackestones* apresentam contornos em processo de micritização, e seus interiores podem estar dissolvidos, gerando porosidade secundária (Fig. 21H). Localmente, a porosidade secundária foi preenchida por esparito.

Nos locais de maior concentração de *packstone,* onde os grãos são sustentados uns pelo outros, o micrito pode ser encontrado preenchendo o interior de fósseis (Fig. 21I). Nesses locais, há também aumento da abundância de grãos de quartzo, em média 11% do total dos constituintes das microfácies. Os grãos de quartzo são geralmente angulosos a sub-arredondados, mal selecionados, com distribuição esparsa nas áreas de *wackestone* (Fig. 21J) e moderada nas áreas de *packestone* (Figs 21 I e L). Em ambos os

casos, os grãos de quartzo são subarredondados a angulosos. Secundariamente a estes constituintes, intraclastos de diferentes naturezas e tamanhos são encontrados como parte do arcabouço desta microfácies, em especial nas áreas de *packstone*. Estes podem ser micríticos, carbonáticos ou argilosos, sendo mais freqüentes na lâmina S11, onde perfazem 10% do total dos constituintes, o dobro da média registrada para a microfácies. Nesta microfácies, também ocorrem grãos de glauconita (lâmina S14), não observada no restante das amostras.

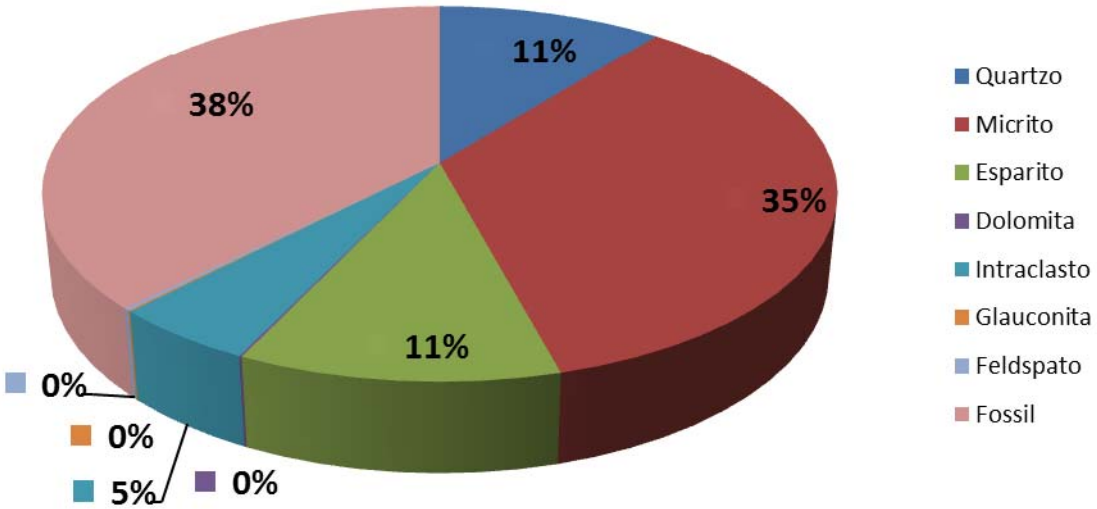


Figura 19. Distribuição média dos constituintes médios da microfácies *wackestone* a localmente *packstone* fossilífero terrígeno, considerando-se todas as amostras representativas desta microfácies.

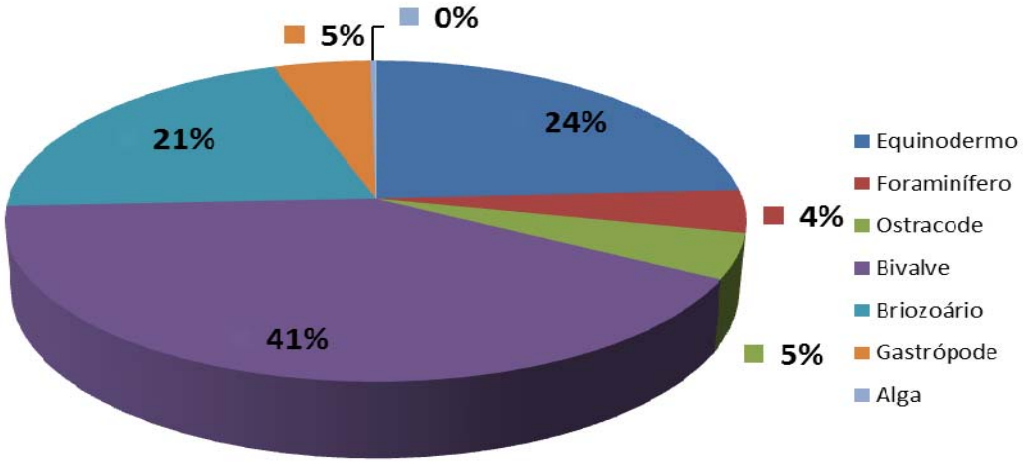


Figura 20. Distribuição média dos fósseis da microfácies *wackestone* a localmente *packstone* fossilífero terrígeno, considerando-se todas as amostras representativas desta microfácies.

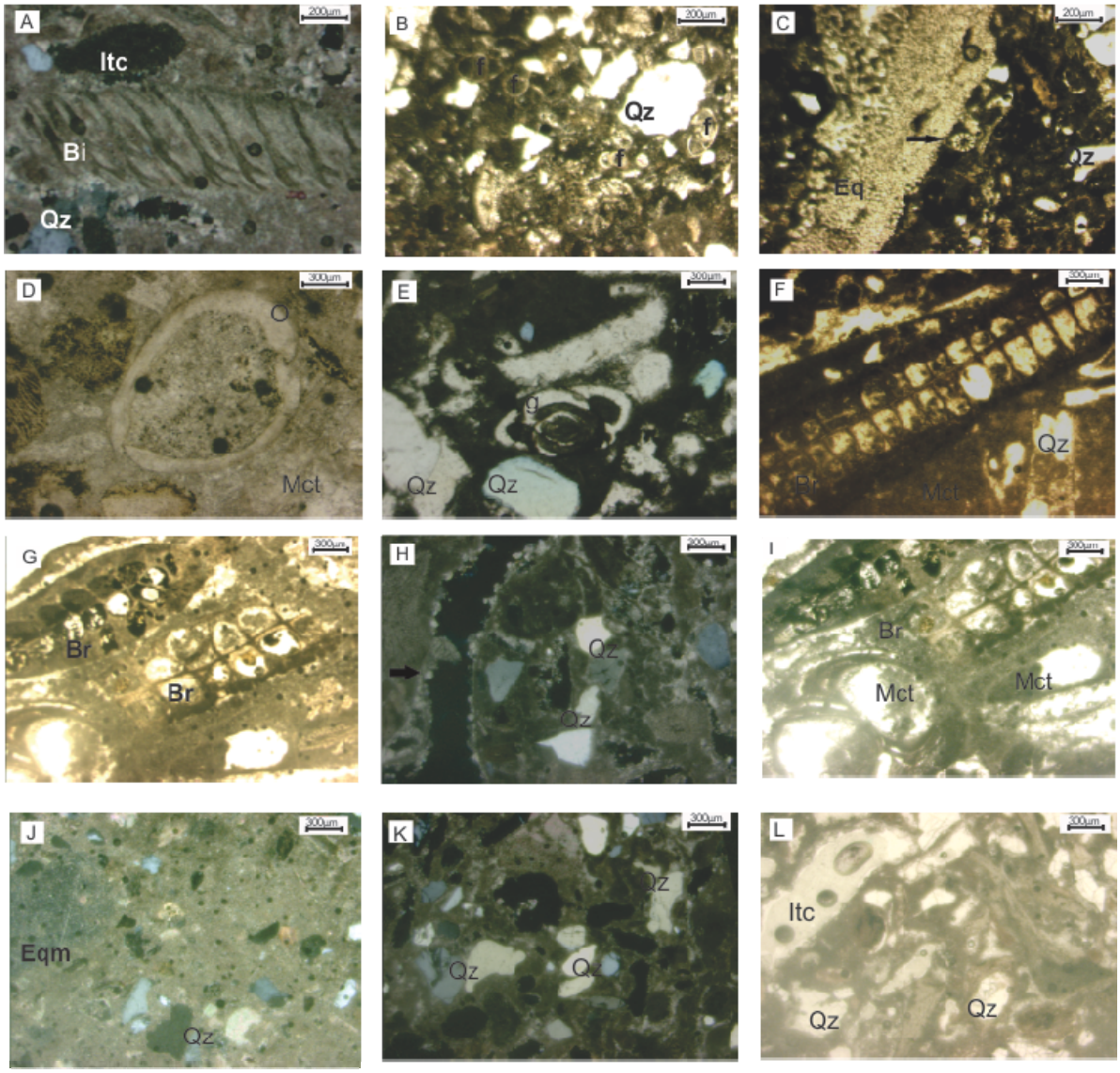


Figura 21. Microfácies *packstone* a localmente *wackestone* fossilífero terrígeno. A) *Wackestone* com bivalve (bi) e intraclasto (Itc). B) *Packstone* com foraminífero (f) e quartzo (Qz). C) *Wackestone* com equinóide (Eq). Notar espícula de equinóide (seta). D) *Wackestone* com ostracode (o) em meio ao micrito (Mct). E) *Packstone* com gastrópode e quartzo (Qz). F) Packstone com briozoário e quartzo (Qz). G) Briozoários. H) *Packstone* com quarzto (Qz) e fósseis, micritizados (Mct) e com carapaça dissolvida, formando porosidade secundária. Notar, neste caso, parede interna do fóssil com cristais de calcita (seta). I) *Packstone* com briozoários e outros fósseis micritizados (Mct). J) Vista geral de *wackestone* com grãos de quarzto (Qz) dispersos em meio à matriz micrítica (Mct). Notar, ainda, equinoide micritizado à esquerda (Eqm). K) Vista geral de *wackestone-packstone* com arcabouço fechado constituído de grãos de quarzo (Qz) e intraclastos (Itc). L) *Packstone* com quartzo (Qz) e intraclastos (Itc). (A, E, H e I=nicol cruzado; demais=nicol paralelo)

7.3.4. *Packstone* com intraclastos

Esta microfácies, restrita à secção delgada proveniente da amostra S8, apresenta a menor quantidade de matriz micrítica (20%), tendo como principal constituinte intraclastos e fósseis que, juntos, somam 65% (Fig. 22 e 24D) do total. Os fósseis são representados por diferentes grupos (Fig. 23), entre eles equinóides (Fig. 24A), foraminíferos, ostracodes, briozoários e bivalves (Fig. 24B). Este último responde por 52% da assembléia fossilífera. Em geral, os fósseis apresentam-se bastante fragmentados, em especial os briozoários (Fig. 24C), podendo estar localmente micritizados.

A principal característica desta microfácies, comparativamente às descritas anteriormente, é a baixa proporção de micrito relativamente aos grãos do arcabouço. Além disto, a concentração de intraclastos é a maior de todas a microfácies analisadas (i.e., 40%). Estes constituintes estão distribuídos ao longo de toda lâmina, apresentando diferentes formatos e tamanhos, o que é característico de agrupamentos mal selecionados, com locais onde há contato entre grãos e, consequentemente, redução máxima de micrito no espaço intersticial, mas que pode ocorrer no interior de fósseis (Fig. 24C). De natureza exclusivamente carbonática (Fig. 24D), os intraclastos, apresentam-se arredondados, sub-arredondados e, em menor quantidade, angulosos.

Os grãos de quartzo, que nesta microfácies são representados por 13% do total dos constituintes, são de distribuição esparsa, diferente da microfácies anterior, em que havia áreas de maior concentração. Estes grãos são também de granulometria maior (i.e., areia média a grossa) que nas demais lâminas, e possuem formatos predominantemente angulosos e sub-angulosos. Entre os constituintes desta microfácies, encontram-se, ainda, esparito, de concentração baixa (2%) e distribuição esparsa.

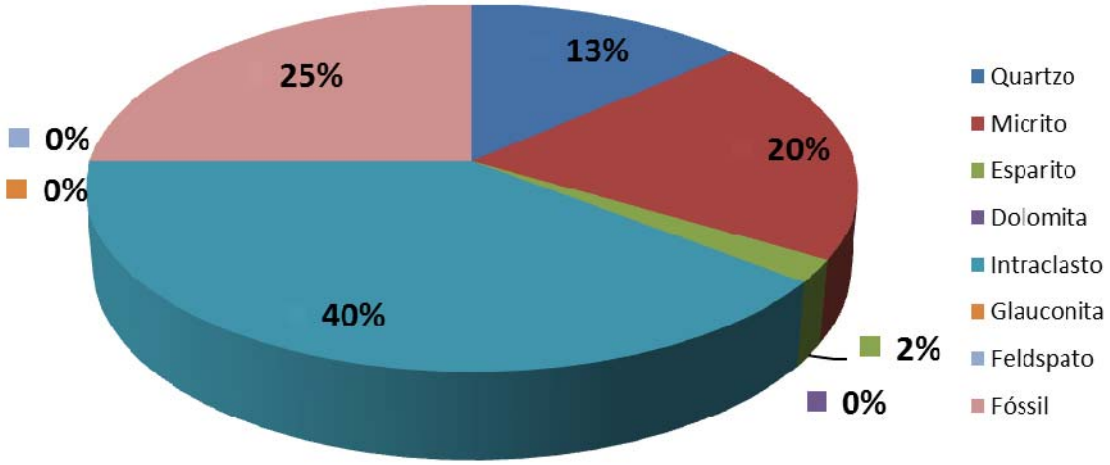


Figura 22. Distribuição média dos constituintes da microfácies *packstone* com intraclastos.

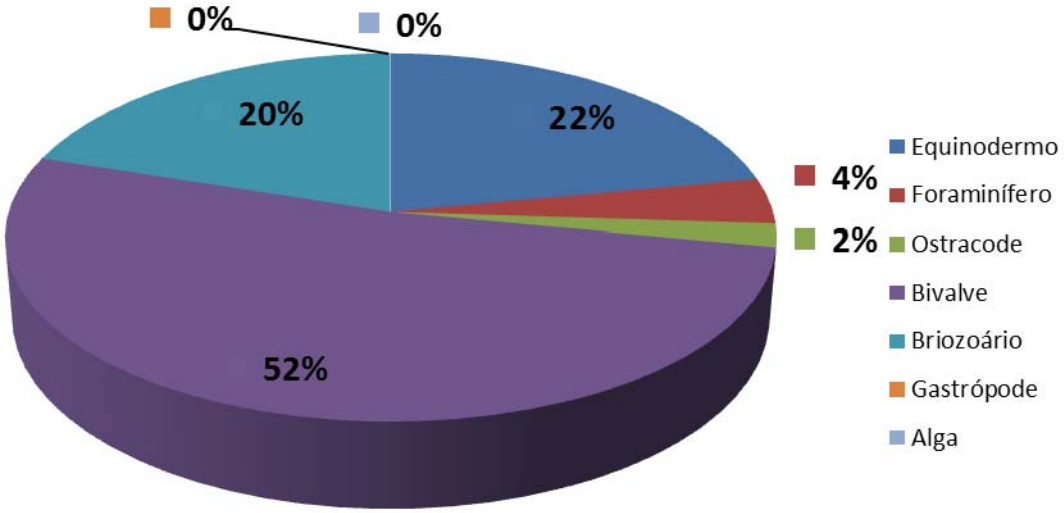


Figura 23. Distribuição média dos constituintes fósseis na microfácies *packstone* com intraclastos.

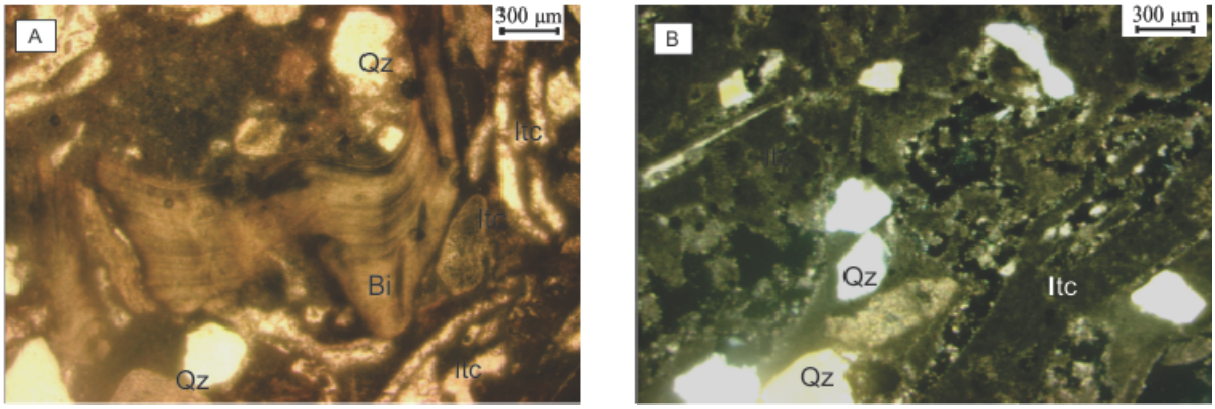


Figura 24. Microfácies *packstone* com intraclastos. A) *packstone* com Bivalve do gênero *Ostrea* com quartzo (Qz) disperso e intraclasto. (Itc). B) *packstone* com intraclastos, notar grãos de quartzo (Qz) e intraclastos (Itc).

7.4. ICTIÓLITOS

Após o processo de lavagem a úmido, as 35 amostras[2] sedimentológicas referentes aos perfis 1 e 2 totalizaram 4,7 kg de sedimento, que foi utilizado integralmente na triagem. Deste material, recuperou-se um total de 3.594 espécimens, dentre dentes e escamas, depositados em dois lotes, MPEG- 1206-1207-V no Acervo de Paleontologia do Museu Paraense Emílio Goeldi, os quais são descritos neste capítulo.

7.4.1. Descrição Qualitativa: Sistemática

Classe Chondrichthyes

Neoselachii indet

Fig. 25 A-G

Material: 683 escamas, Lotes MPEG- 1206 e 1207-V

Amostras: S2, S4 – 8, S10-13, S14, S16 – 25 e B1-13

Descrição: Escamas placóides de base ampla, arredondada ou quadrada, que se liga diretamente à coroa. Esta pode ser arredondada, lanceolada ou pontiaguda. A superfície do enamelóide é lisa ou ornamentada. Neste último caso, ocorrem quilhas (ou dobras no

[2] O total de amostras coletadas em campo foi de 38, porém S9, S15 e B10 não alcançaram os valores padrão, portanto, não foram incluídas na triagem.

enamelóide) que variam em número de 2 a 7, distribuídas por toda extensão da superfície da coroa ou concentradas em sua parte anterior. Eventualmente, pode-se observar cúspide central mais desenvolvida, assim como marcas ectodérmicas (*ectodermal pits*), esta última somente observada em microscopia eletrônica.

Discussão: Escamas de tubarões são comuns no registro fossillífero em diferentes períodos (ex. Johns 2005, Foster & Heckert, 2011). Como ressaltado por Reif (1985), escamas de tubarões não apresentam caracteres diagnósticos espécie-específicos. Todos os espécimens recuperados na área de estudo podem ser incluídos dentro dos 7 morfotipos de escamas de tubarões descritos por Oliveira *et al.* (2008) para a Formação Pirabas. Estes espécimens são comparáveis a escamas de espécies atuais de tubarões de hábitos costeiros (Reif, 1985).

Ordem Carcharhiniformes

Família Carcharhinidae (Shirai, 1996)

Fig. 25 H-K

Material – 23 dentes, Lotes MPEG 1206 - 1207-V

Amostras: S3, S7, S10-12, S16-17, B1-4, B7-8 e B13

Descrição: Coroa triangular, com achatamento lábio-lingual, unicuspidada e levemente côncava em vista labial. A borda do enamelóide no entorno da cúspide é ausente de serrilhações. Quando presente, a região basal da coroa, está separada da cúspide principal por um leve entalhe, e pode variar entre lisa a levemente serrilhada. A raiz é hololaulacorhiza e apresenta forâmen central.

Discussão: Estes espécimes apresentam uma diversidade de formas nas amostras pertencentes à Formação Pirabas, tendo sido possível sua identificação somente em nível de família (Cappetta 1987, Naylor & Marcus 1994). Isto se deve a dois motivos principais. Primeiro, os dentes ocorrem de forma isolada e, em sua maioria, parte da coroa está fragmentada, o que não favorece a preservação de caracteres diagnósticos suficientes que pudessem auxiliar no refinamento desta classificação. Segundo, não existem estudos suficientes para esta família que permitam estabelecer, com exatidão,

os tipos resultantes de heterodontia ontogenética[3], de forte influência nos microdentes (Whitenack & Gottfried, 2010).

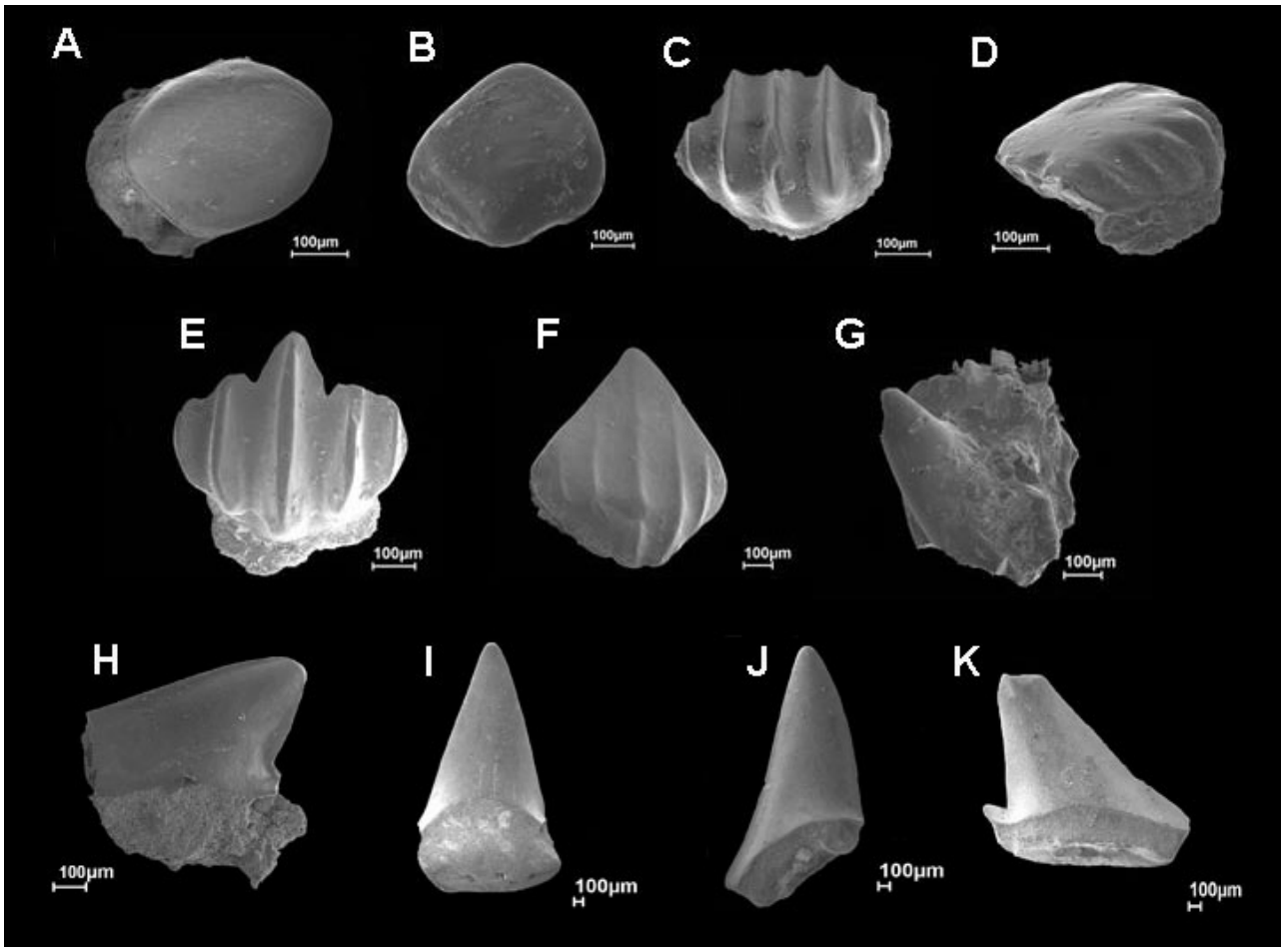


Figura 25. Escamas e dentes de tubarões da Formação Pirabas. Lotes MPEG 1206 e 1207-V. A-G) Escamas Neoselachii indet, em vista oclusal. H-K) Dentes Charcharinidae indet, em vista labial (Microscopia eletrônica de varredura).

Ordem Myliobatiformes Compagno 1973

Superfamília Dasyatoidea Whitley 1940

Família Dasyatididae Jordan 1888

Gênero *Dasyatis* Rafinesque, 1810

Dasyatis sp.

Figura 26A-E

[3] Heterodontia Ontogenética: Modificações na morfologia dentária de acordo com estágio de vida do indivíduo, ou seja, jovens e adultos apresentam dentes diferentes (Cappetta, 1987).

Material: 13 dentes, Lotes MPEG 1206-1207-V
Amostras: S2, S7, S11, S12, S14, S17, S23, B4, B7 e B8

Descrição: Dentes com até 1mm de largura, coroa molariforme e de formato elíptico em vista oclusal. Crista transversa bem marcada separando as duas faces da coroa. Face labial da coroa com ornamentações semelhantes a pequenas escavações, organizadas de forma reticular. A face lingual da cora é lisa, levemente côncava, curvando-se sobre os lobos da raiz, porém sem formar úvulas. Um dos espécimes apresenta coroa maciça, projetada para cima em formato cônico, sem ornamentações no esmalte, com a face labial levemente côncava. Em ambos os casos, a raiz é direcionada para trás e em formato holalaucorhize.

Discussão: A diferença morfológica da coroa apresentada nos espécimes da Formação Pirabas deve-se à heterodontia ginândrica[4]. Esta característica já havia sido reconhecida para o gênero *Dasyatis*, na qual machos apresentam dentes pontiagudos em virtude da necessidade de usá-los durante a época de acasalamento (Kajiura & Tricas 1996). Os dentes de *Dasyatis* da Formação Pirabas, em decorrência do padrão reticulado da superfície da coroa, podem ser comparados a *D. rugosa* (Cappetta 1970). Entretanto, como foi observado por Cicimurri & Knight (2009), ornamentações semelhantes também são destacadas para espécimes de *D. cavernosa*, dificultando a utilização da mesma no estabelecimento de espécies.

[4] Heterodontia ginândrica: Modificações na morfologia dentária de acordo com o gênero do indivíduo, ou seja, machos e fêmeas apresentam dentes diferentes (Cappetta, 1984).

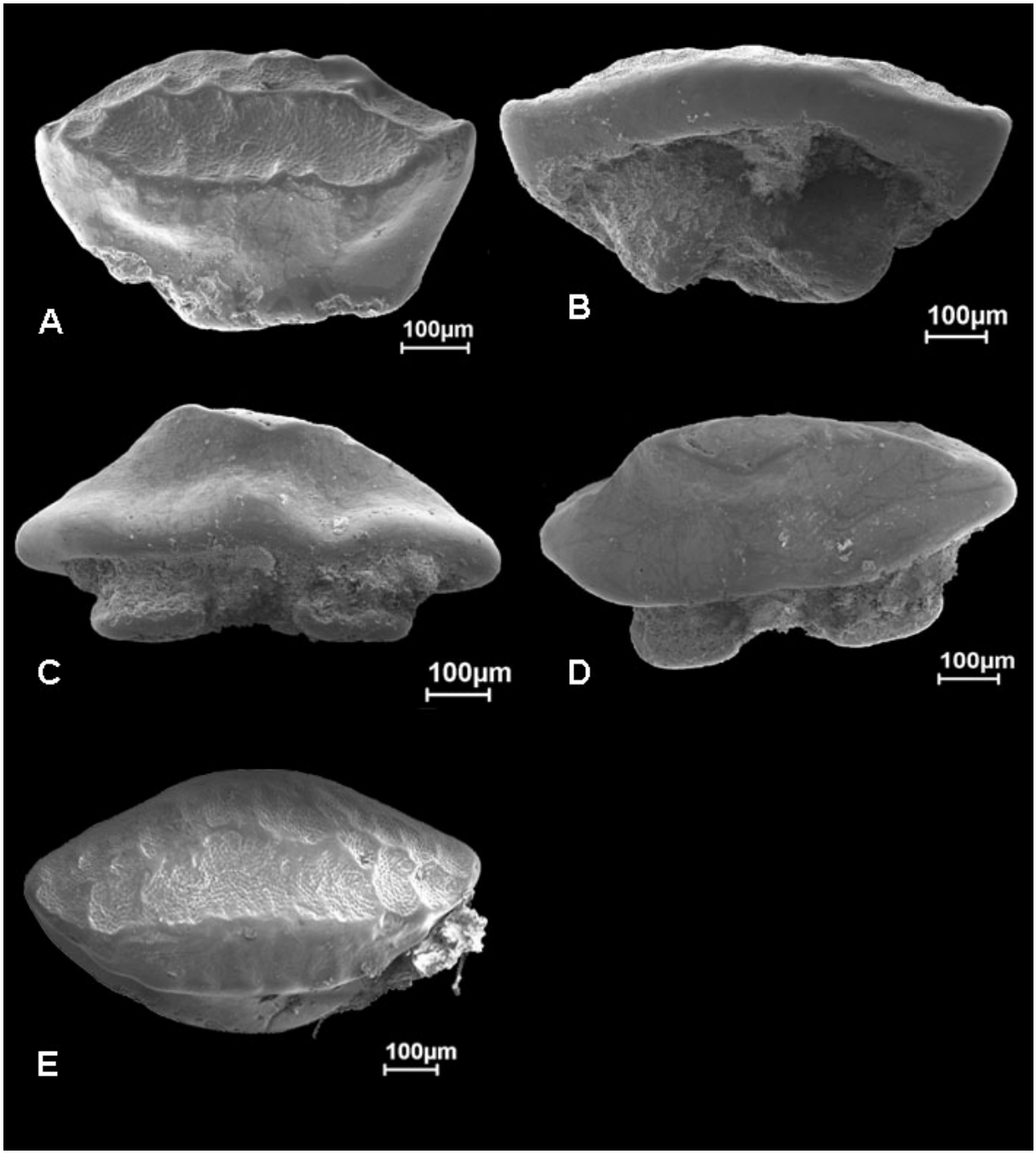


Figura 26. Espécimes de *Dasyatis* sp. MPEG 1206-V. A) Ornamentação da coroa, vista oclusal. B) Borda da coroa e parte da raiz (desgastada). C) Dente atribuído a macho, vista lingual. D) Coroa com o ápice fragmentado, vista oclusal. E) Vista oclusal da coroa, detalhes da ornamentação. (Imagens obtidas por Microscopia eletrônica de varredura).

Superordem Ostariophysi

Ordem Characiformes

Família Characidae indet.

Fig. 27 C-D

Material: 25 dentes, MPEG – V

Amostras: S6, S7, S11, S17, S22, S24, S25, B1, B3, B4, B7, B11- B13

Descrição: Dentes com coroa expandida, levemente côncava em vista labial. Multicuspidados, com até cinco cúspides de tamanhos variados, e ápices pontiagudos. Uma cúspide principal destaca-se por ser proporcionalmente mais alta e mais larga que as demais. As cuspeles laterais decrescem de tamanho em direção à região basal da coroa. Em corte transversal, a base é elíptica e o forâmen pulpar não pode ser observado, pois o interior do dente está preenchido por matriz rochosa.

Discussão: A identificação de gêneros da família Characidae a partir de dentes isolados é problemática, pois critérios utilizados, como número de cúspides, não são seguros para o estabelecimento de grupos específicos (Fink *et al.* 1986). Entretanto, dentes multicuspidados em formato de "luva de beisebol", como os da Formação Pirabas, são característicos da família no registro fossilífero. Estes tipos de dentes já foram anteriormente atribuídos às subfamílias Roadsiinae (Gayet & Meunier, 1998) e Tetragonopterinae (Monsch 1998). Porém, como alertado por Malabarba & Dutra (2002), estes tipos de dentes não são restritas a estas subfamílias. A análise de dentes recentes do gênero *Alestes* da subfamília Alestiinae (Fig. 27 AB) confirma esta conclusão, uma vez que esta subfamília também apresenta mesmo padrão dentário.

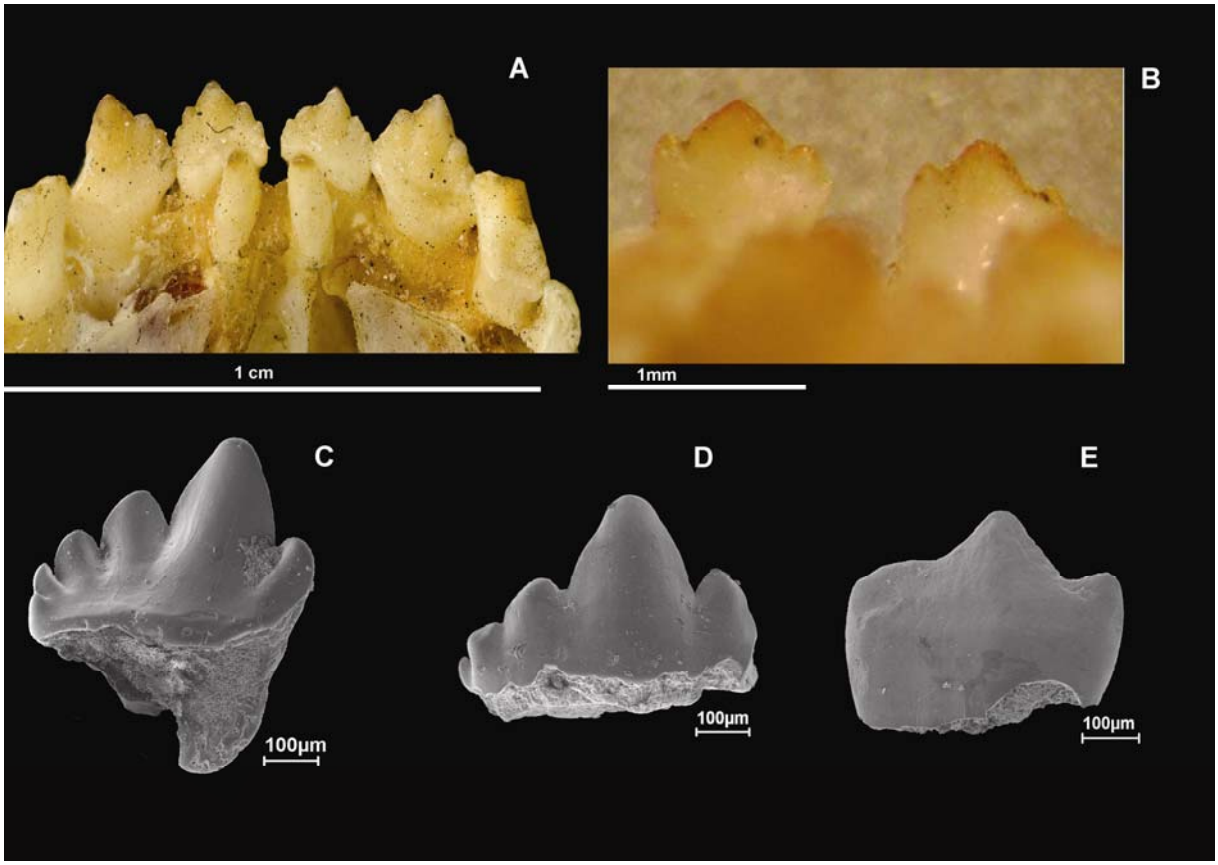


Figura 27. Comparação entre dentes fósseis de Characidae da Formação Pirabas e espécime recente correspondente: A-B) Dentes superiores e inferiores recentes de *Alestes opisthotaemia* -NHMUK 9830 (Fotografia sob binocular de material recente da coleção do *Natural History Museum*). C-E) Ictiólitos da Formação Pirabas (Microscopia eletrônica de varredura).

Ordem Perciformes

Família Sparidae

c.f.*Sarpa*

Fig 28 C-D

Material: 13 dentes - Lotes MPEG- 1206 e 1207-V

Amostras: S7, S8, B3, B4, B5, B7, B11, B13

Descrição: Dente incisiviforme exibindo achatamento lábio-ligual na porção superior da coroa, o que dá aspecto cortante ao esmalte desta região. Em vista lateral, a face labial é levemente côncava. Os dentes superiores, bicuspidados, apresentam cúspides semelhantes separadas por abertura em “V”, que se interdigita com os dentes inferiores,

unicuspidados, e ápice em formato triangular. Em ambos, superiores e inferiores, não foi visualizada qualquer tipo de serrilhação na porção anterior do esmalte e em corte transversal apresentaram a base da coroa de arredonda a elíptica.

Discussão: Day (2002) ressalta que o arranjo interdigitado de dentes encontrado em *Sarpa* é único na família Sparidae. Porém dentes incisivos estão associados a tipos dentários de outros gêneros, por exemplo, *Diplodus* e *Archosargus*. Quando dispostos em fileiras únicas, estes dentes são também comuns nos gêneros *Boops, Crenidens, Lagodon, Pachymetopon, Polyamblydon* e *Sparodon*. Esta característica dos incisivos inferiores é também associada a *Sarpa,* porém este gênero se diferencia dos demais da família pela porção terminal do esmalte em formato triangular, dando um aspecto de serra para a fileira dentária. A comparação com material recente confirmou este tipo dentário para o gênero (28 A-B). Porém, como não foi analisado o universo ictiológico em sua totalidade, optou-se por adotar a classificação c.f. *Sarpa*, para o espécime em questão.

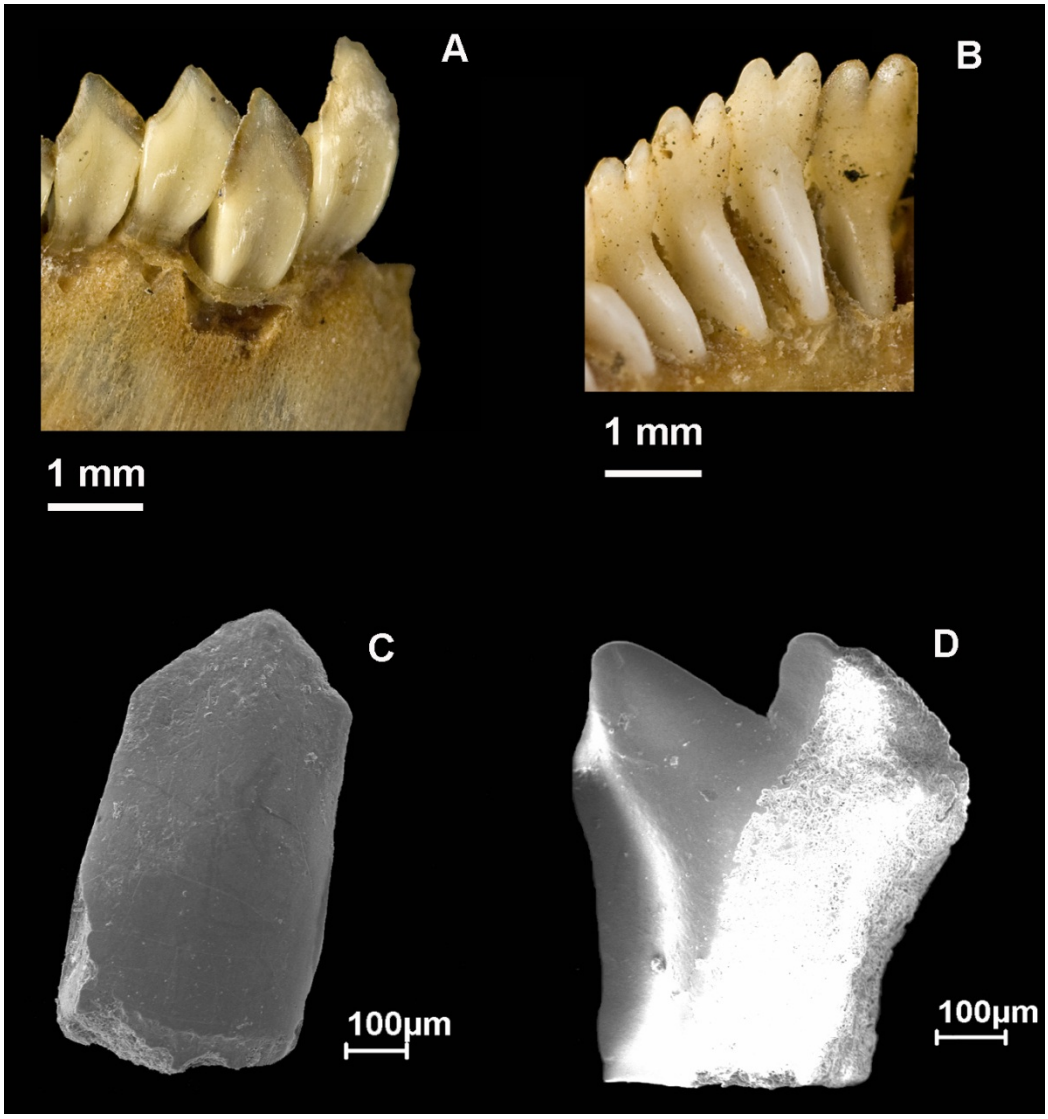


Figura 28. Comparação entre dente de Scarpa da Formação Pirabas com espécime recente correspondente. A-B)- Representantes atuais de *Sarpa dalpa* -MHNUK – 33.290 (Fotografia sob binocular de material de coleção do *Natural History Museum*), A – Parte da Arcada Inferior, B- Parte da Arcada Superior. C-D) Ictiólitos de c.f *Sarpa* - MPEG-1206-V. C) Dente inferior de cf. *Sarpa* D) Dentes superior de cf. *Sarpa* (Microscopia eletrônica de varredura).

Família Sparidae indet. 1

Fig. 29 A-E

Material: 204 dentes - Lotes MPEG- 1206 e 1207-V

Amostras: S4-S8, S10-S12, S14, S16, S17, S23, B1-B5, B7-B9, B11.

Descrição: Dente cônico, com ápice achatado lábio-lingualmente, e superfície da coroa lisa. Em vista lateral, a face labial é côncava, enquanto que a face lingual é levemente convexa. Em corte transversal, a região basal da coroa é arredondada, com a presença do forâmen pulpar centralmente.

Discussão: A família Sparidae exibe uma grande diversidade de tipos dentários, decorrente da especificidade trófica de seus membros (Days, 2002). Os espécimes recuperados na Formação Pirabas, podem ser comparados a alguns tipos de dentes em fileiras anteriores dos gêneros atuais *Gymnocranius*, *Pagellus* e *Stenotomus*. O morfotipo da Formação Pirabas, salvaguardando as proporções dentárias, assemelha-se ao Sparidae – Morfotipo 3 descrito por Otero&Gayet (2001) para depósitos oligo-miocênicos da Arábia, assim como, aos espécimes já descritos por Santos & Salgado (1971) para a Formação Pirabas.

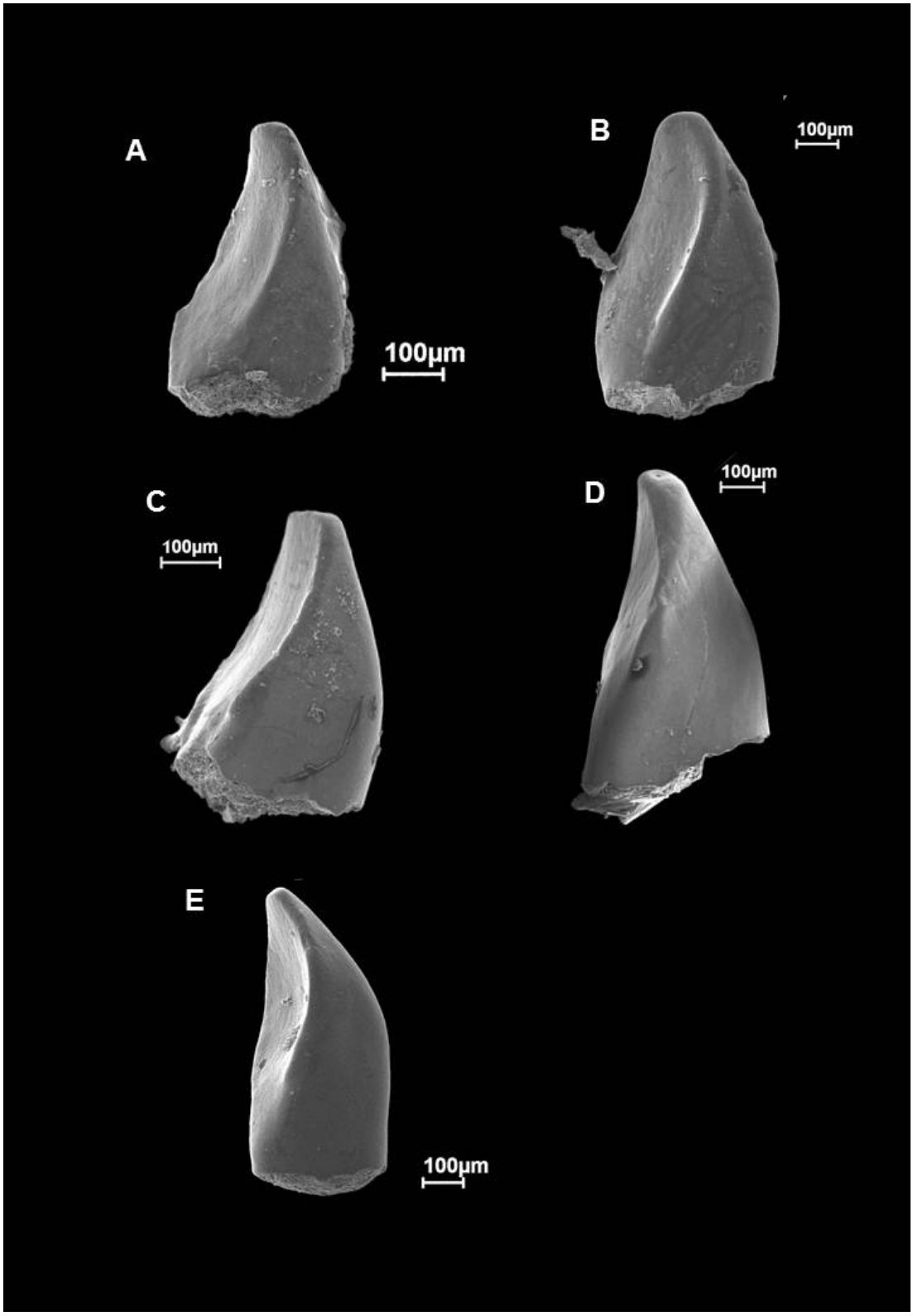


Figura 29. A-E) MPEG 1206-V Ictitólitos de Sparidae- indet 2 da Formação Pirabas (Microscopia eletrônica de varredura).

Sparidae indet – 2

Fig. 30 C-E

Material: 25 dentes - Lotes MPEG- 1206 e 1207-V

Amostras: S2-S6, S8, S10, B1, B3, B7, B11

Descrição: Dentes molariformes globosos com superfície do esmalte lisa. Exibe linha transversal que contorna a coroa dentária formando leve depressão no esmalte, e que divide a mesma em duas regiões. A região inferior à linha é levemente mais larga que a superior. Em corte transversal, a base é arredonda. Não foi possível observar o forâmen pulpar.

Discussão: Este é o primeiro registro de dentes molariformes desta família nesta formação geológica, apesar da mesma já ter sido registrada por Santos e Travassos (1960) e Santos e Salgado (1971). Em espécies atuais da família Sparidae (Fig. 30 A-B), este tipo dentário ocorre na região posterior da arcada, em associação com outros tipos dentários de diferentes gêneros como, por exemplo, *Acanthopagrus*, *Calamus*, *Sparus*, *Pagellus* e *Diplodus* (Days 2002). Essa associação entre molariformes e outros tipos dentários também pode ser encontrada no registro fóssil (p.e. Otero & Gayet 2001, Carnevalle *et al.* 2007).

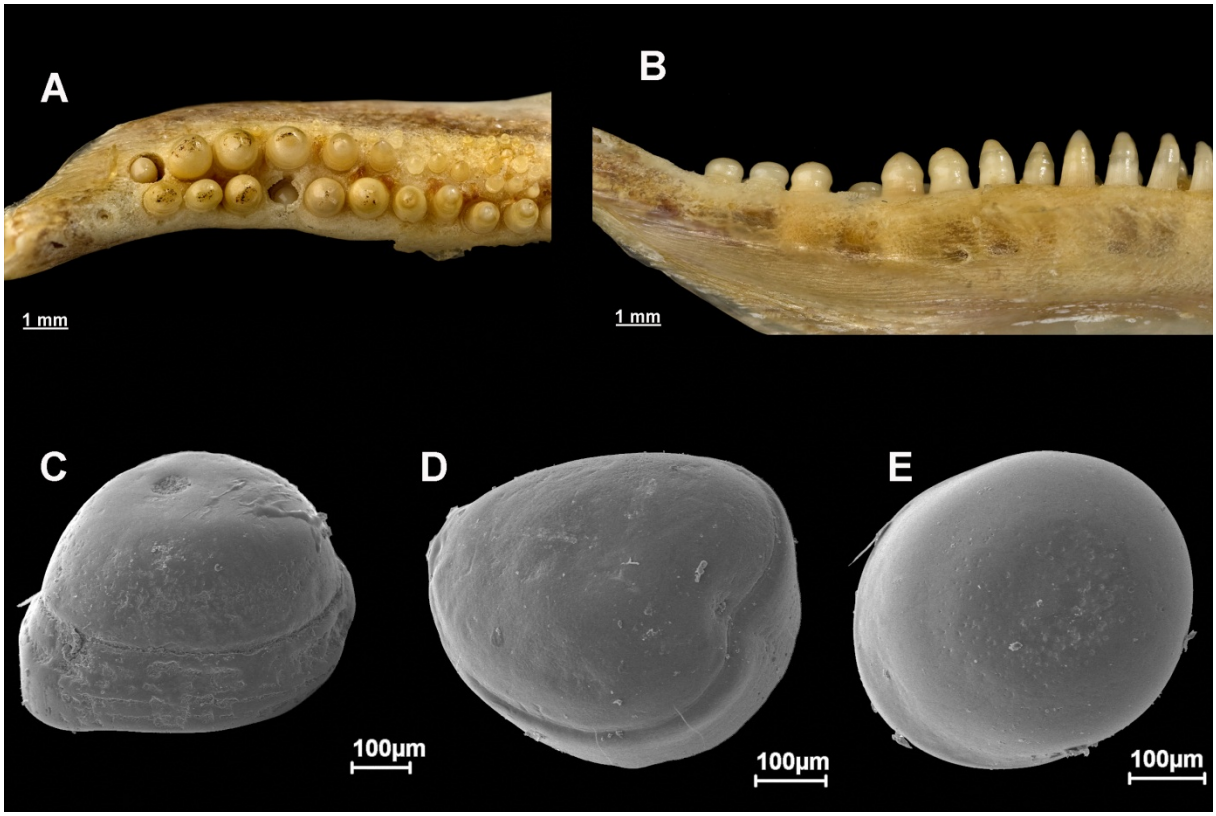


Figura 30. Comparação entre espécime recente de Sparidae com ictiólitos da Formação Pirabas. A-B) Representante atual de *Pagellus affinis* da família Sparidae -NHMUK 33-250 7 (Fotografia Natural History Museum), em vista oclusal da parte posterior da arcada inferior (A) e vista lateral da arcada inferior (B). C-E) Ictiólitos Sparidae indet 2 MPEG – 1206-V (A-B=binocular; C-E=microscopia eletrônica de varredura).

Teleostei - Morfotipo 1

Fig. 31 B-E

Material: 733 dentes - Lotes MPEG- 1206 e 1207-V

Amostras: S2, S4-S12, S14-S18, S21-S25, B1-B13.

Descrição: Dentes cônicos, com coroa reta ou levemente curva e superfície do esmalte lisa. Ápice arredondado, em corte transversal. Região basal redonda e forâmen pulpar, quando possível de ser observado, localizado centralmente. Em alguns espécimes o interior do dente está completamente preenchido por matriz rochosa impossibilitando a visualização do mesmo.

Discussão: Dentes cônicos microscópicos são comuns em diferentes famílias de peixes

(Fig. 31A). Em geral, eles se apresentam em fileiras isoladas na mandíbula ou faringe, associados a outros tipos dentários, em especial molariformes. Alternativamente, dentes cônicos distribuem-se em diversas fileiras formando placas com dentição do tipo viliforme[5] encontrada, por exemplo, na família Ariidae (Owen 1845) ou Sparidae (Day 2002). Estas duas famílias já haviam sido descritas para a Formação Pirabas (Santos & Travassos 1960, Santos & Salgado 1971). Segundo a última atualização do *Coded Utilitarian Ichthyolith Identification System* (CUIIS), o morfotipo encontrado na Formação Pirabas estaria incluso na grande categoria "*cone teeth*", a mais abundante entre as amostras coletadas e que autores atribuem, em categorias mais gerais, a Actinopterigii ou Teleostei (Johns *et al.* 2005).

[5] Dentição viliforme: encontrada em diversos grupos de peixes, caracteriza-se por placas dentárias onde não é possível visualizar facilmente os dentes, pois são microscópicos e dispostos lado a lado (Owen 1845).

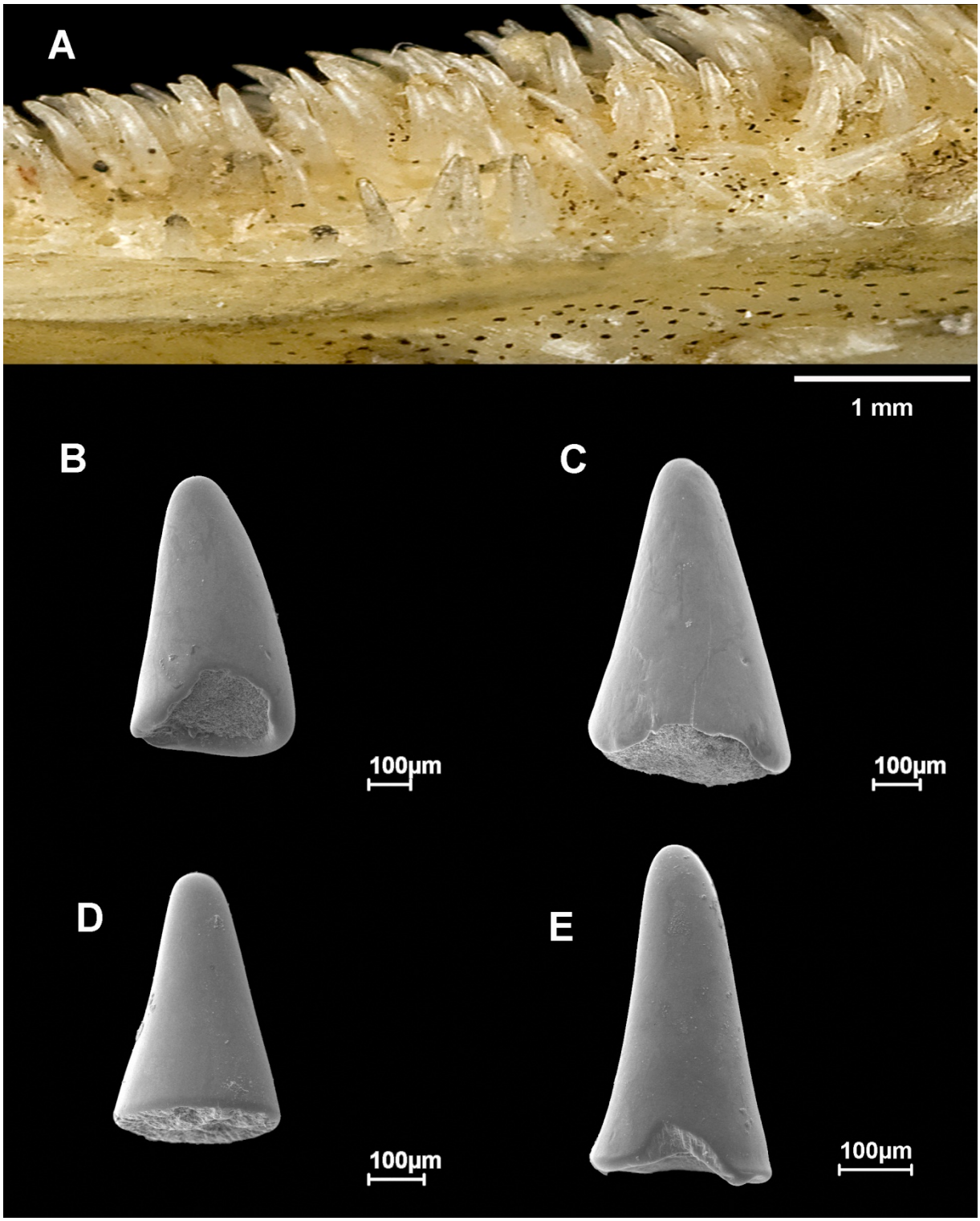


Figura 31. Comparação entre dentes cônicos de espécime recente e ictiólitos Teleostei indet-Morfotipo 1 da Formação Pirabas. A) Dentes de *Lates angustiformes*, representante atual da família Latidae - NHMUK - 28 228 (Fotografia Natural History Museum). B-E) Teleostei Morfotipo 1 da Formação Pirabas - MPEG 1206-V (Microscopia eletrônica de varredura).

Teleostei indet – Morfotipo 2

Fig 32 B-C

Material: 29 dentes - Lotes MPEG- 1206 e 1207-V

Ocorrência: S4, S5, S7, S14, S17, S20, S22, S24, B1-B4, B7-B13.

Descrição: Dentes cônicos, com coroa reta ou levemente curvada. Uma linha transversal circunda o dente delimitando duas regiões. Na região superior, a superfície do esmalte é lisa e o ápice apresenta formato arredondado. Na região inferior, ou abaixo da linha transversal, ocorre enrugamento do esmalte, formando estrias longitudinais que marcam a superfície. Em corte transversal, região basal redonda, e forâmen pulpar localizado centralmente.

Discussão: Os espécimes da Formação Pirabas apresentam algumas características semelhantes a dentes atribuídos ao gênero *Hoplias*, da família Characidae (Fig. 32A). Apesar das proporções maiores, dentes de espécimes desta família também são cônicos e apresentam estrias longitudinais na região inferior do dente. Características como borda cortante na região superior da coroa (p.e., Monsch 1998), não foram observadas nos espécimes da Formação Pirabas. Por haver desconhecimento da existência de modificações na dentição decorrentes de ontogenia, como em outros grupos de Characidae (Trapani *et al.* 2005), não é possível afirmar se os espécimes microscópicos recuperados podem ser exemplares variantes do grupo. Assim, estabelece-se a classificação Teleostei *a priori* para os referentes espécimes.

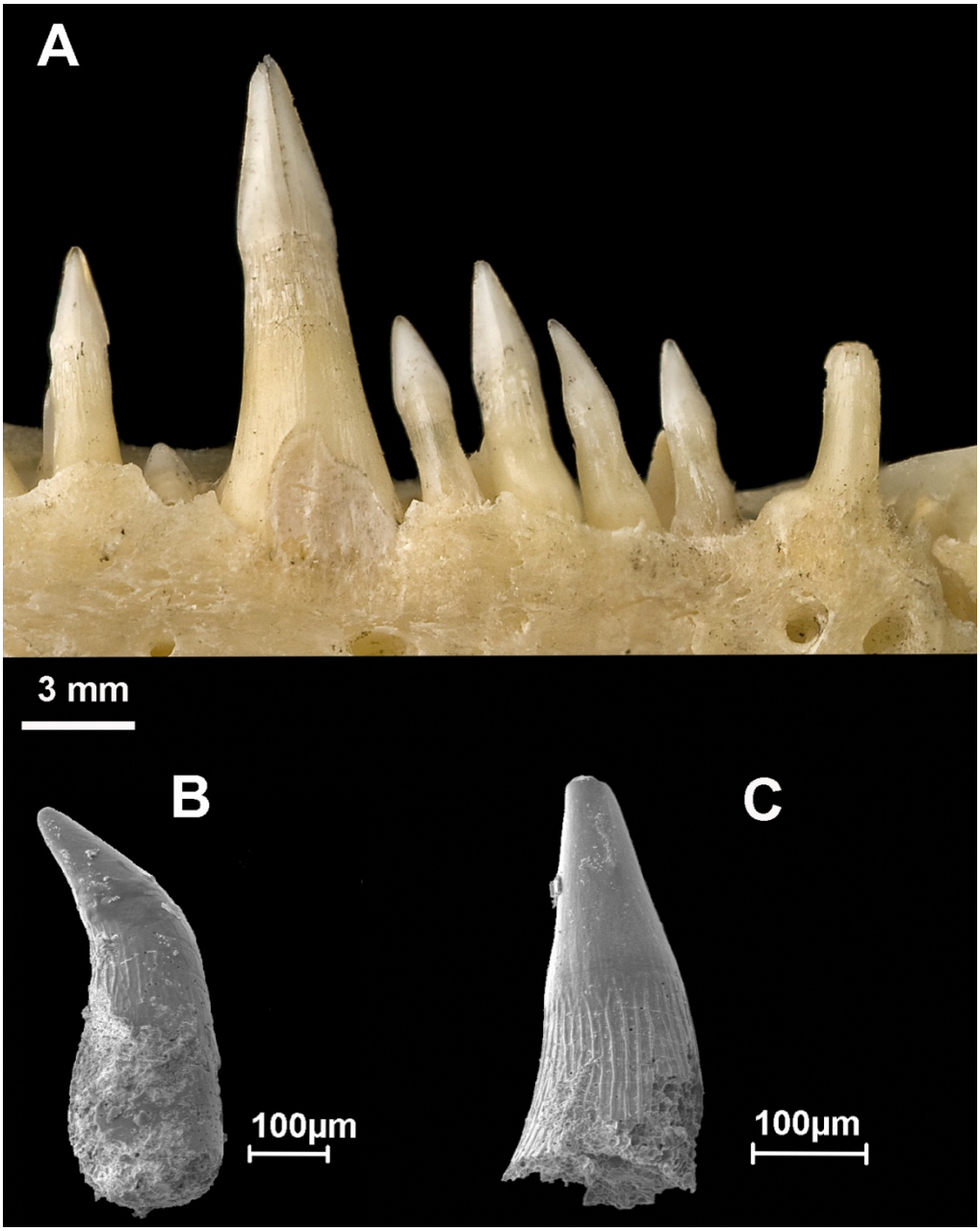


Figura 32. Comparação entre dentes cônicos atuais e ictiólitos da Formação Pirabas. A) Epécimes atuais de *Hoplias malabaricus* - NHMUK 9690 (Fotografia sob binocular de material da coleção do *Natural History Museum*). B-C) Ictiólitos Teleostei Morfotipo 2 - MPEG – 1206-V (Microscopia eletrônica de varredura).

Teleostei indet – Morfotipo 3

Fig. 33

Material: 128 dentes **–** Lotes MPEG- 1206 e 1207-V

Amostras: S5-S8, S10, S16, S17, S20, S22, S24, B1-B4, B7-B13.

Descrição: Dentes cônicos, com coroa reta ou levemente curvada. Sua superfície exibe estrias longitudinais, que recobrem toda a superfície do esmalte dentário. O ápice é arredondado e, em corte transversal, a região basal é oval e o forâmen pulpar não evidente.

Discussão: Dentes semelhantes foram observados como faringeais em alguns representantes da família Gobiidae, por exemplo, *Rhinogobius* (Parenti & Thomas, 1998). Estes dentes são também similares a dentes mandibulares da família Mugilidae, como indica análise microestrutural de dentes de espécimes atuais do gênero *Mugil*.

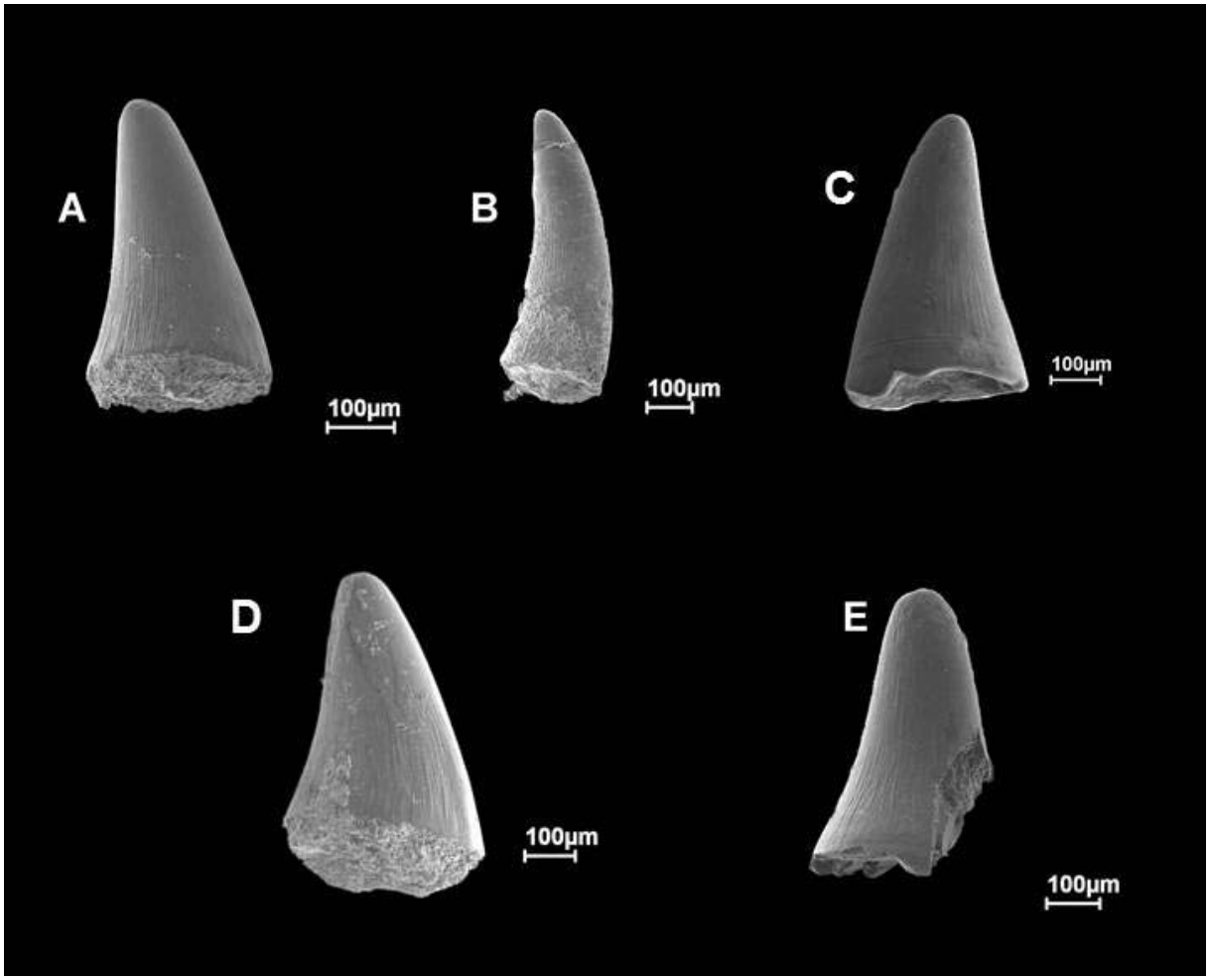


Figura 33. A-E) Ictiólitos Teleostei Morfotipo 3 da Formação Pirabas – MPEG 1206-

V. (Microscopia eletrônica de varredura).

Teleostei indet – Morfotipo 4

Fig. 34 C-L

Material: 1.612 dentes - Lotes MPEG- 1206 e 1207-V

Amostras: S1, S2, S4-S18, S20-S25, B1-B13

Descrição: Dentes cônicos, com coroa reta ou levemente curvada e superfície do esmalte lisa. Uma leve linha transversal contorna o dente, separando-o em duas regiões, que em alguns espécimes é acompanhada por diferenciação na cor do esmalte. A parte superior arredondada corresponde ao capuz apical. Em corte transversal a região inferior, desde ao capuz apical até a base do dente, chamada de fuste dentária, tem formato oval em corte transversal Em vista basal, o forâmen pulpar é muito pequeno ou não pode ser localizado em decorrência do preenchimento completo por matriz rochosa da região interior do dente.

Discussão: Os dentes da Formação Pirabas são comparativamente iguais aos seguintes espécimes: Sparoide (NHMUK PV - P 15195-9), do Eoceno da Inglaterra; Morfotipo 1 de Teleostei do Mioceno da Arabia (Otero & Gayet, 2001); e dentes faringeais de algumas espécies de Ciclidae, por exemplo *Gymnogeophagus* (Casciotta e Arratia 1993). Portanto, a comparação com espécies recentes confirmou essa ampla distribuição dos morfotipos entre diversas famílias dentro da ordem Perciforme (Fig. 34 A-B), seja como dentes mandibulares ou faringeais.

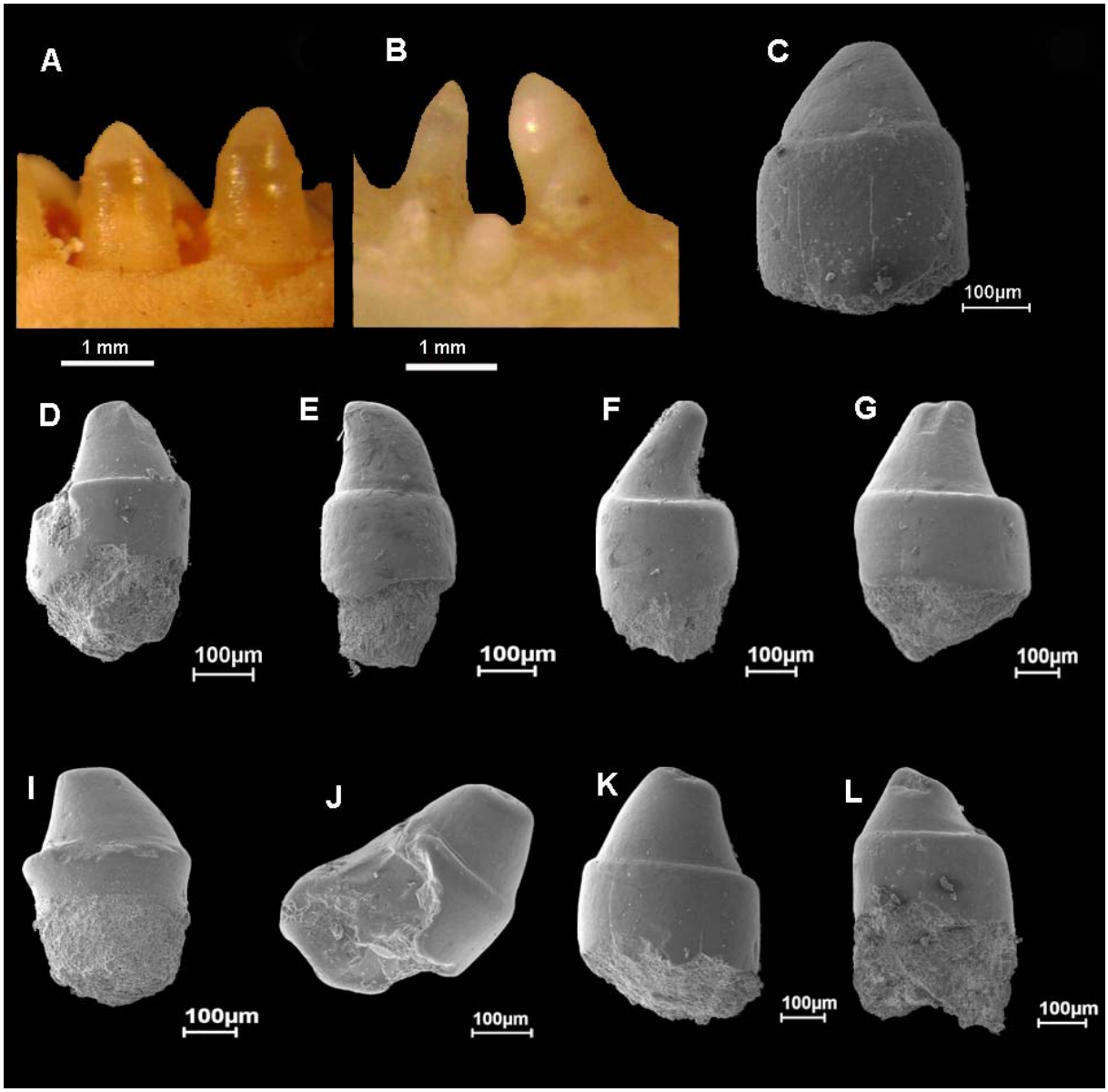


Figura 34. Comparação com espécimes atuais recentes e ictiólitos correspondentes da Formação Pirabas. A-B) Dentes laterais de representante da família Sparidae, *Pagellus affinis*, espécime atual - MHNUK - 33.250 (Fotografia sob binocular de material do *Natural History Museum*). C-L) Ictiólitos l Teleostei Morfotipo 4 MPEG – 1206-V (Microscopia eletrônica de varredura).

Teleostei indet – Morfotipo 5

Fig. 35

Material: 106 dentes - Lotes MPEG- 1206 e 1207-V

Amostras: S4-S12, S14-S17, S22-S24, B1-B11, B13.

Descrição: Dente canino, triangular, comprimido lábio-lingualmente, formando borda cortante de esmalte que envolve toda a coroa. Não apresenta serrilhações ou estrias no esmalte. O ápice é arredondado e, em corte transversal, a base apresenta formato elíptico e o forâmen pulpar, também elíptico, em vista basal, concentra-se centralmente.

Discussão: Esse morfotipo, comum em peixes predadores (Owen 1845), é considerado pelo CUIIS, um ictiólito típico do final do Paleógeno e Neógeno (Doyle & Riedel 1979, Johns *et al.* 2005), sendo registrado em amostras do Mioceno (Gottfried *et al.* 1984). Entre os ictiólitos recuperados, este é o que apresenta o formato mais próximo de *Sphyraena*, gênero mais abundante entre os fósseis macroscópico de Teleostei da Formação Pirabas. Este gênero é reconhecido somente por dentes isolados nesta unidade (Santos & Travassos 1960, Costa *et al.* 2004). Entretanto, há diferenças quanto ao padrão da borda cortante, e possíveis modificações ontogenéticas na dentição são desconhecidas para o grupo.

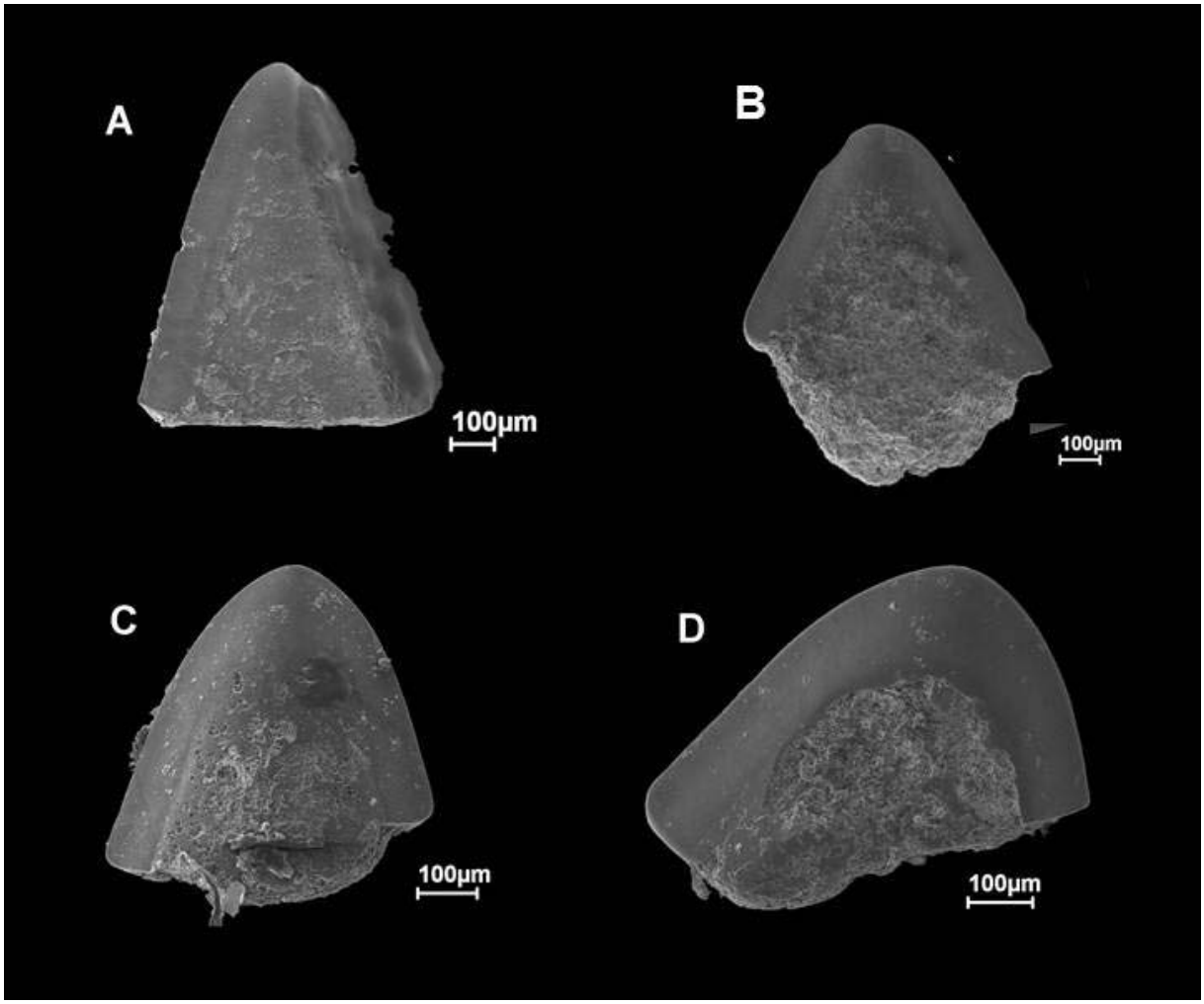


Figura 35. A-D) Ictiólitos Teleostei Morfotipo 5 da Formação Pirabas – MPEG 1206-V (Microscopia eletrônica de varredura).

7.4.2. Descrição Quantitativa

Entre os grupos de ictiólitos descritos acima, Osteichthyes é o de maior riqueza e abundância, representando 80% do total recuperado, referente a 9 dos táxons descritos (Fig. 36). Destes, destaca-se Teleosteo indet 4 como o mais abundante, com 1612 ictiólitos (Anexo 2), e o gênero *Sarpa* como o mais raro, com apenas 13. Entre os Chondrichthytes, 95% do total recuperado referem-se a escamas, aqui atribuídas a Neoselachii indet e ao gênero *Dasyatis,* este último sendo o menos frequente do grupo, com 13 dentes recuperados.

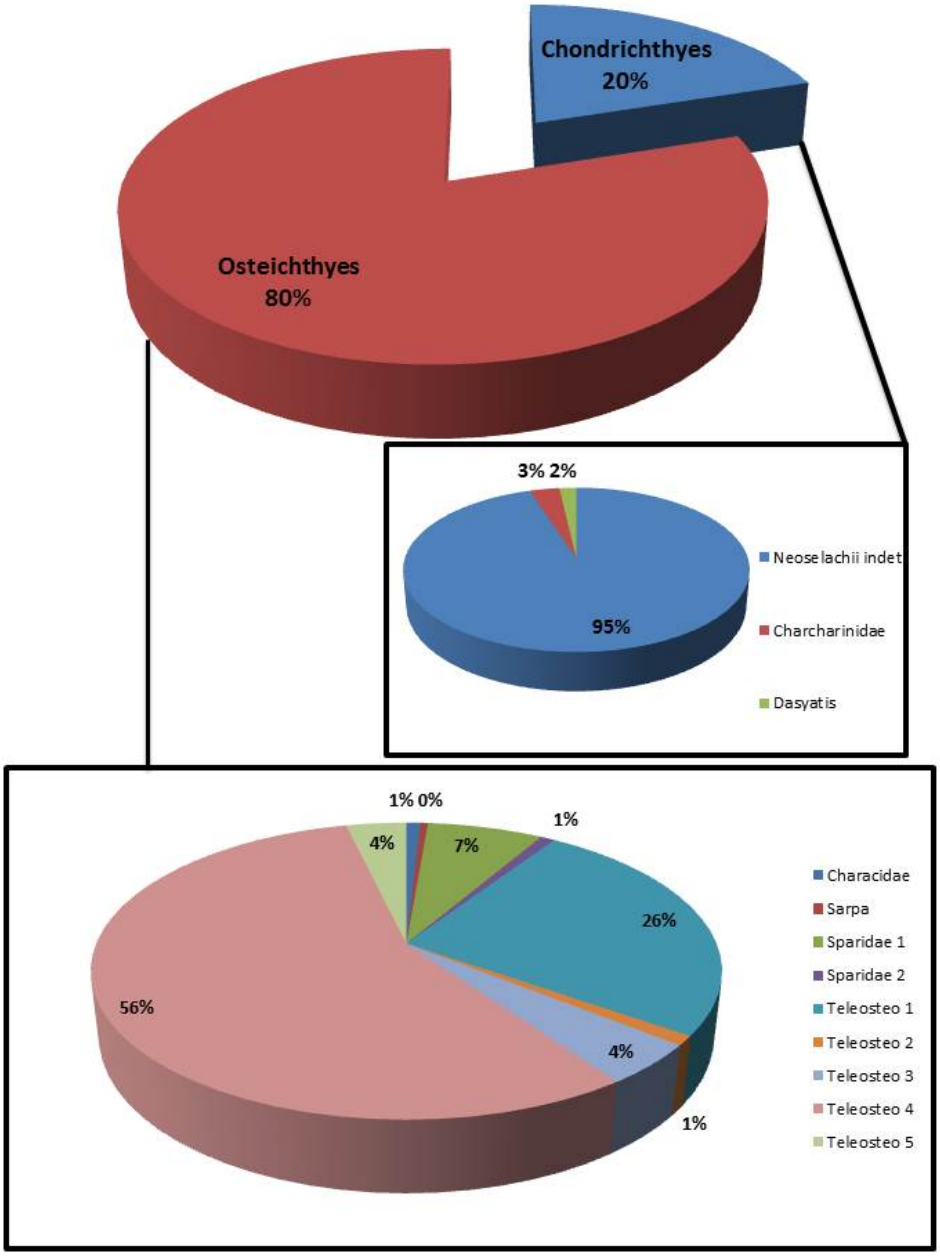
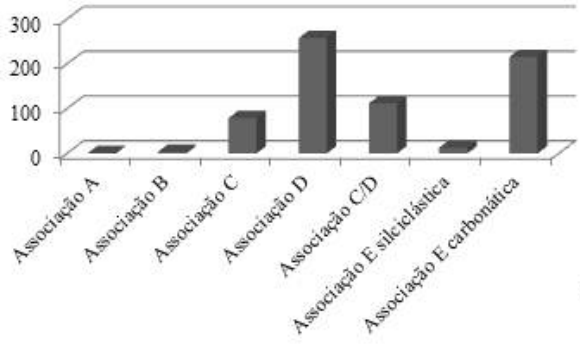


Figura 36. Distribuição de ictiólitos entre os grupos de Chondrichthytes e Osteichthyes da Mina B17.

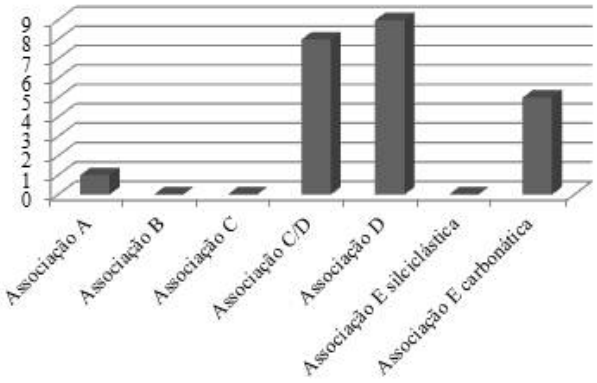
7.4.2.1. Ictiólitos e Associações de Fácies

A distribuição da maioria dos grupos foi ampla, não havendo nenhuma ocorrência exclusiva a determinada associação de fácies. Neoselachii indet, Teleostei Tipo 1, Teleostei Tipo 2 e Teleostei Tipo 4, apareceram em todas as associações descritas, enquanto que os mais raros, *Dasyatis* e *Sarpa*, ocorreram em três associações (Fig. 37).

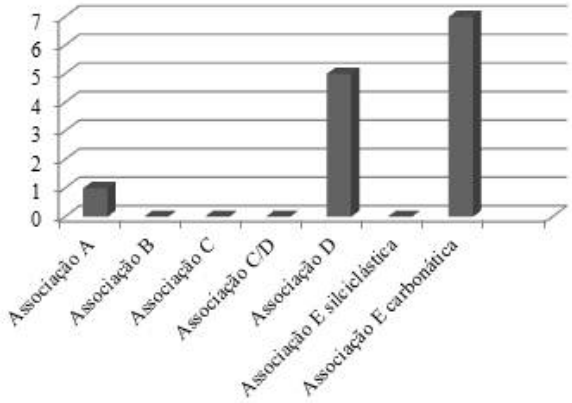
Neoselachii indet



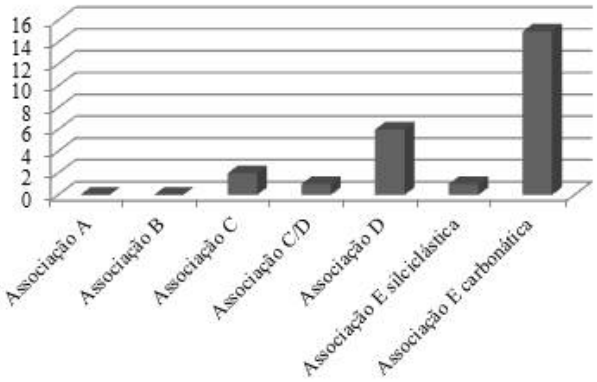
Carcharinidae indet



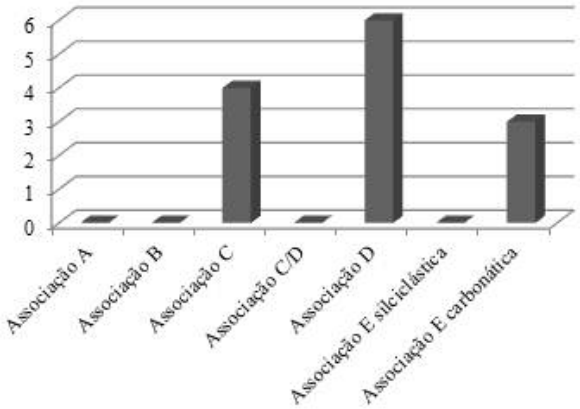
***Dasyatis* sp.**



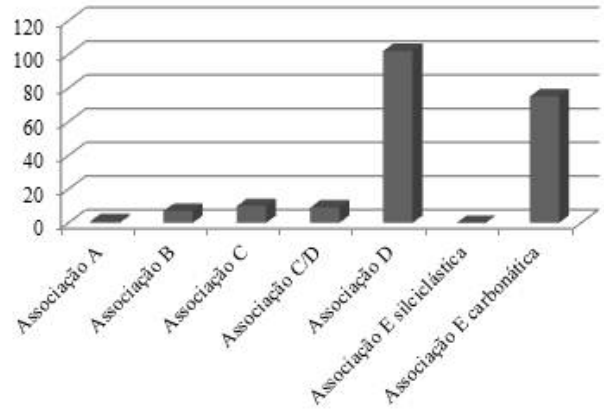
Characidae indet



c.f.Sarpa



Sparidae Tipo 1



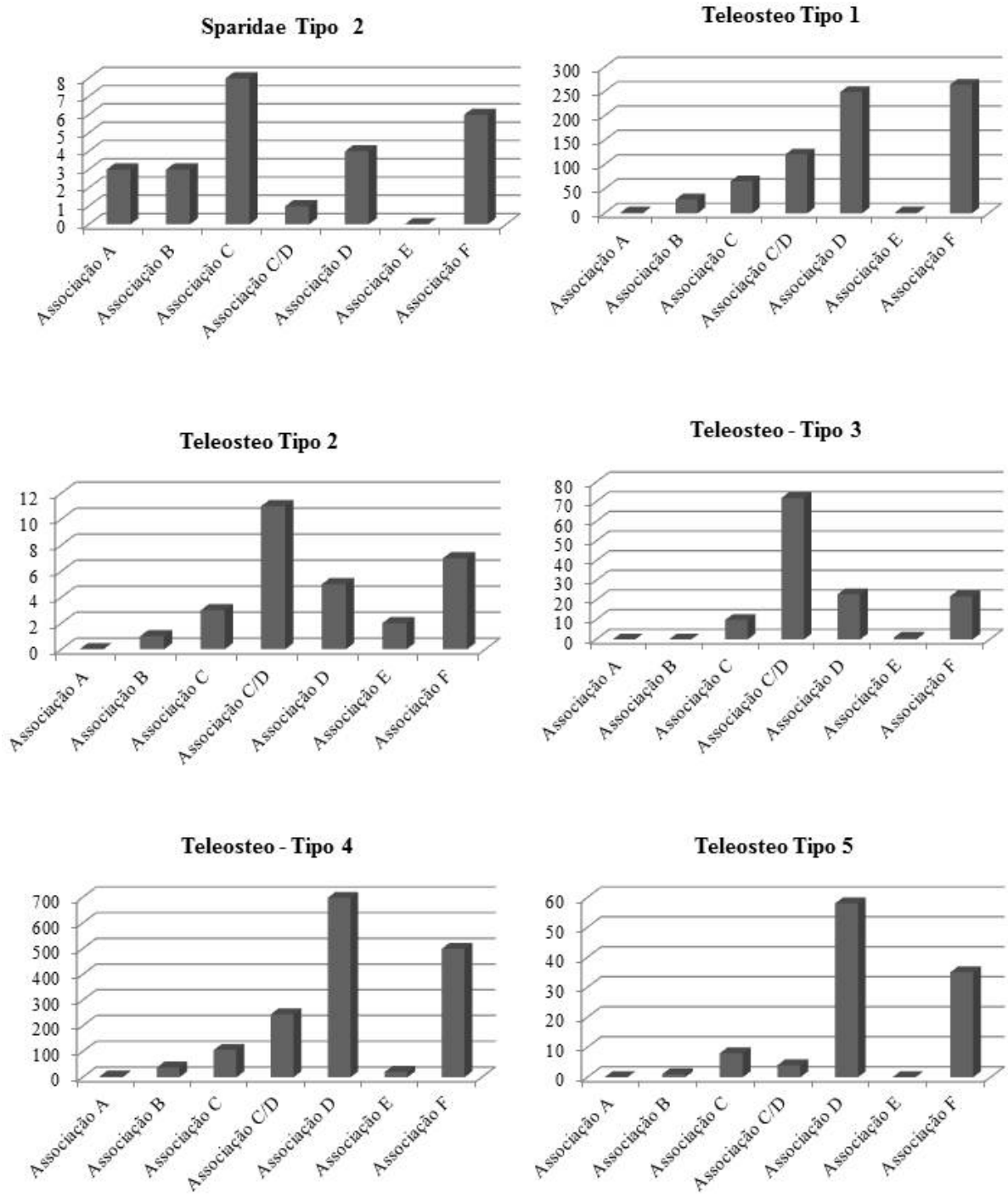


Figura 37. Abundância dos ictiólitos por associação de fácies sedimentares.

A abundância dos ictiólitos variou entre mais de 300 a menos de 5 espécimes por fácies. As amostras da fácies C/A pertencente à associação de fácies D (canal de maré) foram as que apresentaram maior abundância de ictiólitos, enquanto que as fácies Ap, Ae e He da associação de fáceis A (antepraia) e E (delta de maré) foram as que apresentaram o menor número de espécimes recuperados.

A análise de coordenadas principais (PCO) (Fig. 38) sugere dois agrupamentos aparentes no primeiro eixo, representados pelas associações D (canal de maré) e E (delta de maré com porção com influência siliciclásticas), porém estes apresentam, como característica principal, diferenças na abundância, sendo mais e menos abundantes, respectivamente. A ausência de agrupamentos, no geral, revelou falta de relação entre o padrão de distribuição de ictiólitos e as associações faciológicas descritas. Foram verificadas as abundâncias relacionadas as associações faciológicas (Fig. 39) e aos ciclos deposicionais (Fig. 40). A significância destas foi testada a partir da Análise de Variância com Fator Principal (ANOVA) mostrada na tabela 2, apresentando valores significativos para a relação destas com às associações faciológicas ($p=0,0008$), e a interação de ambos ($p=0,0001$).

Os resultados mostraram que as maiores abundâncias de ictiólitos ocorrem nas associações de fácies D (canal de maré) e E (delta de maré), sendo que, nesta última, a maior abundância é nas porções carbonáticas. Ambas as associações apresentaram mais de 100 ictiólitos em média por amostra. Por outro lado, as associações de fácies A (antepraia) e as porções mais silicilásticas da associação E (delta de maré) apresentaram as menores abundâncias de ictiólitos, com 4,3 e 10 ictiólitos em média por amostra, respectivamente. Com relação aos ciclos deposicionais, apesar de ser verificado repetição de associações faciológicas ao longo deles, incluindo espessamento de alguns pacotes em direção ao topo, verifica-se diminuição da abundância dos ictiólitos nas amostras referentes aos ciclos III e IV (Fig.40).

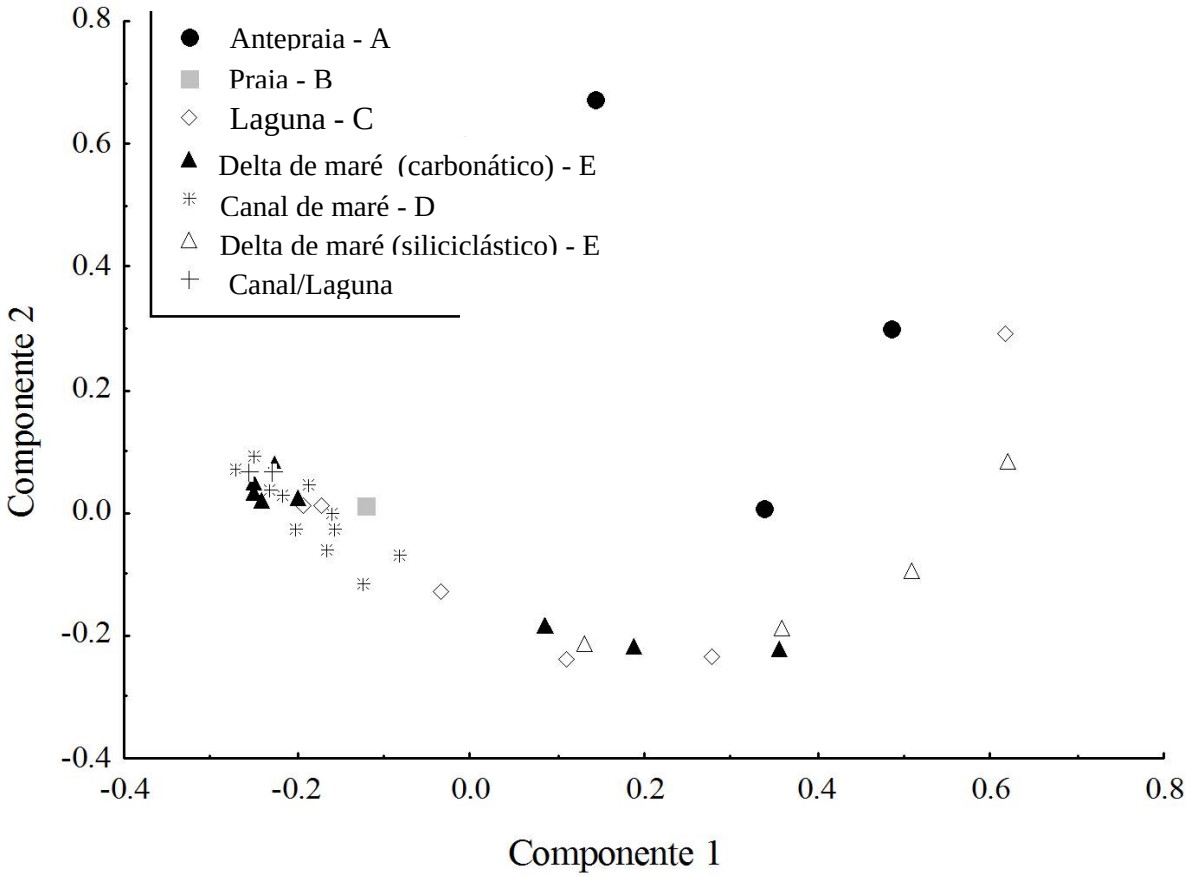


Figura 38. Análise de coordenadas principais (PCO) relacionando ictiólitos com associações faciológicas. Observar a ausência de agrupamentos neste diagrama, reflexo da ausência de relação entre estes componentes.

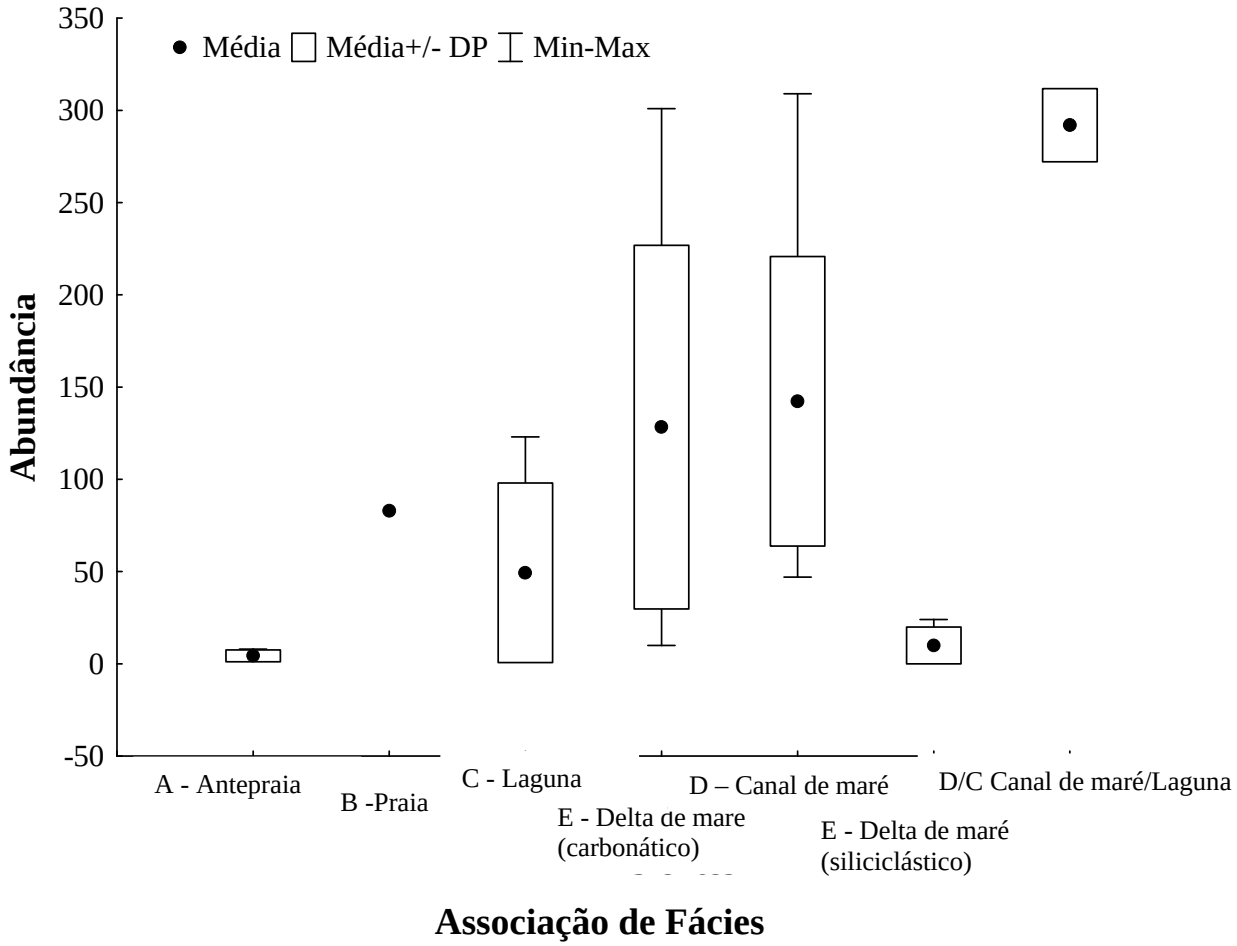


Figura 39. Distribuição da abundância de ictiólitos relativa às associações de fácies.

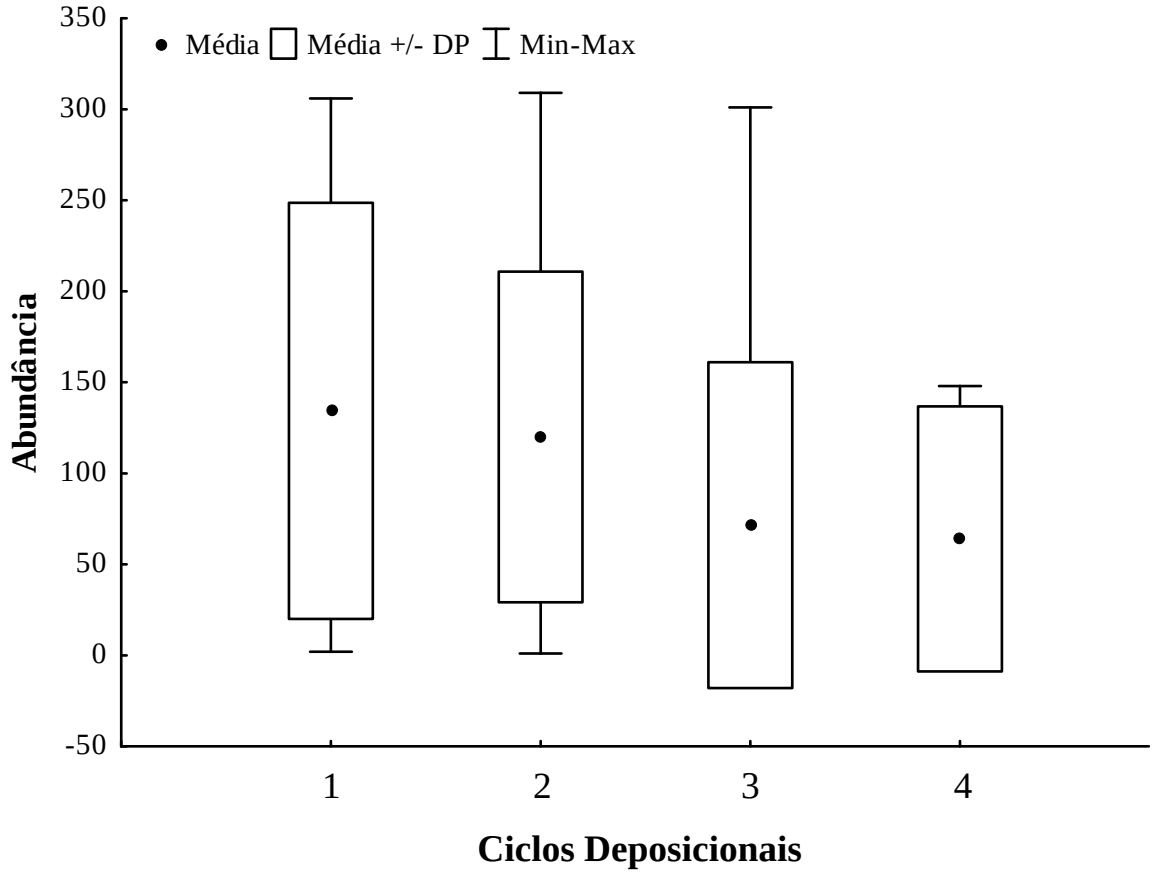


Figura 40. Distribuição da abundância de icitólitos relativa aos ciclos deposicionais.

Tabela 2. Resultados da Análise de Variância com fator principal (ANOVA).

Fator	SQ	GL	MS	F	p
Interação Ciclos/Associação de fácies	**95866,5**	**1**	**95866,5**	**19.298**	**0,0001**
Ciclos	21515,8	3	7171,93	1,443	0,2538
Associação de fácies	**166567**	**6**	**27761,1**	**5,588**	**0,0008**
Erro	124192	25	4967,69		

8. DISCUSSÃO

8.1. INTERPRETAÇÃO PALEOAMBIENTAL

Devido à abundância de carbonatos contendo uma variedade de fósseis de invertebrados tipicamente marinhos, grande parte da Formação Pirabas tem sido considerada como representativa de ambiente de plataforma aberta, de águas quentes, rasas e agitadas (p.e. Ferreira 1966, Góes *et al.* 1990, Rossetti & Góes 2004). De acordo com esses autores, os depósitos plataformais estão interdigitados com estratos lagunares ou estuarinos e, restritamente, mangues, formando padrão estratal dominantemente progradacional. Destes paleoambientes, tem-se interpretado como depósitos lagunares os referentes à Mina B17 (Távora *et al.* 2007) e, por este motivo, esta localidade foi incluída na designação de ecofácies Capanema, já previamente definida por outros autores (p.e., Petri 1957, Ackermann 1964, 1969, 1976, Ferreira 1966, 1980). O presente estudo, integrando dados faciológicos, microfaciológicos e paleontológicos, revelou que os depósitos da Formação Pirabas expostos na Mina B17 são mais variados do que originalmente proposto. Se considerássemos a hipótese de que a mina B17 registra apenas depósitos de laguna, então se esperaria um domínio de fácies sedimentares finas, como argilitos e, no caso de microfácies carbonáticas, *mudstones*. A ocorrência de *wackestone* e, especialmente, *packstone*, evidencia deposição em ambientes de energia relativamente mais elevada do que aquela esperada em ambiente tipicamente lagunar (Fluguel 2004, Halfar *et al.* 2010). Assim, além da associação faciológica relacionada a ambiente de laguna, a análise desses depósitos revelou outros ambientes deposicionais costeiros geneticamente associados, como antepraia, praia, canal de maré e delta de maré, como discutido abaixo.

Apesar do grande volume e diversidade de invertebrados fósseis, representados por grupos tipicamente marinhos, não se pode confirmar a presença de ambientes francamente marinhos do tipo plataforma rasa. De modo geral, as sucessões sedimentares delgadas presentes na Mina B17, com frequentes variações faciológicas verticais, não seriam esperadas em ambientes plataformais. Tais ambientes marinhos favorecem sucessões carbonáticas espessas e lateralmente contínuas (p.e., Tucker & Wright 1991, Leeder 1999, Pomar 2001), uma vez que, em geral, dispõem de maior espaço para a acomodação de sedimentos. Mesmo considerando plataforma rasa restrita, o predomínio de sucessões faciológicas delgadas, com frequentes mudanças verticais, sugere heterogeneidade de ambientes deposicionais lateralmente coexistentes, mais comumente esperado em sistemas deposicionais costeiros (Walker 1992).

Áreas próximas da costa são caracterizadas por fluxos com energia flutuante, que resulta em alternância entre deposição por suspensão e tração. Tal situação é particularmente evidenciada na área de estudo pela presença de depósitos heterolíticos (Hs/Hwl), que se alternam com as demais fácies sedimentares. Além disto, a mistura de fácies terrígenas e carbonáticas, além do volume considerável de componentes terrígenos nas microfácies *wackestone* terrígeno com fósseis e *wackestone* a localmente *packstone* fossilífero terrígeno, estão de acordo com sistema deposicional localizado próximo a influxo fluvial constante, como no caso de sistemas marinho-transicionais. Ambientes costeiros são fortemente influenciados por modificações da linha da costa causadas por flutuações do nível relativo do mar (Shinn 1983, Inden & Moore 1983), o que favorece grande variabilidade faciológica.

Dentro do contexto paleambiental marinho costeiro proposto, as associações de fácies A e B são melhor atribuídas a ambientes de antepraia e praia, respectivamente. Isto se deve à natureza lateralmente contínua dos estratos que formam corpos tabulares, típicos de deposição em ambientes planos e amplos, como observados em planícies arenosas e praias. A presença de estratificação cruzada truncante, de baixo ângulo, que grada a estratos plano-paralelos horizontais a suvamente inclinados, são condizentes com ambientes mudança suaves no ângulo de inclinação de faces de praia (McCubbin 1988, Nichols 1999). A gradação desses estratos para estratificações cruzadas reflete ação de ondas combinadas a correntes litorâneas (Inden & Moore 1983). No caso destes depósitos na mina B17, esta seriam, em geral, de energia baixa a moderada, e não estariam ligadas a eventos de ondas de tempestade, como registrado para outras áreas de ocorrência da Formação Pirabas (Góes *et al.* 1990).

Em ambientes de antepraia/praia, são comuns concentrações de minerais pesados (Medeiros *et. al.* 1971, McCubbin 1988), como verificado na área de estudo, o que serve para reforçar a interpretação paleoambiental proposta. A granocrescência ascendente reflete, provavelmente, passagem de ambiente de antepraia (inferior e granulometricamente mais fina) para praia propriamente dita (superior e granulometricamente mais grossa). A ocorrência de arenito grosso com grânulos de quartzo suavemente ondulados provavelmente registra a zona de arrebentação (*surf)*, onde o fluxo/refluxo da onda favorece deposição sob condições energéticas. Entretanto, a concentração menor de grãos de quartzo na microfácies *wackestone-packstone* fossilífero correspondentes a estes depósitos pode ser indicativo de participação maior de sedimentos marinhos para a formação destas praias (Fluguel 2004). Ressalta-se, aqui,

que estes ambientes deposicionais estão sendo registrados, pela primeira vez, para a Formação Pirabas.

O predomínio de litologias finas na associação de fácies C é condizente com ambiente de baixa energia, com deposição, dominantemente, a partir de suspensões, registrada pelos estratos argilosos e heterolíticos. Como estes depósitos estão sobrepostos a depósitos de antepraia/praia, é lógico relacioná-los com ambientes de laguna (Shin 1983, Chakrabarti 2005). Parte desta associação pode conter, ainda, depósitos formados na zona de supramaré e intermaré em ambientes de planície de maré. A geometria tabular favorece interpretar planícies de maré, enquanto que depósitos lenticulares ou com base côncava podem estar refletindo geometria da bacia lagunar.

A associação de fácies D foi relacionada com ambiente de canal de maré ou *inlets* com base, principalmente, em sua natureza lateralmente descontínua, bem como base erosiva e de geometria côncava. Estas características refletem deposição por fluxos confinados, com formação de superfície erosiva, sob condições de energia muito alta, desfavorável à deposição de sedimentos. Esta condição favorece processos de erosão, o que pode levar ao desenvolvimento de depressões. Considerando o sistema costeiro proposto e o fato destes depósitos estarem intercalados com depósitos de laguna, o mais provável é que depressões tenham se originado durante picos de energia de correntes de maré que atravessaram barreiras na frente da laguna. Esta hipótese pode ser confirmada pela presença, nestes depósitos, da microfácies *packstone* com intraclasto, preferencialmente carbonáticos, sugerindo alta energia (Oertel 1988, Walker 1992, Leeder 1999, Fluguel 2004). À medida que a energia do fluxo diminuiu, houve preenchimento progressivo dos canais, gerando sucessões granodecrescentes ascendentes. A presença de intraclastos e de fósseis maiores na base desta associação, é condizente com ambiente sujeito à diminuição de energia do fluxo com o tempo. A ocorrência de fácies carbonáticas grossas e sua mistura com arenito, assim como a orientação paralela de faixas de quartzo, visualizadas no *wackestone-packstone* fossilífero, e a presença de carbonatos estratificados, favorecem esta interpretação (Fluguel 2004). A presença de estratificação cruzada com limite de *sets* ondulatórios, de forma simétrica e assimétrica, é condizente com a atuação de fluxos combinados (p.e., Arnott & Southard 1990), sendo provavelmente devida à interação de correntes de maré com ondas.

A associação de fácies E foi reconhecida pela geometria lenticular, gradação

com depósitos de laguna e arranjo interno em ciclos de granocrescência ascendente, o que suporta gênese sob forma de lobos de suspensão formados quando da entrada de fluxos energéticos em ambientes de energia relativamente inferior. Dada a ocorrência desses estratos em meio a depósitos lagunares, relaciona-se sua gênese a ambientes de delta de maré (Leeder 1999). Lagunas se constituem em ambientes costeiros restritos, que se separam parcialmente do ambiente marinho pela presença de barreiras (p.e., Walker 1992). Nestes ambientes, quando correntes de maré atravessam *inlets*, pode resultar na formação de deltas, tanto por detrás da laguna, quanto em sua frente exposta ao ambiente marinho, devido à atuação de maré cheia e vazante, respectivamente. Estudos prévios já haviam registrado depósitos de delta de maré em outras áreas de ocorrência da Formação Pirabas exposta na Zona Bragantina (Góes *et al.* 1990), bem como de estratos correlatos da Bacia São Luís (p.e., Rossetti 2000, 2001).

8.2. SISTEMA DEPOSICIONAL E DINÂMICA SEDIMENTAR

A reconstituição do sistema deposicional que melhor explique os depósitos da Formação Pirabas exposta na Mina B17 é problemática, dada a limitação geográfica do afloramento. Entretanto, a natureza e relacionamento genético das associações faciológicas sugerem duas possibilidades como as mais prováveis: ilhas barreiras ou estuários dominados por onda, i.e., estuários que apresentam barreiras em sua porção distal (cf. Dalrymple *et al.* 1992). Estes dois sistemas deposicionais, que comumente se desenvolvem em costas com regime de micro- a meso-maré (p.e., Roy 1984, Boyd *et al.* 1987, Dalrymple *et al.* 1994, Zaitlin *et al.* 1994), são similares e, na ausência de transectos distais-proximais, são dificilmente passíveis de diferenciação. A principal característica que permite discriminar esses sistemas no registro geológico consiste na participação de influxo fluvial, que é contínuo no caso de estuários, e ausente ou insignificante no caso de ilhas barreiras (p.e., Walker 1992, McManus 1998, Wal *et al.* 2010). Assim, espera-se maior complexidade, no registro sedimentar, de estratos estuarinos, por estes incorporarem componentes faciológicas fluviais em sua porção proximal.

Estudos prévios da Formação Pirabas, principalmente com base em exposições na Bacia de São Luís, consideraram sua interdigitação com depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras, sendo conjuntamente inseridos como parte integrante de sistemas de vales incisos estuarinos (p.e., Góes *et al.* 1990, Rossetti 1990, Rossetti 2000, 2001, 2006). Nesses casos, houve reconhecimento de associações faciológicas condizentes

com estuários do tipo dominado por onda, ou seja, com barreiras em suas desembocaduras.

No caso particular da Mina B17, não houve reconhecimento de fácies fluviais que pudessem justificar interpretação estuarina, porém esta ausência não é suficiente para descartar completamente esta possibilidade (Leeder 1999). A ocorrência de peixes de água doce misturados a peixes marinhos sugere que havia influxo fluvial para as áreas de laguna, que carregaram estes elementos para o ambiente costeiro. De maneira geral, a diversidade ictiológica responde às grandes tensões ambientais, causadas por mudanças frequentes de substrato, turbidez, salinidade, fornecimento de nutrientes e temperatura impostas pela mistura de água doce e salgada, típico de sistemas estuarinos (Dörjes & Howard 1975, Frey & Howard 1986).

A presença de espécimens comuns em águas salobras, como dos gêneros *Dasyatis* e *Sarpa*, suporta influência estuarina na Mina B17. Em especial, o gênero *Dasyatis* habita áreas de água salobra dos estuários modernos da costa do Pará (Camargo & Isaac 2001). Portanto, os dados ictiológicos são favoráveis à interpretação de que os depósitos da área de estudo tenham sido formados em ambientes estuarinos.

Independentemente do tipo de sistema deposicional mais aplicável aos depósitos estudados, é interessante analisar sua evolução ao longo do tempo, evidenciada pela sobreposição dos quatro ciclos deposicionais. O ciclo mais inferior (ciclo I) registra sucessão tipicamente progradante, relacionada com o deslocamento da linha de costa em direção ao mar, que resultou na sobreposição de depósitos de antepraia/praia por depósitos de laguna e canal de maré/delta de maré. A ocorrência de depósitos de antepraia/praia bem desenvolvidos na base deste ciclo, e ausente em todos os demais, levou à conclusão de que o ciclo I registra um tempo de maior proximidade da área de estudo com o ambiente marinho. Dentro do contexto paleoambiental proposto, os depósitos de antepraia/praia são atribuídos ao registro subaquoso de barreiras costeiras regressivas. Embora a preservação de barreiras no registro geológico seja favorecida em costas transgressivas (p.e., Heron *et al.* 1984, Leckie 1985, Kraft & Chrzastowski 1985), existem vários exemplos de barreiras regressivas na literatura (p.e., Hubbard & Barwis 1976, Carter 1978, Cheel & Leckie 1990, Willis & Moslow 1994).

O ciclo deposicional II também registra progradação, seguida de transgressão, evidenciada pela sobreposição de depósitos de laguna sobre depósitos de canal de maré e, na parte superior, de depósitos de laguna por depósitos de delta de maré. Esta dinâmica pode ter ocorrido em função de queda, seguida por elevação, do nível relativo

do mar ou, simplesmente, pelo aumento da energia das correntes de maré no final de período, que teria resultado no transporte de sedimentos carbonáticos para dentro da laguna.

O ciclo deposicional III registra dinâmica sedimentar similar ao ciclo anterior, embora com desenvolvimento mais complexo das associações faciológicas. Assim, no geral, pode-se reconhecer uma sucessão regressiva-transgressiva. A parte regressiva é registrada pela sobreposição de associações de laguna e delta de maré sobre depósitos de canal de maré. Esta sucessão progradante foi interrompida momentaneamente pela deposição de delta de maré. Entretanto, o melhor desenvolvimento desses depósitos para o topo do ciclo sugere introdução de maiores volumes de água marinha para dentro da laguna, provavelmente reflexo de aumento do nível relativo do mar, do qual os depósitos da Formação Pirabas estão sob influência direta.

O ciclo IV é o mais difícil de ser entendido. No perfil 1, ele é, de certa forma, similar aos ciclos anteriores, porém no perfil 2, este ciclo varia por conter depósitos mais expressivos de canais, que se amalgamam. Estas características, aliadas ao fato deste ciclo conter aumento significativo no volume de componentes siliciclásticos e redução de componentes fósseis, sugere períodos com maior influência de influxos fluviais. É possível que esses depósitos de canais amalgamados registrem os primeiros estágios de deposição da Formação Barreiras que, com o tempo, passou a ser dominada por sedimentação puramente siliciclástica.

Apesar das diferenças locais, a organização estratal geral dos três primeiros ciclos deposicionais parecem denotar, portanto, evolução sedimentar similar, sendo melhor entendidos como resultante de três pulsos sedimentares regressivos-transgressivos. Deste modo, as superfícies de descontinuidade no limite dos ciclos representariam paradas na sedimentação entre o final de transgressão e início de progradação, portanto representando picos de nível relativo de mar baixo ou de estabilização. Queda pronunciada do nível relativo do mar ocorreu no topo do ciclo III, onde a superfície limitante apresenta marcas de raízes e, possivelmente, feições cársticas. Porém, esta não encerrou a sedimentação Pirabas, que continuou sendo registrada no ciclo IV, de forma similar aos ciclos inferiores. Esta etapa de sedimentação sofreu alteração drástica para o final do período, com aumento significativo de introdução de siliciclásticos, provavelmente devido ao aumento de influxo fluvial, reconhecido como Formação Barreiras (p.e. Rossetti 2001, Rossetti & Góes 2004, Rossetti 2006).

8.3. ICTIÓLITOS E SUA ABORDAGEM PALEOECOLÓGICA

Diferentemente de outros grupos fósseis, em especial microfósseis (i.e. Ramos *et al.* 2004), a contribuição de paleovertebrados em reconstruções paleoecológicas da Formação Pìrabas tem sido discreta. Além disto, estudos desta natureza tem se baseado, exclusivamente, em princípios de analogia biológica, sem integração com informações estratigráficas e/ou faciológicas, o que resultou em interpretações paleoecológicas de âmbito genérico, por exemplo, as apresentadas em Costa *et al.* (2004) com base no registro fossilífero de paleovertebrados da Formação Pirabas. Estudo recente abordando escamas de tubarões representou um primeiro passo para a reconstituição paleoecológica da Formação Pirabas utilizando material fóssil coletado de forma orientada de acordo com perfis litoestratigráficos (Oliveira *et al.*. 2008). Entretanto, este trabalho ainda se deteve nos aspectos morfológicos dos espécimens.

Este item tem o objetivo de apresentar, pela primeira vez, o resultado da integração de dados de ictiólitos com informações geológicas, representadas por análises de fácies, de microfácies carbonáticas e de ciclos deposicionais, de forma a fornecer uma nova abordagem para o estudo da paleoecologia de vertebrados da Formação Pirabas.

Entre os ictiólitos, a maior abundância registrada na Formação Pirabas foi a de representantes de Osteichthyes. Este resultado foi esperado, considerando que este grupo é o mais comum nos ambientes aquáticos, tendo aproximadamente 24.000 espécies atuais descritas, sendo que Chondrichthyes são representados por somente 850 espécies atuais (Compagno 1984, Nelson 1994). Por outro lado, é importante ressaltar que, contrariamente à assembléia de ictiólitos, o registro fossilífero macroscópico da Formação Pirabas indica Chondrichthyes como os mais abundantes. Isto sugere que a composição de ictiólitos reflete melhor a composição da comunidade de peixes da Formação Pirabas, do que o registro fossilifero macroscópico (Santos & Travassos 1960, Santos & Salgado 1971, Costa *et al.* 2009). Isto pode ser atribuído ao maior potencial de preservação dos ictiólitos, dado seu tamanho microscópico e sua maior resistência aos processos deposicionais e pós deposicionais (Helms & Ridel 1971).

Destaca-se, entre o material microscópico de Chondrichthyes, o registro de *Dasyatis*, o qual amplia para 6 gêneros a lista de arraias descritas para a unidade estudada. Este é um gênero comumente encontrado em outros depósitos miocênicos (p.e., Cappetta 1970, Cappetta 1984, Balbino & Antunes 2010, Aguilera 2010), sendo representado especialmente por dentes diminutos, dificilmente observáveis a olho nu.

Os representantes atuais do gênero podem ser encontrados em áreas apresentando lâmina d'água de até cerca de 50 m de profundidade e caracterizadas por salinidade variando de estuarina a marinha. Grande parte das ocorrências deste gênero está relacionada a áreas estuarinas e de baías (Robins & Rays 1986, Nelson 1994), incluindo o estuário da região norte do Brasil, onde são reconhecidas as espécies *D. americana*, *D. geijskesi*, *D. guttata* e *D. sayi* (Camargo & Isaac 2001). No registro fóssil, gênero *Dasyatis* também tem sido relacionado com depósitos formados sob influência de correntes de maré em paleoambientes estuarinos (Wroblewski 2004).

É importante ressaltar dois novos registros na área de estudo, pertencentes à ordem Characiforme, representada pela família Characidae e pelo gênero *Sarpa* da família Sparidae. A família Characidae, representada por 25 dentes isolados distribuídos ao longo dos perfis, se constitui no primeiro registro de peixe exclusivamente de água doce para a Formação Pirabas. Em ambientes modernos, esta família é representada por mais de 700 espécies, as quais contém indivíduos que variam de 2 cm a mais de 1 m de comprimento. A família Characidae tem larga distribuição no sistema fluvial. Na Amazônia, esta família tem sido encontrada em vários tributários do rio Amazonas (Nelson 1994, Froese & Pauly 2010), bem como ao longo deste rio até sua foz (Barthem 1985). O gênero *Sarpa* é atualmente representado pela espécie *Sarpa salpa*, que apresenta até 51 cm de comprimento. Este é um gênero bentopelágico, que habita áreas estuarinas a marinhas localizadas em intervalos de profundidade de 5 a 70 m no leste do Atlântico, sendo que os jovens carnívoros alimentam-se, principalmente, de crustáceos, enquanto que os adultos são exclusivamente herbívoros (Bauchot & Hureau 1990, Froese & Pauly 2010).

A família Sparidae, representada pelos tipos 1 e 2, já havia sido documentada para a Formação Pirabas em trabalhos anteriores (Santos & Salgado 1960, Santos & Travassos 1971), sendo atualmente formada por espécies que habitam áreas preferencialmente marinhas, eventualmente ocorrendo em estuários no oeste do Atlântico (Nelson 1994, Helfman *et al.* 1997), tendo 112 espécies descritas até o momento. A diversidade desta família tem sido atribuída à variabilidade de suas estratégias de alimentação, que inclui peixes, algas e invertebrados, incluindo componentes com carapaça dura como moluscos e equinodermos. Este hábito alimentar é refletido na grande diversidade de tipos dentários encontrados nessa família (Day 2002). Por exemplo, entre os cinco tipos dentários atribuídos à divisão Teleostei, vários podem ser atribuídos à Sparidae.

Além da família Sparidae, várias famílias foram citadas como possivelmente representadas pelos ictiólitos da Formação Pirabas. Entre elas estão a família Ariidae e o genêro *Sphyraena*, já descritos para a Formação Pirabas (Santos & Travassos 1960), e as famílias Gobiidae, Latidae, Characidae, Mugilidae e Cichlidae, cujo registro para esta unidade é aqui apresentado pela primeira vez. Estes grupos compartilham a característica comum de habitarem ambientes estuarinos (Nelson 1994), sendo todos eles com representantes atuais na região estuarina da região norte do Brasil (Camargo & Isaac 2001).

Com base na discussão acima, pode-se concluir que a assembléia de ictiólitos da Formação Pirabas inclui elementos marinhos, porém que se misturam com um volume considerável de componentes comumente encontrados em águas salobras e, mais raramente, em água doce. Considerando-se que os depósitos analisados fazem parte de uma sucessão constituída por ciclos deposicionais geneticamente relacionados, esta composição fossilífera reforça o modelo estuarino proposto pela análise faciológica. Como salientado no item 8.2, a proximidade com estuários registrada nos depósitos da Mina B17 é, também, sugerida pela frequente ocorrência de constituintes terrígenos nas microfácies carbonáticas, bem como pela variedade de associações faciológicas que, embora não exclusivas, são comumente encontradas em suecessões estuarinas.

A análise de PCO dos ictiólitos se constitui em outro elemento que reforça o ambiente estuarino proposto para a Formação Pirabas. Isto porque o padrão de curva resultante, i.e., do tipo ferradura, ocorre geralmente quando há distorção da ordenação, problema visualizado em análises de comunidades onde não há distribuição linear das espécies ao longo de gradientes ambientais (Paes & Blinder, 1995).

A grande semelhança entre ambientes pertencentes a sistemas deposicionais marinho-marginais com influência estuarina fez com que Redman *et al.* (2007), nas análises para verificação do grau de influência marinha, incluísse todos os fósseis provenientes de ambientes marinho marginal na mesma categoria. Isto se deve à incerteza de ordenação dessas espécies, por estas apresentarem tolerância às grandes variações de salinidade desses ambientes.

A baixa riqueza representada no registro fossilífero pode ter sido ainda mais acentuada pela configuração morfológica do sistema estuarino proposto. Isto porque a presença de barreiras na desembocadura de estuários com domínio de onda, como sugerido para área de estudo, pode ter restringido, ainda mais, o contato com o ambiente oceânico. Estudos tem demonstrado que a tipologia dos estuários é o maior

influenciador da estrutura das comunidades de organismos que neles habitam (Fairbridge 1980, Harrison & Whitfield 2006). Estuários com barreiras em sua porção distal são os que apresentam menor riqueza de espécies (Harrison & Whitfield 2006).

Diferenças significativas na abundância dos ictiólitos ao longo dos perfis estudados refletem sua ocorrência de acordo com as associações de fácies, o que se deve à influência dos ambientes deposicionais nos processos tafonômicos. Este fator tem grande importância na preservação de paleocomunidades, como mais comumente indicado por estudos que abordam paleoinvertebrados (i.e Cummins *et al.* 1986, Henderson & Frey 1986, Kidwell 2008). Adicionalmente, variações ambientais são decisivas na determinação de acúmulos de ictiólitos no registro fossilífero (p.e Blob & Fiorillo 1996, Wilson 2008, Berkley 2009). Entretanto, é interessante observar que não existe uma concordância sistemática na distribuição dos ictiólitos comparando-se associações similares de ciclos deposicionais distintos. Isto leva a sugerir que a preservação de ictiólitos foi sensível, não só às condições ambientais propriamente ditas, mas também a variações dentro de um mesmo ambiente, dependendo da dinâmica de flutuação do nível relativo do mar.

Como discutido no item 8.2., o ciclo deposicional I é o que apresenta ambientes deposicionais mais próximos do sistema marinho, sendo os que contém, de forma exclusiva, associações de fácies relacionadas a ambientes de antepraia e praia, representados pelas associações de fácies A e B, respectivamente. Coincidentemente, estes estratos são os que registram, no geral, menor abundância de ictiólitos, com exceção de sua porção superior, onde o volume sobe bruscamente para 83 espécimes (i.e., amostra S4). Os ambientes de antepraia e praia são extremamente interligados, e refletem condições de energia altamente flutuante, impostas pela ação de ondas, bem como correntes litorâneas e de maré. A antepraia corresponde à área do litoral geralmente localizada até duas dezenas de metros de profundidade, que tem como limite superior a linha de base da maré alta, onde ocorre a zona de arrebentação, ou zona de *surf*, a partir de onde se desenvolve a praia (Calliari 2003). Paleoecologicamente, esta definição é importante, pois poucas espécies suportam ambientes com grandes instabilidades energéticas (Clark 1996, Clark 1997). Para o caso dos depósitos estudados, pode-se considerar predomínio de antepraia superior, dada sua alternância com depósitos de praia, onde a energia do fluxo é, ainda, maior do que nas porções mais inferiores desse ambiente. Embora algumas espécies de peixes se favoreçam destes ambientes no início do seu crescimento (Gomes *et al.* 2003, Santana & Severi 2004),

estudos relacionados a assembléias de microvertebrados mostraram que seus acúmulos são raros ou ausentes em tais ambientes (Vullo 2009). Fatores como energia do ambiente, baixa profundidade e temperaturas mais altas, no caso de ambientes tropicais, seriam os principais responsáveis pela destruição de ictiólitos nos ambientes de antepraia e praia (p.e. Elder & Smith 1988). Portanto, as condições paleoambientais registradas nas associações A e B foram, provavelmente, responsáveis pela abundância baixa de espécimes de ictiólitos. Apesar de baixo, o volume maior de ictiólitos em depósito da zona de *surf* relativamente aos demais depósitos dessas associações, pode refletir acúmulos de ictiólitos devido à maior oscilação de ondas neste local (p.e. Clark 1997).

Ainda no ciclo deposicional I, o rápido aumento do volume de ictiólitos para cima é relacionado à mudança ambiental, registrada pela ocorrência de depósitos de laguna e, principalmente, canal de maré e delta de maré, representados pelas associações de fácies C, D e E, respectivamente. É interessante notar que, exceto pela amostra S17 do ciclo deposicional III, nesses depósitos são registrados os maiores volumes de espécimes de ictiólitos de todo a seção estudada, particularmente em seu topo. De forma geral, isto pode ser explicado pela ocorrência de áreas protegidas localizadas por detrás de barreiras. Adicionalmente, a maior ocorrência de ictiólitos neste caso, relativamente a ambientes similares que compõem os demais ciclos deposicionais, sugere que a ação mais freqüente de correntes e onda, dada pela maior proximidade com o sistema marinho, pode ter favorecido a concentração desses elementos nos sedimentos. Além disto, dadas as poucas espessuras das associações de fácies C, D e E no ciclo deposicional I, os ambientes ficavam expostos à maior influência das zonas de intermaré e supramaré do que da inframaré. Em geral, as zonas de intermaré e supramaré exibem fauna característica, seja ela residente ou visitante, sendo que as espécies residentes geralmente apresentam tamanho diminuto, o que facilitaria o acúmulo de icitólitos (Gibbson 1998). Por exemplo, Teleostei Morfotipo-1 e Morfotipo-3 são mais frequentes nas associações C e E. Estes morfotipos são possivelmente pertencentes a Gobiidae, formada na maior parte por espécies com menos de 10 cm de comprimento. Esta família é uma das mais comuns em ambientes de intermaré atuais (Horn 1999, Cunha *et al.* 2007). Sua associação com pequenos crustáceos tem sido utilizada como sinalizadora de depósitos formados na zona de intermaré (Shinn 1983).

Seguindo-se o raciocínio acima apresentado, é de se esperar que os depósitos do

ciclo II, por registrar evento regressivo-transgressivo em áreas relativamente mais continentais que o ciclo anterior, apresente diminuição no volume de ictiólitos. Isto realmente ocorre, como indicado comparando-se depósitos atribuídos a mesmo ambiente deposicional dos dois ciclos. Assim, por exemplo, depósitos de canal de maré (associação D) registram um volume de ictiólitos que foi reduzido quase à metade relativamente a esta mesma associação no ciclo anterior. Da mesma forma, depósitos relacionados a delta de maré (associação E) apresentam praticamente ausência de ictiólitos. Além disto, a maior concentração de ictiólitos na base do ciclo deve-se ao maior volume de depósitos de canal de maré. Canais de maré, neste caso provavelmente representativos de *inlets* entre barreiras, canalizam correntes de maré, acumulando sedimentos do entorno que são redistribuídos em seu fundo durante momentos de maior competência do fluxo. Isto pode resultar ter resultado na maior concentração de ictiólitos no fundo de canais de maré.

No ciclo deposicional III, a concentração de ictiólitos diminui para cima, para depois sofrer leve aumento em direção ao topo, porém com pico anomalamente alto em sua porção intermediária, correspondente à amostra S17 (Fig. 4). Como relatado no ciclo anterior, os depósitos de canal de maré da base apresentam volume considerável desses elementos fossilíferos. As maiores concentrações ocorrem na base dos depósitos de canal, similarmente aos que ocorre no ciclo II, diminuindo para o topo, onde os depósitos são representativos de porções mais rasas do canal. O pico excepcionalmente alto no meio do ciclo III ocorre em associação a depósitos relacionados com delta de maré. Além do alto volume de ictiólitos, a ocorrência de fragmentos vegetais e de clastos de argila indica forte retrabalhamento. É possível que estes depósitos deltaicos tenham sido formados por algum evento de tempestade que resultou em acúmulo maior de fragmentos fósseis e, também, em depósito de espessura maior, dentro da laguna. O aumento sutil no volume de ictiólitos no topo desse ciclo coincide com a ocorrência de componentes carbonáticos do delta, o que pode ter contribuído para a maior preservação dos espécimes, embora ainda em volume baixo relativamente à associação de canal de maré.

Seguindo a tendência dos ciclos inferiores, o ciclo deposicional IV é relativamente pobre em ictiólitos, com exceção de sua base. Novamente neste caso, o valor elevado da base ocorre em depósitos de canal de maré, enquanto que depósitos de laguna e de delta, preferencialmente siliciclásticos, registram valores inferiores. Apesar da baixa abundância dos depósitos referentes a delta de maré siliciclástico ao longo de

todo perfil, no ciclo deposicional IV foi registrada a ocorrência da família Characidae. Concomitante com o aumento do influxo terrígeno em direção ao topo, esta ocorrência condiz com o relacionamento desta porção da seção estudada à interdigitação da Formação Pirabas com a Formação Barreiras. Portanto, fica evidente, uma vez mais, que variações na assembléia fossilífera tem influência do processo transgressivo-regressivo que marca estes depósitos.

A grande quantidade de ictiólitos recuperados, assim como a distribuição dos mesmos, mostrou que a integração do estudo de ictiólitos com a análise de fácies, pode ser importante para a definição de ambientes deposicionais. A análise de fácies na mina B17 apontou para a presença conjunta de fauna marinha, salobra e de água doce, característica principal que levou ao refinamento do modelo de ambiente deposicional marinho marginal com barreiras como sistema estuarino.

9. CONCLUSÃO

A aplicação de técnica de peneiramento úmido se mostrou eficaz na recuperação de ictiólitos em depósitos da Formação Pirabas, permitindo seu registro em diferentes níveis estratigráficos e, consequentemente, sua análise de forma integrada à análise faciológico-estratigráfica. O presente estudo integrando dados faciológicos, microfaciológicos e paleontológicos levou à conclusão de que os depósitos da Formação Pirabas expostos na Mina B17 foram formados em sistema deposicional marinho-marginal, com diferentes ambientes geneticamente associados como antepraia, praia, laguna, canal de maré e delta de maré. Estes, por sua vez, faziam parte de um sistema estuarino com influência de onda, marcado por quatro diferentes ciclos deposicionais, relacionados a possíveis episódios transgressivo-regressivos. A influência estuarina foi confirmada, principalmente, pela assembléia de ictiólitos. Esta é formada tanto por espécimes exclusivamente dulcícolas, a exemplo da família Characidae, de ocorrência inédita para a unidade estudada, quanto por espécimens exclusivamente marinhas, como tubarões e diversos tipos dentários possivelmente atribuídos a representantes de águas salobras, tais como os gêneros *Sarpa* e *Dasyatis*, ambos aqui registrados pela primeira vez para a Formação Pirabas. A distribuição da comunidade ictiológica evidencia controle paleoambiental, tendo-se registrado sua maior abundância em depósitos de canal de maré. Entretanto, a influência do nível relativo do mar resultou no desenvolvimento de ciclos deposicionais transgressivos-regressivos, que também exerceram forte controle na distribuição estratigráfica dos ictiólitos registrados na Mina B17. Portanto, a correlação entre dados paleontológicos e sedimentológicos, apresentada pela primeira vez dentro do contexto da reconstrução paleoambiental da Formação Pirabas a partir de vertebrados fósseis, reforçou a importância de estudos interdisciplanares no refinamento da reconstituição paleoecológica desta unidade.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Ackermann F.L. 1964. Geologia e fisiogeografia da Região Bragantina (Estado do Pará). *Cadernos da Amazônia (INPA)*, **2**: 1-90.

Ackermann F.L. 1969. *Esboço para a Geologia entre as cidades de Belém-Rio Guamá e Atlântico-Rio Gurupi*. Imprensa Universitária do Pará, Belém, 83pp.

Ackermann F.L. 1976. *A Formação Pirabas, sua Evolução e Interpretação*. Imprensa Universitária do Pará, Belém, 79pp.

Aguilera O.A.A. 2010. *Peces Fosiles del Caribe de Venezuela – Venezuelan fossil fishes from the Caribbean*. GeoBio Consultores, Venezuela, p.: 1-255.

Aldridge R.J. 1990. Extraction of Microfossils. *In* : D.E.G. Brigss & P.R. Crowther (eds) *Paleobiology – A Synthesis*, Blackwell Scientific Publications, p.: 502-504.

Arnott R.W.C. & Southard, FJ.B. 1990. Exploratoty flow-duct experiments on combined flow bed configurations, and some implications for interpreting storm-event stratification. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**: 211-219.

Balbino A.C. & Antunes M.T. 2006. Latest Miocene Dasyatidae (Neoselachii, Batomorphii) from the Alvalade Basin, Portugal. *Geobios*, **39**: 747-755.

Barthem B.R. 1985. Ocorrência, distribuição e biologia dos peixes da baía do Marajó, estuário amazônico. *Boletim Museu Paraense Emilio Goeldi*, **2**(1): 49-69.

Bauchot M.L. & Hureau J.C. 1990 Sparidae. In: Quero J.C., J.C. Hureau, C. Karrer, A. Post, L. Saldanha (eds.) *Check-list of the fishes of the eastern tropical Atlantic (CLOFETA)*, 2, JNICT, Lisbon; SEI, Paris; and UNESCO, Paris. p.: 790-812

Berkley, A. 2009. Undestanding the role of taphonomy and post depositional process on the intertidal stratigraphic record. *Palaios*. **24**: 271-272.

Blob, R.W. & Fiorillo, A.R. 1996. The significance of vertebrate microfossile size and shape distribuitions from faunal abundance reconstructions: a late creataceous example. *Paleobiology*. **22**: 422-435.

Bush A.M., Kowalewsky M.A., Hoffmeister R.K., Bambach R.K. & Daley G.M. 2007. *Potential Paleoecologic biases from size-filtering of fossils: Strategies for Sieving. Palaios*, **22**: 12–622

Calliari, L.J., Mueh, D., Hoelf, F.G. & Jr Toldo, E. 2003. Morfodinâmica praial: uma breve revisão. *Revista Brasileira de Oceanografia*, **5l**: 63-78.

Camargo M. & Isaac V. 2001. Os peixes estuarinos da região nortte do Brasil : Lista de espécies e considerações sobre sua distribuição geográfica. *Boletim do Museu Paraense*

Emílio Goeldi, série Zoologia, 17 (2), 133-157.

Cappetta H. 1970. *Les Sélaciens du Miocène de la Región de Montpellier*. Memoire Extraordinaire, Paleovertebrata. Centre National de la Recherche Scientifique, Montpellier, 139p.

Cappetta H. 1987. *Condrichthyes II, Mesozoic and Cenozoic Elasmobranchs. Handbook of Paleoichthyology 3B.* 1ª ed. New York, Gustav Fischer Verlag, 193p.

Carnevalle S.M.G., Danese E., Bianucci G. & Landini W. 2007. Early Miocene vertebrates from Montagna della Maiella, Italy. *Annales de Paléontologie*, **93**: 27–66.

Carter C.H. 1978 A regressive barrier and barrier-protected deposit: depositional environments and geographic setting of the Late Tertiary Cohansey Sand. *Journal of Sedimentary Petrology*, **48**: 933-950.

Carroll R.L. 1988. *Vertebrate Paleontology and Evolution.* New York, W.H. Freeman & Co, 698p.

Casciotta J.R. & Arratia G.1993. Jaws and teeth of American Cichlids (Pisces: Labroidei). *Journal of Morphology*, **217**: 1-36.

Chakrabarti A. 2005 Sedimentary structures of tidal flats: A journey from coast to inner estuarine region of eastern India. *Journal Earth Systems Science*, **114:** 353–368.

Chayes F. 1956. *Petrographic Modal Analysis*. New York, John Wiley & Sons, 120p.

Cheel R.J. & Leckie D.A. 1990. A tidal inlet complex in the Cretaceous epeiric sea of North America: Virgelle Member, Milk River Formation, southern Alberta, Canada. *Sedimentology*, **37**: 67-81.

Cicimurri D.J & Knight J. L. 2009. Late Oligocene sharks and rays from the Chandler Bridge Formation, Dorchester County, South Carolina, USA. *Acta Palaeontologica Polonica*, **54**: 627–647.

Clark B.M. 1997. Variation in surf-zone fish community structure across a wave-exposure gradient. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, **44** (6):659-74.

Clark B.M., Benett B.A., Lamberth S.J. 1996. Factors affecting spatial variability in the seine net catches of fish in the surf zone of False Bay, South Africa. *Marine Ecology Progress Series*, **131**:17-34.

Compagno L.J.V. 1984. Sharks of the world. An annotated and illustrated catalogue of shark species known to date. *In*: L.J. Compagno. *FAO Species Catalogue* (ed.). Food &

Agriculture Organization of United Nations Fisheries Synopsis, 125, Rome, p.:1-655.

Costa J. B. S., Hasui Y., Borges M. S., Bemerguy R. L. 1995. Arcabouço tectônico mesozóico-cenozóico da região da calha do Amazonas. *Geociências (UNESP),* **14**(2): 77-83.

Costa S.A.F. 2005. A comunidade de tubarões (Chondrichthyes: Selachii: Galea) da Formação Pirabas, Neógeno da Amazônia Oriental. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Zoologia, Universidade Federal do Pará e Museu Paraense Emílio Goeldi. 89p.

Costa S.A.F., Toledo P.M., Moraes-Santos H.M. 2004. Paleovertebrados. *In*: D.F. Rossetti & A.M. Góes (eds) *O Néogeno da Amazônia Oriental*. Editora Belém: MPEG, Capítulo 5, p.135-166.

Costa S.A.F, Cecim S.F, Ramos M.I.F. 2007. Análise Quantitativa de Ictiólitos da Formação Pirabas (Pará-Brasil). Paleontologia em Destaque. Boletim da Sociedade Brasileira de Paleontologia, **57**, p.40.

Costa S.A.R.F., Richter M., Toledo P.M. de, Moraes-Santos H.M. 2009. Shark teeth from Pirabas Formation (Lower Miocene), northeastern Amazonia, Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Ciências Naturais)*, **4**(3): 221-230.

Croneis, C. 1938. Utilitarian classification for fragmentary fossilis. *Journal of Geology* **46** (7):975-84.

Cummins H., Powell E.N., Stanton Jr. R.J., Staff G. 1986. The rate of taphonomic loss in modern benthic habitats: How much of the potentially preservable community is preserved? *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **52**: p. 291–320.

Cunha F.E.A., Monteiro-Neto C. E, Nottingham M.C. 2007. Temporal and spatial variations in tidepool fish assemblages of the northeast coast of Brazil. *Biota Neotropica*, **7**: 111 – 118.

Dalrymple, R.W. & Zaitlin, B.A. (1994) High-resolution sequence stratigraphy of a complex incised valley succession, Cobequid Bay-Salmon River estuary, Bay of Fundy, Canada. *Sedimentology*, **41**: 1069-1091.

Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A.; Boyd, R. 1992. Estuary facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Petrology, **62**(2): 1130-1146.

Day, J.J. 2002. Phylogenetic relationships of the Sparidae (Teleostei: Percoidei) and implications for convergent trophic evolution. *Biological Journal of the Linnean Society* **76:** 269-301.

Dengler A.T., Doyle P.S., Riedel W.R. 1975. Ichthyoliths in some samples from the

Philippine Sea, Deep Sea Drilling Project Leg 31. *In* D.E. Karig, J.C. Ingle, Jr. *et al*. (eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 31, Washington,D.C.: U.S. Government. Printing Office: 821-833.

Dörjes J. & Howard D 1975. Estuaries of the Georgia Coast, USA: Sedimentology and biology. IV. Fluvial marine transition indicators in an estuarine environment, Ogeechee River-Ossabaw Sound. *Senckenberg. marit*., **7**:137-179.

Doyle P.S., Kennedy G.G., Riedel W.R. 1974. Stratignathy. *In*: T.A. Davies, B.P. Luyendyk *et al*. *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, v. 26, Washington, D.C.: U.S. Government. Printing Office: 825-905.

Doyle P.S. & Riedel W.R. 1979. Ichthyoliths: present status of taxonomy and stratigraphy of microscopic fish skeletal debris. SIO Reference Series 79-16, Scripps Institution of Oceanography, University of California, La Jolla, Calif.

Dunsworth M.J., Doyle P.S., Riedel W.R. 1975. Ichthyoliths from some NW Pacific sediments, DSDP Leg 32. *In* R. Larson, R. Moberly, *et al.* (eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, 32, Washington (U.S. Government Printing Office): 853-863.

Durham, R.J. 1962. Classification ofcarbonate rocks according to the depositional texture. In: Ham, W.E (editor) *Classification of caronate rocks*. Tucson. Oklahoma. AAPG Memoir **1**: 108-121.

Elder R.L. & Smith G.R. 1988. Fish taphonomy and environmental inference in paleolimnology. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **62**: 577-592.

Fairbridge, R.W. 1980. The estuary: its definition and geodynamic cycle. In: Olausson, E., Kato.I. (Eds.). *Chemistry and biogeochemistry of estuaries*. New York. John Wilen & Sons. p. 1-35.

Fernandes, J. M. G. Paleoecologia da Formação Pirabas, Estado do Pará. 1984. *In*: Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, 1(33), *Anais*, 84-88.

Fernandes J.M.G. 1988. Bioestratigrafia da Formação Pirabas, Estado do Pará. *In* 35º Congresso Brasileiro de Geologia, 6, *Anais*, 2376-2382.

Ferreira C.S. 1964. Contribuição à Paleontologia do Estado Pará.- Um novo *Xancus* da Formação Pirabas. VII - (Mollusca-Gastropoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Geologia)*, **10**:1-8.

Ferreira C.S. 1966. Características Lito-paleontológicas na Formação Pirabas. Estado do Pará. *In*: Conferência Geológica das Guianas, 6, *Anais*. CNPq, 101-111.

Ferreira C.S. & Cunha O.R. 1957a. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. – Notas

sobre a Formação Pirabas, com descrição de novos invertebrados fósseis. I (Mollusca - Gastropoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, (Série Geologia),* **2**: 1-60.

Ferreira C.S. & Cunha O.R. 1957b. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. – Redescrição e novas ocorrências do *Dentalium paulini* Maury, 1924, na área da Formação Pirabas. II - (Mollusca - Scaphopoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, (Série Geologia),* **3**: 1-10.

Ferreira C.S. & Cunha O.R. 1957c. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. – Novos invertebrados fósseis e redescrições de mais duas espécies da Formação Pirabas III – (Mollusca-Gastropoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, (Série Geologia),* **4**: 1-32.

Ferreira C.S. & Cunha O.R. 1959. Contribuição à paleontologia do Estado do Pará. – Novas considerações sobre a Formação a Formação Pirabas e descrição de novos invertebrados fósseis. V- (Mollusca - Pelecypoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, (Série Geologia),* **8**: 1-75.

Ferreira C.S. 1964. Contribuição à paleontologia do Estado do Pará – um novo Xancus da Formação Pirabas. VII – (Mollusca-Gastropoda). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Geologia),* **10**: 1-8.

Ferreira C.S. 1966. Características lito-paleontológicas na Formação Pirabas, Estado do Pará. *In*: Conferência Geológica das Guianas, Belém, 6, *Anais*, p. 2376-2382.

Fink S. V., Greenwood P. H. & Fink W. L. 1986. A critique of recent works on fossil Ostariophysan fishes. *Copeia*, **4**: 1033-1041.

Foster J.R & Heckert A.B. 2011. Ichthyoliths and other microvertebrate remains from the Morrison Formation (Upper Jurassic) of northeastern Wyoming: A screen-washed sample indicates a significant aquatic component to the fauna. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* doi:10.1016/j.palaeo.2011.03.007.

Flügel, E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks: Analysis, Interpretation and Application.* Berlin, Springer-Verlag, 976p.

Frey, R.W., and Howard, J.D. (1986) Mesotidal estuary sequences, a perspective from the Georgia Bight. *Journal of Sedimentary Petrology,* **56**: 911-924.

Froese R. & Pauly D. 2010. Fish Base. World Wide Web Eletronic Pubilcation: www.fishbase.org. Acessado em Out 2010

Gayet, M & Meunier, F.J. 1998. Maastrichthian to Early Paleocene Freshwater Osteichthyes

of Bolivia: Additions and Comments *In:* L.R. Malabarba, R.E. Reis, R.P. Vari, Z.M. Lucena, C.A.S. Lucena (eds) *Phylogeny and Classification of Neotropical Fishes*. Porto Alegre, Edipucrs, p. 85-110.

Gibbson, R.N 1998. Movement and Homing in Intertidal Fishes *In:* Horn M.H, H. M. Horn, K.L.M. Martin, M.A. Chotkowski (eds) *Intertidal Fishes: Life in Two Worlds*, 125, New York, Academic Press, p. 97.

Góes A. M., Rossetti D. F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo deposicional preliminar da Formação Pirabas no nordeste do Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra*, **2**: 3-15.

Gomes, M.P., Cunha,M.S., Zalmont, I.R. 2003. Spacial and temporal variations of diurnal ichthyophauna on surf-zone of Sao Francsisco do Itabapuana beach, Rio de Janeiro State, Brazil. *Brazillian Archives of Biolgy and Technology*. **46**: 653-664.

Gottfried M.D., Doyle P.S., Riedel W.R. 1984. Advances in ichthyolith stratigraphy of the Pacific Neogene and Oligocene. *Micropaleontology,* **30** (1): 71-85.

Gupta, S.M. 1991. New ichthyoliths from ferromanganese crusts and nodules from the Central Indian Ocean basin. *Micropaleontology,* **37**(2):125-147.

Halfar, J., Godinez-Horta, L., Ingel Jr., J.C.. 2000. Microfacies analysis of recente carbonate environments in the souther Gulf of California, Mexico – A model for Warm-temperate to sub-tropical Carbonate Formation. *Palaios*, **15**: 323-342.

Hammer O., Harper D.A.T., Ryan P.D. 2001. Past: Paleontological Statistics Software Package for Education and Data Analysis. *Palaeontologia Electronica,* **4(**1) 1:9.

Harrison T.D & Whitfield A.K. 2006. Estuarine typology and the structuring of fish communities in South Africa. *Environmental Biology of Fishes*, **75**:269–293.

Hasui Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. *In*: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, Belo Horizonte, Belo Horizonte, *Boletim Sociedade Brasileira de Geologia*, 11, 1-31.

Helfman G. S., Collette B. B., Facey D. E. 1997. The diversity of fishes. *Cladistics* **7**: 243-265.

Helms P.B. & Ridel W.R. 1971. Skeletal debris of fishes. *In* E.L. Winterer, W.R. Riedel

et al. (eds.) Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project, Washington (U.S. Government Printing Office), 7, **part 2**: 1709-1720.

Henderson S.W. & Frey R.W. 1986. Taphonomic redistribution of mollusk shells in a tidal inlet channel, Sapelo Island, Georgia: *Palaios*, **1**: 3–16.

Heron, S.D., Moslow, T.F., Berelson, W.M., Herbert, J.R., Steele, G.A., and Susman, K.R. (1984) Holocene sedimentation of a wave-dominated barrier island shoreline: Cape Lookout, North Carolina. *Marine Geology*, **60**: 413-434.

Horn, M.H., Martin, K.L.M. & Chotkowski, M.A. 1998. *Intertidal fishes: life in two worlds*. Academic Press, London. 399p.

Horn M.H. 1999. Convergent evolution and community convergence: research potential using intertidal fishes. *Intertidal fishes: life in two worlds*. Academic Press, London, p.: 356-372.

Hubbard D.K. & Barrwis J.N. 1976. Discussion of tidal inlet sand deposits: example from the South Carolina coast. *In*: Hayes M.O. & T.W. Kana (eds). *Terrigenous Clastic Depositional Environments, Technical Report,* 11-CRD, University of South Carolina, Columbia, p. II/158-II/171.

Igreja H. L. S. 1992. Aspectos tectono-sedimentares do fanerozóico do nordeste do Estado do Pará e noroeste do Maranhão. Tese de Doutorado, Universidade Federal do Pará, 192p.

Inden R.F & Moore C.H. 1983. Beach Environment. *In*: Scholle, P.A., Bebout, D.G. e Moore, C.H. (eds) *Carbonate depositional Environments,* AAPG. *Memoir*. **33**: 303-322p.

Johnson G.D., Murry P.A., Storer J.E. 1994. Recovery of Vertebrate Microfossil. *Proc. S.D. Acad. Sci.*, **73**: 211-230.

Johns M.J., Barnes C.R., Orchard M.J. 1997. *Taxonomy and biostratigraphy of Middle and Late Triassic elasmobranch ichthyoliths from northeastern British Columbia*. Geological Survey of Canada, Bulletin 502, 235p.

Johns M.J., Barnes C.R., Narayan Y.R. 2005. Catalogue of Cenozoic and Cretacous ichthyoliths from the Tofino Basin and western Vancouver Island, British Columbia, Canada. *Palaeontolgia Electronica*, **8**(2): 1-202.

Johns M.J., Barnes C.R., Narayan Y.R. 2006. Cenozoic ichthyolith biostratigraphy: Tofino basin, British Columbia. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **43**: 177-204.

Kajiura S. M. & Tricas T. C. 1996. Seasonal Dinamics of dental Sexual Dimorphism in the Atlantic Stingray Dasyatis Sabina. *The Journal of Experimental Biology*, **199**: 2297-2306.

Kaneps A.G., Doyle P.S., Riedel W.R. 1981. Further ichthyolith age determinations of otherwise unfossiliferous deep sea cores. *Micropaleontology*, **27**(3):317-331.

Kidwell S.M. 2008. Ecological fidelity of open marine molluscan death assemblages: Effects of post-mortem transportation, shelf health, and taphonomic inertia: *Lethaia*, **41**: 199–217.

Kraft J.C. & Chrzastowski M.J. (1985) Coastal stratigraphic sequences. In: *Coastal Sedimentary Environments* (Ed. by R.A. Davis Jr.), Springer-Verlag, Massachussetts, 187-224 p.

Leckie, D. (1985) The lower Cretaceous Notikewin Member (Fort St. John Group), northeastern British Columbia:a progradational barrier island system. *C.S.P.G. Bulletin*, **33**: 39-51.

Leeder, M. 1999. Sedimentology and sedimentary basins – from turbulance to tectonics. Blacwell Science.London.

Lundberg J.G., Marshall L.G., Guerrero J., Horton B., Malabarba M.C.S.L., Wesselingh F.P. 1998. The Stage for Neotropical fish diversification: a history of tropical South American Rivers. *In*: L.R. Malabarba, R.E. Reis, R.P. Vari, Z.M. Lucena, C.A.S. Lucena (eds) *Phylogeny and Classification of Neotropical Fishes*. Porto Alegre, Edipucrs, p. 13-48.

Macedo A.C.M. 1970. Sobre a distribuição de Ostracoda no Mioceno caribeano com um estudo especial sobre os ostracodes da Formação Pirabas, Pará, Brasil. Dissertação de mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 62p.

Macedo A.C.M. 1971. Considerações sobre os ostracodes do Mioceno marinho do Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **43**: 523-528.

Macedo A.C.M. 1973. Noticias sobre testemunhos de subsuperfície da Formação Pirabas do Estado do Pará. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **45**: 655.

Machado N. A. F. 1989. Ictiólitos da Formação Pebas – Peru. Dissertação de mestrado, Programa de Pós-Graduação em Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 222p.

Malabarba M.C.S.L. 1991. On new fish remains from Pirabas Formation, Tertiary of Para State, Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, Série Ciências da Terra,* **3**: 3-10.

Malabarba M.C.S.L. & Dutra M.F.A. 2002. Fossil fish remains from the Solimões Formation (Miocene) of the State of Amazonas, Brasil. *Acta Geologica Leopoldensia,* **15** (54): 11-19.

Maury C.J. 1925. Fósseis terciários do Brasil com descrição de novas formas cretáceas. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil*, **4**: p. 1-705.

McCubbin D.G. 1988. Barrier-Island and Strand Plain Facies. *In*: Scholle P.A. & Spearing D. (eds.). *Sandstone Depositional Environments*. Tulsa, The American Association of Petroleum Geologists. p.:247-279.

McManus, J. 1998. Temporal and spatial variations in Estuarine sedimentation. *Estuarine*, **21**: 622-634.

Medeiros R.A., Schaller H., Friedman G.M. 1971. *Fácies Sedimentares*: Análise e Critérios para reconhecimento de ambientes deposicionais. Rio de Janeiro, Centro de Pesquisas e Desenvolvimento (CENPES). p. 86-95.

Monsch K.A. 1998. Miocene fish faunas the northwestern Amazonia basin (Colombia, Peru, Brazil) with evidence of marine incursions. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*, **143**: 31-50.

Montanari A., Odin G. S., Coccioni R. 1997. *Miocene Stratigraphy: an integrated approach Amsterdam (Developments in Palaeontology and Stratigraphy).* Elsevier, London, 694 pp.

Moraes - Santos H. M., Costa S.A.F., Toledo P. M., Richter M. 2005. Nova Ocorrência de Arraia Para A Formação Pirabas (Oligoceno/Mioceno) *Rhinobatos* Sp. (Batomorphii - Rhinobatidae). *In*: XIX Congresso Brasileiro de Paleontologia e VI Congresso Latino-Americano de Paleontologia, Aracaju. Resumos.

Naylor, G. J. P & Marcus, L. F. 1994. Identifying isolated shark teeth of the genus

Carcharhinus to species: Relevance for tracking phyletic change through the fossil record. *American Museum Novitates* **3109**: 1-53.

Nelson, J. S. 1994. *Fishes of the World*. 3rd Edition. New York. Ed. John Wiley & Sons Inc. 600p.

Nichols, G. 1999. *Sedimentology & Stratigraphy*. Oxford, Wille Blackwell: Scientific Publications Science. 355p.

Oliveira J.R. & Arratia G. 1993. Jaws and teeth of American Cichlids (Pisces: Labroidei). *Journal of Morphology,* **217**: 1-36.

Oliveira S.F., Costa S.A.F., Santos H.M.M., Toledo P.M. 2004. Estudo Microscópico de Tubarões (Condrichthyes – Galea) da Formação Pirabas e Implicações Paleoambientais. *In*: Encontro Regional de Paleontologia, Belém. *Resumos,* p. 47.

Oliveira S.F., Costa, S.A.F., Santos H.M.M., Toledo P.M. 2005 Escamas de Tubarões (Neoselachii: Galea) da Formação Pirabas e Implicações Paleoambientais. *In*: XIX Congresso Brasileiro de Paleontologia e VI Congresso Latino-Americano de Paleontologia, Aracaju. *Resumos*, p.72.

Oliveira S.F., Costa S.A.F., Richter M., Toledo P. M. 2007. Dasyatidae Jordan 1888, nova ocorrência de arraia para a Formação Pirabas (Oligo-Mioceno). *In*: XX Congresso Brasileiro de Paleontologia, 20, 2007, Búzios. *Anais*, p.88.

Oliveira S.F., Toledo P. M., Costa, S.A.F. 2008. Escamas de tubarões (Pisces: Chondrichthyes) da Formação Pirabas (Eomioceno), Pará, Brasil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Ciências Naturais)*, **3**(3): 241-254.

Otero O & Gayet M. 2001. Palaeoichthyofaunas from The Lower Oligocene and Miocene of The Arabian Plate: Palaeoecologiacal and Palaeobiogeographical Implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **165**: 141 – 169.

Owen R. 1845. *Odontograhy; or a Treatise on the comparative anatomy of the teeth, their physiological relations, mode of development and microscopic structure and vertebrates animals, volume I*, London, Valièr, 655p.

Paes E.T & Blinder, P.B. 1995. Modelos Nulos e Processos de Aleatorização: Algumas aplicações em ecologia de comunidades. *In:* Peres-Neto, P.R., Valentin, J.L. & Fernandez, F.A.S. (eds) Volume II: Tópicos em tratamentos de dados biológicos. Programa de Pós-Graduação em Ecologia, Rio de Janeiro, UFRJ, 119:139p.

Pamplona Neto C.S., Moraes-Santos H.M., Toledo P.M., Costi H.T., Costa S.A.F., Cecim

S.F. 2004. Primeiro Registro de Microdentes de Peixes Ósseos na Formação Pirabas (Mioceno Inferior) Norte/ Nordeste do Brasil. Paleontologia em Destaque, Boletim da Sociedade Brasileira de Paleontologia, 49, p.48.

Parenti L.R. & Thomas K.R. 1998. Pharyngeal jaw morphology and homology in sicydiine gobies (Teleostei: Gobiidae) and allies. *Journal of Morphology* **237**: 257–274.

Paula-Couto C. 1967. Contribuição à paleontologia do estado do Pará. Um sirênio na Formação Pirabas. I Simpósio sobre a biota amazônica, *Atas*. CNPq, **1**: 345-357.

Parenti L.R. & Thomas K.R. 1998. Pharyngeal Jaw Morphology and Homology in Sicydiine Gobies (Teleostei: Gobiidae) and Allies. *Journal of Morohology*, **237**: 257-274.

Petri S. 1952. Ocorrência de foraminíferos fósseis do Brasil. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (Geologia),* **134**: 21-38.

Petri S. 1954. Foraminíferos fósseis da Bacia do Marajó. Boletim da Faculdade de Filosofia. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (Geologia),* **134**: 1-172.

Petri S. 1957. Foraminíferos miocênicos da Formação Pirabas. *Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (Geologia),* **216** (16): 1-78.

Pomar, L. 2001. Types of carbonate plataforms, a genetic approach. *Basin research*. **13**: 313-334.

Prado P.I., Lewinsohn T.M., Carmo R.L., Hogan D.J. 2002. Ordenação multivariada na ecologia e seu uso em ciências ambientais. *Ambiente & Sociedade* **10**: 1-17.

Ramos M.I.F., Távora V.de A. Pinheiro M.P., Baia N.B. 2004. Microfósseis. *In*: D. Rossetti & A.M. Goes. *O Neógeno da Amazonia Oriental*. Editora Belém: MPEG, Capítulo 3, p.: 91-107.

Redman C. M., Leighton L.R., Schellenberg S.A., Gale C.N., Nielsen J.L., Dressler D.L., Klinger M. 2007. Influence of patiotemporal scale on the interpretation of paleocommunity structure: lateral variation in the Imperial Formation of California. *Palaios*, **22:** 630–641.

Reif W.E. 1985, Squamation and Ecology of Sharks. *Frankfurt: Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **78**: 1-255.

Robins C.R. & Ray G.C. 1986. *A field guide to Atlantic coast fishes of North America*. Houghton Mifflin Company, Boston, U.S.A. 354p.

Rossetti D.F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea-level changes in a

wave-dominated estuary (Miocene), São Luis Basin, northern Brazil. *Sedimentary Geology*, **133**: 295-324.

Rossetti D.F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, within the context of sea level changes. *Journal of South America Earth Sciences*, **14**: 77-89.

Rossetti, D. F. 2004. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*. **169** (3-4), 151-174.

Rossetti D.F. 2006. Evolução Sedimentar Miocênica nos Estados do Pará e Maranhão. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **6**(2): 7-18.

Rossetti D. F., Góes A. M., Truckenbrodt W. 1990. A influência marinha nos Sedimentos Barreiras. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Série Ciências da Terra)*, **2**(1): 17-29.

Rossetti D. F. & Santos Jr. A. E. A. 2004. Facies architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. Journal of South America Earth Sciences, **17**(4): 267-284.

Rossetti D.F. & Góes A.M. 2004. Geologia. *In*: D.F. Rossetti & A. M. Góes (eds) *O Néogeno da Amazônia Oriental*. Editora Belém: MPEG, Capítulo 1, p.13-52.

Roy, P.S. (1984) New South Wales estuaries: their origin and evolution. In: Thon B.G. *Coastal Geomorphology in Australia*, Sidney Academic Press, pp.:99-121 p.

Santana, F.M.S & Severi, W. 2004. Composition and structure of fish assemblage of the surf zone at Jaguaribe beach, Itamaracá (PE), Brazil. Bioikos, **23**(1):3-17.

Santos R.S. & Travassos S. 1960. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Peixes fósseis da Formação Pirabas. *Monografia da divisão de Geologia e Mineralogia, Departamento Nacional da Produção Mineral*, **16**: 1-35.

Santos R.S. & Salgado M.S. 1971. Contribuição à Paleontologia do Estado do Pará. Novos restos de peixes da Formação Pirabas. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi (Nova série Geologia)*, **16**: 1-13.

Shinn, E.A. 1983 Tida flat. In: P.A. Scholle, D.G. Bebout, C. H. Moore (eds). *Carbonate Depositional Environments*. AAPG Memoir **33**, 171 – 210.

Sokal R. R. & Rohlf F. J. 1994. Biometry: the principles and practice of statistics *In*:

Biological Research (third ed.). W. H. Freeman and Company, New York. p. 880.

Tavora V.A. 1992. Ostracodes da Formação Pirabas (Mioceno Inferior) no Estado do Pará, Brasil. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio de Janeiro, 88p.

Tavora V.A. 1994. Bythocytheridae, Cytherideidae e Cytheruridae (Crustacea-Ostracoda) na Formação Pirabas (EoMioceno) - Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da terra*, **6**: 91-113.

Távora V.A. 1998. Ocorrência de uma nova espécie de ostracoda na Formação Pirabas (EoMioceno) - Estado do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da terra*, **10**: 3-15.

Tavora V.A., Mesquita N., de Souza S.R., Cacela A.S.M., Teixeira S.H. 2002. Sistemática e Tafonomia dos crustáceos decápodes da ecofácies Capanema da Formação Pirabas (Mioceno Inferior), Estado do Pará. Revista Brasileira de Geociências, **32**(2): 223-230.

Távora V.A., Imbeloni E.F.F., Cacela A.S.M., Baia N.B. 2004. Paleoinvertebrados. *In*: D. Rossetti & A.M. Goes. *O Neógeno da Amazonia Oriental*. Editora Belém: MPEG, Capítulo 4, p.111-131.

Távora V.A., Silveira E.S.F., Milhomem Neto J.M. 2007. Mina B-17, Capanema, PA - Expressivo Registro de uma Paleolaguna do Cenozóico Brasileiro. *In*: M. Winge, C. Schobbenhaus, M. Berbert-Born, E.T. Queiroz, A.D. Campos, C.R.G. Souza, A.C.S. Fernandes (eds.) *Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil*. Disponível em http://www.unb.br/ig/sigep/sitio121/sitio121.pdf. Acessado em Jan 2007.

Távora V. de A.T., Santos A.A.R. dos, Araújo R.N. 2010. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Bol. Mus. Para. Emílio Goeldi. Cienc. Nat.*, Belém, **5** (2): p. 207-224.

Thies D. 1995. Placoid Scales (Chondrichthyes: Elasmobranchii) from the late Jurassic (Kimmeridgian) of northern Germany. Journal of Vertebrate Paleontology, **5**(3): 463-481.

Toledo P.M. & Domning D.P. 1989. Fossil Sirenia (Mammalia: Dugongidae) from Pirabas Formation (Early Miocene), northern Brazil. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da Terra*, **1**: 5-10.

Toledo P.M., McDonald H.G., Souza-Filho J.P., Rossetti D.F. 1997. Contribuição para a paleontologia no Estado do Pará. Presença de Crocodilia na Formação Pirabas, Mioceno Inferior. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi, série Ciências da terra*, **9**: 107-113.

Toledo P.M, Santos H.M.M., Costa S.A.F., Rossetti D.F. 2002. Vertebrate palecommunity of

de Late Oligocene to Early Miocene beds from the Pirabas Formation, Northern Brazil. *In*: 3rd European meeting on the Paleontology and Stratigraphy of late America, 3, 2002, Toulouse. *Resumos expandidos*, p. 1-6.

Trapani J., Yamamoto Y., Stock D.W. 2005. Ontogenetic transition from unicuspid to multicuspid oral dentition in a teleost fish: *Astyanax mexicanus*, theMexican tetra (Ostariophysi: Characidae). *Zoological Journal of the Linnean Society,* **145:** 523–538.

Tucker M.E. & Wrigth V.P. 1991. *Carbonate sedimentology,* Oxford, Wille Blackwell: Scientific Publications Science. 496p.

Tway L.E. 1979. A coded system for utilizing ichthyoliths of any age. *Micropaleontology*, **25**(2):151-159.

Underwood C.J., Mitchell S.F., Veltkamp C.J. 1999, Microborings in mid-Cretaceous fist teeth. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society,* **52:** 269–274.

Vullo, R. 2009. Taphonomy of vertebrate microfossil assemblages in coastal environments: in search of a modern analogous model. *Palaios*, **24**: 723–725

Wal, D.V., Kessel, T.V, Eleveld, M.A. & Vanlede, J. 2010. Spatial heterogeneity in estuarine mud dynamics. *Ocean Dynamics* **60**:519–533

Walker, R.G. 1992. *Facies Models: Response to sea level change*, Toronto, Geological Association of Canada, 454 p.

Wesselingh F.P. & Salo J. 2006. A Miocene perspective on the evolution of Amazonian biota. *Scripta Geologica*, **133**: 439-458.

Willis A.J. & Moslow T.F. 1994. Stratigraphic setting of transgressive barrier-island reservoirs with an example from the Triassic Halfway Formation, Wembley Field, Alberta, CA. *A.A.P.G. Bulletin*, **78**: 775-791.

White, C.A. 1887. Contribuição à Paleontologia do Brasil. *Archivos do Museu Nacional*, **7** 1:273.

Whitenack, L.B & Gottfried, M.D. 2010. A Morphometric Approach for Addressing Tooth-Based Species Delimitation in Fossil Mako Sharks, *Isurus* (Elasmobranchii: Lamniformes). *Journal of Vertebrate Paleontology*, **30**(1):17-25.

Wilson, L.E. 2008. Comparative taphonomy andpaleoecologycal reconstruction of two microvertebrates accumulations from the late cretaceous hellcreeck formation (Maastrichtian), Eastern Montana. *Palaios*. **23**: 289-297.

Winfrey E.C., Doyle P.S., Riedel W.R. 1987. Preliminary ichthyolith biostratigraphy, Southwest Pacific, Deep Sea Drilling Project Leg 91. *In* H.W. Menard, J. Natland *et al.* (eds.) *Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project*, Washington (U.S. Government

Printing Office), **91**: 447-468.

Wroblewski A.F.J. 2004. New Selachian Paleofaunas from ‘‘Fluvial’’ Deposits of the Ferris and Lower Hanna Formations (Maastrichtian–Selandian: 66–58 Ma), Southern Wyoming. *Palaios*. **19**: 249–258.

Zaitlin, B.A., Dalrymple, R.W., Boyd, R., and Leckie, D. (1994) *The stratigraphic organization of incised valley systems: implication to hydrocarbon exploration and production - with examples from the Western Canada Sedimentary Basin.* C.S.P.G., Calgary, Alberta, 260 pp.

Zambito IV J.J., Mitchell C. E., & Sheets H. D. 2008. A Comparison Of Sampling And Statistical Techniques For Analyzing Bulk-Sampled Biofacies Composition. *Palaios*, **23**: 313–321.

ANEXOS

ANEXO A – LISTA DE ESPÉCIMES ANALISADOS NO NATURAL HISTORY MUSEUM EM LONDRES

Acervo de Paleontologia

MNHUK- P.51303	Trygonidae
MNHUK- P.15358	Trigonid
MNHUK- P.18820-2	Trigonid
MNHUK- P.59711	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59712	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59713	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59714	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59715	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59716	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59708	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59710	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59707	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59706	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59705	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59704	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59703	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59702	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59699	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59562	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59561	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.32911	*Dasyatis dawsi*
MNHUK- P.59560	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59733	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59732	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59731	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59730	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59728	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59727	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59726	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59725	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59724	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59722	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59721	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59720	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59718	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.59717	*Dasyatis wochadurensis*
MNHUK- P.32908	*Dasyatis dawsi*
MNHUK- P.51321	*Dasyatis jackelii*
MNHUK- P.26337	*Dasyatis*
MNHUK- P.37346	*Dasyatis*
MNHUK- P.31341	*Dasyatis jackelii*

MNHUK-	P.31386	*Dasyatis*
MNHUK-	P.57697-8	*Dasyatis serralheiroi*
MNHUK-	P.57695-6	*Dasyatis cavernosa*
MNHUK-	P.23663	*Trigodon*
MNHUK-	P.57689	*Dasyatis probiti*
MNHUK-	P.57708	*Dasyatis minuta*
MNHUK-	P.46131-32	*Dasyatis?*
MNHUK-	P.50840	*Dasyatis*
MNHUK-	P.51204	*Dasyatis sp*
MNHUK-	P.39067	*Dasyatis?*
MNHUK-	P.28898	*Dasyatis*
MNHUK-	P.29109-10	*Dasyatis*
MNHUK-	P.21270	*Dasyatis dairsi*
MNHUK-	P.32912	*Dasyatis dairsi*
MNHUK-	P.3940-9	*Dasyatis*
MNHUK-	P.50839	*Dasyatis jackelii*
MNHUK-	P.64591-64629	*Dasyatis jackelii*
MNHUK-	P.64023-30	*Dasyatis*
MNHUK-	P.64307-13	*Dasyatis jackelii*
MNHUK-	P.64078-112	*Dasyatis jackelii*
MNHUK-	P.32909-10	*Dasyatis dairsi*
MNHUK-	P.212608	*Dasyatis*
MNHUK-	P.383347-9	*Dasyatis globidens*
MNHUK-	P.38240-2	*Dasyatis tetraedra*
MNHUK-	P.51520-22	*Dasyatis jackelii*
MNHUK-	P.40294	*Dasyatis*
MNHUK-	P.21271	*Dasyatis dairsi*
MNHUK-	P.493	*Dasyatis duponti*
MNHUK-	P.5990	*Dasyatis duponti*
MNHUK-	P.64220-45	*Dasyatis jackelii*
MNHUK-	P.64316-25	*Dasyatis jackelii*
MNHUK-	P.64266-7	*Dasyatis*
MNHUK-	P.62053	*Dasyatis sp*
MNHUK-	P.49337	Cichlidae
MNHUK-	P.49327	Cichlidae
MNHUK-	P.49352	Cichlidae
MNHUK-	P.49177	Cichlidae
MNHUK-	P.27347	Cichlidae
MNHUK-	P.49424	Cichlidae
MNHUK-	P.63334	Cichlidae
MNHUK-	P.29574	Cichlidae
MNHUK-	Sem numeração	Cyprinoid
MNHUK-	P.40322	Cyprinoid
MNHUK-	P.9819	*Barbus canis?*
MNHUK-	P.60665	Cyprinoid
MNHUK-	P.40251	Cyprinoid

MNHUK-	P.40250	Cyprinoid
MNHUK-	P.40260	Cyprinoid
MNHUK-	P.40261	Cyprinoid
MNHUK-	P.40252	Cyprinoid
MNHUK-	P.40247-9	Cyprinoid
MNHUK-	P.58477	*Gobius ignatus*
MNHUK-	P.56422	*Hoplias*
MNHUK-	P.56417	*Hoplias*
MNHUK-	P.56419	*Hoplias*
MNHUK-	P.56021	*Hoplias*
MNHUK-	P.56420	*Hoplias*
MNHUK-	P.56423	*Hoplias*
MNHUK-	P.56424	Erythrinidae
MNHUK-	P.56418	Erythrinidae
MNHUK-	P.9484	*Sargus oramensis*
MNHUK-	Sem numeração	*Sargus*
MNHUK-	P.10564	*Sargus*
MNHUK-	P.45683-5	?Sparoid
MNHUK-	P.15195-9	Sparoid
MNHUK-	40290	Sparoid
MNHUK-	40274	Sparoid
MNHUK-	P.14532	Sparoid
MNHUK-	P.15284	Sparoid
MNHUK-	P.23696-702	Sparoid
MNHUK-	P.50874	Sparoid
MNHUK-	P.31622	Sparoid
MNHUK-	P.45730-7	Sparoid
MNHUK-	P.8720	*Chrysophrys*
MNHUK-	P.34657-9	*Chrysophrys*
MNHUK-	P.11836	Sparoid
MNHUK-	P.54059	*Chrysophrys*
MNHUK-	P.215	*Sparus*
MNHUK-	P.1695	*Chrysophrys*
MNHUK-	Sem numeração	*Sparus*
MNHUK-	L:5:P:66?	*Sparus*
MNHUK-	P.214?	*Sparus*
MNHUK-	P.1689	*Sparus*
MNHUK-	34194	*Sparus*
MNHUK-	28385	*Sparus*
MNHUK-	Sem numeração	*Sparus*
MNHUK-	P.1693	*Sparus*
MNHUK-	34194	*Chrysophrys*
MNHUK-	P.4663	*Chrysophrys*
MNHUK-	P.9470	*Chrysophrys*
MNHUK-	P.1684	*Chrysophrys*
MNHUK-	P.38146	*Sparus*

MNHUK-	P.9740	*Chrysophrys*
MNHUK-	P.9469	*Chrysophrys*
MNHUK-	P.1681	*Chrysophrys*
MNHUK-	21394	*Pagellus*
MNHUK-	P.4980	*Cyprinus priscus*
MNHUK-	Sem numeração	*Cyprinus*
MNHUK-	35509	*Cyprinus priscus*
MNHUK-	P.19085	*Tilapia fossilis*
MNHUK-	P.19083	*Tilapia fossilis*
MNHUK-	P.19084	*Tilapia fossilis*
MNHUK-	P.19086	*Tilapia fossilis*
MNHUK-	P.19087	*Tilapia fossilis*
MNHUK-	P.20176	*Tilapia nigra*
MNHUK-	P.19757	*Haplocromis*
MNHUK-	P.19765	*Haplocromis*
MNHUK-	P.19766	*Haplocromis*
MNHUK-	P.42605	*Haplocromis*
MNHUK-	P.12191	*Pomadasys*
MNHUK-	P.22028	*Latimus*
MNHUK-	P.22021	*Latimus*
MNHUK-	P.1974	*Mugil*
MNHUK-	P.13113	*Sciaenid*
MNHUK-	P.37343	*Sciaenid*
MNHUK-	P.37344	*Sciaenid*
MNHUK-	40520	*Mugil princeps*
MNHUK-	8067	*Mugil princeps*
MNHUK-	39439	*Abula owini*
MNHUK-	P.37963	*Allbula*
MNHUK-	P.51397	*Albula owini*
MNHUK-	P.51486	*Albula owini*
MNHUK-	P.262314	*Albula owini*
MNHUK-	P.15400-03	*Albula owini*
MNHUK-	P.56290-1	*Albula owini*
MNHUK-	P.16339-40	*Albula eppsi*
MNHUK-	P.28035-8	*Allbula*
MNHUK-	P.43897-9	*Albula owini*
MNHUK-	P.5924	*Albula owini*
MNHUK-	P.18843	*Allbula*
MNHUK-	P.55424-6	*Albula sp*
MNHUK-	P.52488	*Albula sp*
MNHUK-	P.52493	*Albula sp*
MNHUK-	P.61964	*Bregmaceros filamentosus*
MNHUK-	P.46522	*Bregmaceros albyi*
MNHUK-	P.46529	*Bregmaceros albyi*
MNHUK-	P.19024	*Bregmaceros filamentosus*
MNHUK-	P.18968	*Bregmaceros filamentosus*

MNHUK- P.18974	*Bregmaceros filamentosus*
MNHUK- P.19000	*Bregmaceros filamentosus*
MNHUK- P.38833-3	*Cybium*
MNHUK- P.45145-6	*Scombridae cf cybium*
MNHUK- P.38288-9	*Cybium*
MNHUK- P.27399	*Cybium?*
MNHUK- P.61869	*Cybium stormsi*
MNHUK- P.26287-94	*Cybium proosti*
MNHUK- P.22353-5	*Cybium*
MNHUK- P.29988-90	*Cybium*
MNHUK- P.27896-99	*Cybium*
MNHUK- P.5925	*Cybium bleekeri*
MNHUK- P.4136	*Cybium speciosum*
MNHUK- P.1989	*Cybium speciosum*
MNHUK- P.17493	*Tranchurus primairus*
MNHUK- P.3894	*Apogon spinosus*
MNHUK- P.17511	*? Apogon*
MNHUK- P.11998	*Mene rhombeus*
MNHUK- P.9447	*Mene rhombeus*
MNHUK- P.23800-1	*Mene olilongus*
MNHUK- P.19071	*Alestes junneri*
MNHUK- P.54053	*Alestes deserti*
MNHUK- P.54058	*Alestes deserti*
MNHUK- P.54054	*Alestes deserti*
MNHUK- P.54055	*Alestes deserti*
MNHUK- P.54065	*Alestes deserti*
MNHUK- P.54056	*Alestes deserti*
MNHUK- P.54071	*Alestes deserti*
MNHUK- P.54052	*Alestes deserti*
MNHUK- P.54064	*Alestes deserti*
MNHUK- P.54069	*Alestes deserti*
MNHUK- P.29105-8	*Labroid*
MNHUK- P.2991	*Labroid*
MNHUK- P.36214	*Labroid*
MNHUK- P.12600-02	*Labroid*
MNHUK- P.23415-6	*Labrodon*
MNHUK- P.12767	*Labrodon*
MNHUK- P.21979	*Labrodon*
MNHUK- P.23689-9	*Labrodon*
MNHUK- P.13258	*Labrus*
MNHUK- Sem numeração	*Labrus*
MNHUK- P.29986	*cf Labrus*
MNHUK- P.5526	*Labrus*
MNHUK- P.3949	*Sphyraena bolsensis*
MNHUK- P.13736	*Sphyraena lugardi*
MNHUK- P.38140	*Sphyraena fayunensis*

MNHUK-	P.13737-4	*Sphyraena lugardi*
MNHUK-	P.31395-9	*Sphyraena sp*
MNHUK-	P.12253-52	*Sphyraena lugardi*
MNHUK-	P.32446-30	*Sphyraena*
MNHUK-	P.30928-39	*Sphyraena*
MNHUK-	P.12989	*Sphyraena*
MNHUK-	P.3145-6	*Sphyraena*
MNHUK-	P.30953-66	*Sphyraena*
MNHUK-	P.31010-32	*Sphyraena*
MNHUK-	P.13742-4	*Sphyraena lugardi*
MNHUK-	P.30940-34	*Sphyraena*
MNHUK-	P.44655	*Sphyraena ?*
MNHUK-	P.29984	*Sphyraena bognorensis*
MNHUK-	P.24317-8	*Sphyraena*
MNHUK-	P.24319-22	*Sphyraena*
MNHUK-	P.29985	*Sphyraena bognorensis*
MNHUK-	P.45125	*Sphyraena ?*
MNHUK-	P.1782	*Sphyraena bolsensis*
MNHUK-	P.30153-7	*Sphyraena sp*
MNHUK-	Sem numeração	*Sphyraena ?*
MNHUK-	P.12621	*Sphyraena*
MNHUK-	28103	*Sphyraena*
MNHUK-	P.13929	*Sphyraena*
MNHUK-	P.7392	*Sphyraena*
MNHUK-	P.23692-5	*Sphyraena*
MNHUK-	P.13975	*Sphyraena eudmorei*
MNHUK-	P.14001	*Sphyraena*
MNHUK-	P.12176	*Sphyraena*
MNHUK-	Sem numeração	*Diodon*
MNHUK-	P.11088	*Diodon hilgendorfi*
MNHUK-	P.1910	*Diodon scillae*
MNHUK-	P.23714	*Diodon*
MNHUK-	Sem numeração	*Diodon sp*
MNHUK-	P.31342-4	*Diodon sp*
MNHUK-	P.3874	*Diodon scillae*
MNHUK-	P.54789	*Diodon*
MNHUK-	P.11089	*Diodon hilgendorfi*
MNHUK-	P.54790	*Diodon*
MNHUK-	P.54792	*Diodon*
MNHUK-	P.54791	*Diodon*
MNHUK-	36815	*Diodon scillae*
MNHUK-	Sem numeração	*Diodon*
MNHUK-	P.31390-4	*Diodon*
MNHUK-	P.1911	*Diodon*
MNHUK-	P.4792	*Diodon*
MNHUK-	P.54793-97	*Diodon*

MNHUK-	P.27655 a-e	*Diodon formosus*
MNHUK-	P.54788	*Diodon*
MNHUK-	P.12175	*Diodon*
MNHUK-	P.15593	*Diodon*
MNHUK-	P.44107	*Diodon*
MNHUK-	P.32372-9	*Diodon*
MNHUK-	P.48557	*Diodon*
MNHUK-	P.21981	*Diodon sinhaleyus*
MNHUK-	P.48557	*Diodon*
MNHUK-	P.10424-5	*Diodon*
MNHUK-	P.27653 a-c	*Diodon formosus*
MNHUK-	P.48649-50	*Diodont*
MNHUK-	P.16536	*Diodon*
MNHUK-	P.45579	*Diodon*
MNHUK-	P.8607	*Diodon*
MNHUK-	P.52496	*Diodon*
MNHUK-	P.45581	*Diodon*
MNHUK-	P.9470	*Diodon*
MNHUK-	P.24354	*Diodon formosus*
MNHUK-	P.1980	*Ephippus sp*
MNHUK-	35514	*Lepidacottus multipinnatus*
MNHUK-	P.49416	*Palaelofulo kuluensis*
MNHUK-	P.4937	*Gobius multipinnatus*
MNHUK-	48994	*Platax*
MNHUK-	P.10897	*Anguilla*
MNHUK-	35506	*Cuplea humilis*
MNHUK-	35750	*Cuplea humilis*
MNHUK-	33154	*Alosa crassa*
MNHUK-	44879	*Cuplea*
MNHUK-	P.57942	*Anguilla elegans*
MNHUK-	Sem numeração	*Clupeoid*
MNHUK-	P.56439	*Leporinus*
MNHUK-	P.56439ª	*Leporinus*
MNHUK-	P.56463	Undet characoid
MNHUK-	P.56435	*Leporinus*
MNHUK-	P.56437	*Leporinus*
MNHUK-	P.56439 c	*Leporinus*
MNHUK-	P.56436	*Leporinus*
MNHUK-	P.56447	Anostomidae
MNHUK-	P.56461	Undet characoid
MNHUK-	P.56467	Undet characoid
MNHUK-	P.56462	Undet characoid
MNHUK-	P.56468	Undet characoid
MNHUK-	P.56439b	*Leporinus*
MNHUK-	P.56438	*Leporinus*
MNHUK-	P.56440	*Leporinus*

MNHUK-	P.56460	Undet characoid
MNHUK-	P.56439d	*Leporinus*
MNHUK-	P.49833	*Leuciscus*
MNHUK-	P.49840	*Leuciscus*
MNHUK-	P.3866	*Leuciscus oeningensis*
MNHUK-	P.61032	*Leuciscus etilius*
MNHUK-	35755	*Tinco micropygoptera*
MNHUK-	P.8427-8	*Tinca vulgaris*
MNHUK-	38147	*Pachilebias*
MNHUK-	42783	Umbridae
MNHUK-	P.1834	*Pachylebias crassicaudas*
MNHUK-	28491	*Prolebias*
MNHUK-	P.49321	*Synodontis*

Acervo Osteológico de Peixes do MHNUK

MNHUK-	1925. 2a81	*Trygon sephen*
MNHUK-	1925.7.20.84	*Trygon sp.*
MNHUK-	2180	*Potamotrygon*
MNHUK-	1925.7.20.83	*Aetobatis*
MNHUK-	1849. 7. 27. 30	*Rhinobatus granulatus*
MNHUK-	Sem numeração	*Dasybatis thalassia*
MNHUK-	1909.7.12.21	*Dasybatis*
MNHUK-	1909.7.12.22	*Dasybatis*
MNHUK-	1909.7.12.23	*Dasybatis*
MNHUK-	1852-12.22:3	*Dasybatis thalassia*
MNHUK-	Sem numeração	*Dasyatis sp.*
MNHUK-	1946.11.17.3	*Dasyatis sp.*
MNHUK-	4811	*Raja*
MNHUK-	2040	*Raja batis*
MNHUK-	2041	*Raja radiata*
MNHUK-	33.250	*Pagellus mormyrus*
MNHUK-	33.251	*Pagellus affinis*
MNHUK-	33.252	*Pagellus acarne*
MNHUK-	33.253	*Pagellus*
MNHUK-	33.254	*Pagellus bogaveroellus*
MNHUK-	33.350	*Pagus auriga*
MNHUK-	33.350-378	*Saparus awata*
MNHUK-	2005.8.11.1	*Sparus awata*
MNHUK-	33.290	*Sarpa dalpa*
MNHUK-	33.320	*Crenidens indicus*
MNHUK-	33.360	*Diplodus rondeletii*
MNHUK-	33.380	*Chrysophrys australia*
MNHUK-	33.381	*Chrysophrys aurata*
MNHUK-	14.000	*Arius*
MNHUK-	1956.10.19.1	*Arius*
MNHUK-	Sem numeração	*Cichlosoma octofasciatum*

MNHUK-	35.700	*Cichlosoma jacetum*
MNHUK-	35.761	*Cichlosoma aureum*
MNHUK-	35.760	*Cichlosoma citrinellum*
MNHUK-	35.762	*Cichlosoma macracanthus*
MNHUK-	35.763	*Cichlosoma bimaculatum*
MNHUK-	652	*Acara massa*
MNHUK-	1907-12-2:735	*Alestes macrolepidotus*
MNHUK-	9830	*Alestes opisthotaenia*
MNHUK-	9831	*Alestes longipinnis*
MNHUK-	9832	*Alestes macrolepidotus*
MNHUK-	1909.12.2.3741	*Alestes buremose*
MNHUK-	Sem numeração	*Alestes nurse*
MNHUK-	9850	*Ptersius sp.*
MNHUK-	9851	*Ptersius hilgendorfi*
MNHUK-	9770	*Hepsetus odoe*
MNHUK-	9860	*Brycon moorei*
MNHUK-	1972.7.27.43-5	*Cyrodon gibbus*
MNHUK-	10.316	*Epihippicharax orbicularis*
MNHUK-	10040	*Astyanax*
MNHUK-	Sem numeração	*Astyanax bimaculatus*
MNHUK-	10040	*Astyanax abramis*
MNHUK-	97.7.23-124	*Tetragonopterus maculatus*
MNHUK-	Sem numeração	*Tetragonopterus argenteus*
MNHUK-	1911.10.31.234	*Moenkhausia lipidurus*
MNHUK-	9690	*Hoplias malabaricus*
MNHUK-	95.5.17.212	*Calcinus paranensis*
MNHUK-	1902.25.2	*Gobius melanio*
MNHUK-	1902.7.25.1	*Gobius batrachocephalus*
MNHUK-	Sem numeração	*Gobius nigri*
MNHUK-	Sem numeração	*Gobius banana*
MNHUK-	1908.3.4-5	*Gobius aneophocus*
MNHUK-	88.2.3.117	*Gobius capito*
MNHUK-	45.850	*Gobius lancelatus*
MNHUK-	45.851	*Gobius capito*
MNHUK-	45.852	*Gobius giuris*
MNHUK-	45.854	*Gobius capito*
MNHUK-	45.855	*Gobius nigri*
MNHUK-	45.856	*Gobius capito*
MNHUK-	45.857	*Gobius batrachocephalus*
MNHUK-	45.858	*Gobius aeno-fuscus*
MNHUK-	45.859	*Gobius melanio*
MNHUK-	45.853	*Gobius jozo*
MNHUK-	Sem numeração	*Eleotris ophiecephalus*
MNHUK-	Sem numeração	*Eleotris maculata*
MNHUK-	45.550	*Eleotris lembris*
MNHUK-	1904.1.20-70	*Eleotris senegalensis*

MNHUK-	45.551	*Eleotris dormitratix*
MNHUK-	45.552	*Eleotris sinensis*
MNHUK-	45.553	*Eleotris africanus*
MNHUK-	45.554	*Eleotris gobioides*
MNHUK-	45.555	*Eleotris lembus*
MNHUK-	45.556	*Eleotris maculata*
MNHUK-	45.557	*Eleotris ophiocephalus*
MNHUK-	46.390	*Gobioides brousonetii*
MNHUK-	46.390	*Gobioides calculus*
MNHUK-	45.720	*Rhiacichthys aspro*
MNHUK-	46.740	*Callionymus calauropomus*
MNHUK-	46.741	*Callionymidae collionymus*
MNHUK-	46.742	*Callionymus lyra*
MNHUK-	46.470	*Periophthalmus koerentri*
MNHUK-	46.490	*Boleophthalmus pectinirostris*
MNHUK-	12.780	*Cyprinus carpo*
MNHUK-	56.12.10.626	Carpa
MNHUK-	12.790	*Carasius vulgaris*
MNHUK-	29.500	*Perca fluviatilis*
MNHUK-	28.228	*Lates niloticus*
MNHUK-	28.228	*Lates angustifrons*
MNHUK-	28.220	*Epinephelus aredatus*
MNHUK-	28.020	*Ctenolates ambiguus*
MNHUK-	Sem numeração	*Therapon triviattus*
MNHUK-	Sem numeração	*Therapon servus*
MNHUK-	Sem numeração	*Hoplapagrus guentherii*
MNHUK-	71.3.29.5	*Grammistes orientalis*

ANEXO B – MATRIZ DE DISTRIBUIÇÃO DOS ICTIÓLITOS NAS AMOSTRAS DA MINA B17

Amostra	Ciclo	Associação	Riqueza	Elasmo	Carcharini	Dasyatis	Characidae	Sarpa	Sparidae 1	Sparidae 2	Tipo 1	Tipo 2	Tipo 3	Tipo 4	Tipo 5
S1	1	A	2	0	0	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0
S2	1	A	5	1	0	1	0	0	0	1	2	0	0	3	0
S3	1	A	2	0	1	0	0	0	0	2	0	0	0	0	0
S4	1	B	7	4	0	0	0	0	7	3	29	1	0	38	1
S5	1	C	8	8	0	0	0	0	6	6	26	2	5	39	1
S6	1	E	8	7	0	0	1	0	12	4	31	0	5	80	4
S7	1	E	11	18	2	3	1	1	13	0	39	1	5	126	5
S8	1	D	8	24	0	0	0	1	13	1	42	0	7	118	6
S10	2	D	8	14	2	0	0	0	13	1	17	0	1	62	6
S11	2	D	8	23	2	1	1	0	17	0	31	0	0	86	6
S12	2	D	7	18	1	1	0	0	8	0	16	0	0	41	3
S13	2	E	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
S14	2	E	7	20	0	1	0	0	11	0	44	1	0	55	6
S16	3	D	7	12	1	0	0	0	7	0	7	0	1	18	1
S17	3	E	10	71	1	2	7	0	26	0	74	2	1	114	3
S18	3	E	3	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1	0
S19	3	E	2	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	0
S20	3	E	3	2	0	0	0	0	0	0	0	0	1	7	0
S21	3	E	3	3	0	0	0	0	0	0	1	0	0	6	0
S22	3	E	6	1	0	0	1	0	0	0	3	0	1	6	1
S23	4	D	7	42	0	1	0	0	6	0	12	1	0	85	1
S24	4	C	6	4	0	0	1	0	0	0	2	0	2	10	1
S25	4	E	5	8	0	0	1	0	0	0	1	2	0	12	0
B1	1	C/D	10	55	1	0	1	0	3	1	73	4	35	104	1
B2	1	C/D	8	57	7	0	0	0	6	0	48	7	37	141	3
B3	2	D	11	32	1	0	2	2	8	2	41	2	4	73	11
B4	2	D	11	57	1	1	3	3	20	0	53	2	6	142	21
B5	2	C	6	4	0	0	0	2	1	0	14	0	0	23	2
B6	2	C	4	2	0	0	0	0	0	0	1	0	0	9	1
B7	2	E	11	27	1	1	2	1	7	2	30	0	4	66	3
B8	3	D	8	21	1	1	0	0	5	0	11	0	2	44	2
B9	3	D	6	15	0	0	0	0	5	0	19	0	2	29	1
B11	3	C	10	61	0	0	1	2	3	2	23	1	3	24	3
B12	3	E	7	10	0	0	1	0	1	0	2	1	1	7	0
B13	3	E	10	59	1	0	2	1	5	0	40	2	5	40	13