



Universidade Federal do Amazonas
Instituto de Ciências Exatas
Departamento de Geociências
Curso de Pós-graduação em Geociências

MOEME DA SILVA MÁXIMO

**Estudo Paleoambiental dos Carbonatos Pensilvanianos da
Borda Norte da Bacia do Amazonas – Região do Rio
Jatapú**

MANAUS – AM
2012

MOEME DA SILVA MÁXIMO

**Estudo Paleoambiental dos Carbonatos Pensilvanianos da
Borda Norte da Bacia do Amazonas – Região do Rio
Jatapú**

Dissertação apresentada ao Departamento de
Geociências do Instituto de Ciências Exatas da
Universidade Federal do Amazonas para obtenção
do título de mestra em Geologia.

Área de concentração: Geologia Regional

Orientadora: Lucieth Cruz Vieira

Co-orientadora: Adriana Maria Coimbra Horbe

MANAUS – AM
2012

Ficha Catalográfica

Ficha Catalográfica

(Catalogação realizada pela Biblioteca Central da UFAM)

Máximo, Moeme da Silva

M464e Estudo paleoambiental dos carbonatos pensilvanianos da borda norte da Bacia do Amazonas – Região do Rio Jatapú / Moeme da Silva Máximo. - Manaus: UFAM, 2012.

119 f.; il. color.

Dissertação (Mestrado em Geologia) — Universidade Federal do Amazonas, 2012.

Orientadora: Lucieth Cruz Vieira

Co-orientadora: Adriana Maria Coimbra Horbe

1. Petrografia 2. Rochas carbonáticas 3. Litogeoquímica 4. Mineralogia I. Vieira, Lucieth Cruz (Orient.) II. Horbe, Adriana Maria Coimbra (co-orient.) III. Universidade Federal do Amazonas IV. Título

CDU 552.54(043.3)

Folha de Aprovação

Moeme da Silva Máximo
Estudo Paleoambiental dos Carbonatos
Pensilvanianos da Borda Norte da Bacia
do Amazonas - Região do Rio Jatapú

Dissertação apresentada ao
Departamento de Geociências da
Universidade Federal do
Amazonas para a obtenção do
título de Mestra.

Área de Concentração: Geologia
Regional.

Aprovado em: 30 de julho de 2012

Banca Examinadora:

Prof. Dr. Nilo S. Matsuda
Instituição: PETROBRAS

Prof. Dr. Valquíria Porfírio Babosa
Instituição: UFAM

Prof. Dr. Lucieth Cruz Vieira
Instituição: UNB

As duas pessoas mais importantes da minha vida, minha mãe Elane Silva e meu pai Francisco Máximo, que com a sua compreensão e muita luta me ensinaram o verdadeiro valor e o significado do que é a vida.

Dedicatória

Agradecimentos

É em forma de palavras que expesso os meus agradecimentos a todos que me ajudaram na realização de mais uma etapa profissional concluída em minha vida, que sem a ajuda de todos não seria almejada.

A Deus que sempre me abençoou e me faz ter os pés no chão e por guiar todos os meus caminhos.

Em especial as instituições, principalmente a mina da NASSAU, que permitiu a realização desse estudo em sua frente de lavra no Rio Jatapú, com a ajuda do engenheiro de minas Joel Pereira, que nos acompanhou na área de exploração com explicações da retirada da rocha e todo o funcionamento da mina.

A empresa PETROBRAS UO-AM ao setor de sedimentologia e estratigrafia, ainda na gerência de Nonato Cunha, que contribuiu com a confecção das lâminas petrográficas e o curso de descrições das mesmas.

A Universidade Federal do Amazonas (UFAM) pela infraestrutura oferecida através da pós-graduação em geociências.

A Universidade de Brasília (UNB) pela utilização do laboratório de geocronologia, na análise de isótopos estáveis de carbono e oxigênio, e pelo laboratório de microscopia petrográfica, dando a continuidade das descrições petrográficas.

Ao CNPq (processo: 133293/2010-6) pela bolsa de estudo oferecida para a elaboração do trabalho.

As minhas orientadoras Adriana Horbe e Lucieth Vieira pelo voto de confiança ao aceitarem a minha orientação, assim como me ensinaram muito sobre essa nova área da geologia, que até então era pouco conhecida na minha especialização, pelas palavras amigas e incentivos a correr atrás dos meus objetivos e a nunca desistir, por mais árduo que seja o caminho.

Aos meus irmãos Francisco Filho, Maria Adriana, Mônica Máximo, Monique Máximo, Thiago Máximo e Tarcio Máximo pelas conversas e apoio em todos os momentos.

As minhas “*Soul sister*” Chrisley Melo e Karina Reis pela amizade ao longo de muitos anos e ajuda em todos os momentos, igualmente a Peter Santos e Christelane.

E finalmente, as minhas amigas geólogas Lorena Malta e Ícilia Lima pela ajuda em Brasília e por várias conversas e bagunças, além de me suportarem nos momentos de stress.

“Esperar pelo tempo das coisas é um aprendizado necessário. O rio tem o seu remanso. Quando apressado ele faz desastres!”

Resumo

MÁXIMO, M. S. **Estudo paleoambiental dos carbonatos pensilvanianos da borda norte da bacia do Amazonas - Região do rio Jatapú.** 119 pp. Dissertação (mestrado) – Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus - AM, 2012.

O registro sedimentar do Grupo Tapajós na Bacia do Amazonas corresponde a rochas de grande interesse econômico, tanto na construção civil como na área do petróleo. Em particular as rochas carbonáticas, na construção civil são exploradas para a fabricação de cimento, e em termos petrolíferos, despertam interesse quanto ao entendimento do comportamento como rochas armazenadoras e selantes de hidrocarbonetos. Aqui foi abordado particularmente às ocorrências encontradas na borda norte da Bacia do Amazonas, no rio Jatapú, município de Urucará no estado do Amazonas, onde a exploração do calcário pelo Grupo João Santos permitiu a exposição de uma belíssima sucessão sedimentar a qual foi alvo desse estudo. Foram realizados estudos petrográficos, mineralógicos, faciológicos, químicos e isotópicos com o objetivo de compreender a história geológica dessas rochas. Foram coletadas amostras espaçadas a cada 0,50 m³ ao longo de um perfil litoestratigráfico com 15 metros de altura resultando em 46 amostras divididas em três níveis. O nível inferior formado por carbonato puro com calcita e quartzo (elevado conteúdo de CaO), seguido pelo nível médio constituído de folhelho com caulinita, illita/muscovita, pirita, ankerita e dolomito com concentrações mais altas de SiO₂, MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, elementos traços (Sc, V, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Zr, Nb, Mo, Cs, Hf, Pb, Th) e terras raras. Finalmente, o nível superior que corresponde a calcário constituído por calcita e dolomita com intercalações de material caulinitico, possui as concentrações médias em todos os elementos analisados. Nesses três níveis foram identificadas 8 fácies, que foram refinadas por análise petrográfica, sendo individualizadas 21 microfácies. Com a integração dos dados de microfácies e isotópicos de carbono e oxigênio, foi identificada a presença de fluídos diagenéticos de origem meteórica assim como a caracterização de dolomitas do tipo B e C. As microfácies permitiram o agrupamento em três associações de fácies características de ambientes lagunar (AF1), banco bioclástico (AF2) e marinho raso (AF3). O registro lagunar é composto de folhelhos, dolomitos e mudstones com uma assembléia fossilífera constituída por foraminíferos, equinodermas, braquiópodes, gastrópodes, pelecípodes, ostracodes, briozoários e pelóides. Com base nessa associação e com dados isotópicos de carbono e oxigênio constatou-se a presença de uma conexão marinha nesse ambiente. O banco bioclástico, cuja transição com o ambiente lagunar é marcada por oóides, é caracterizado por fragmentos de bioclastos e conchas desarticuladas indicando ambiente de intermaré. O ambiente marinho em condições de inframaré é marcado pela maior fragmentação dos bioclastos e praticamente ausência de lama carbonática. Essas condições são compatíveis com modelo deposicional de plataforma rasa do tipo rampa carbonática em condições de clima quente e húmido.

Palavras-chave: Carbonatos da Bacia do Amazonas, rio Jatapú, microfácies, composição química, isótopos estáveis.

Abstract

MÁXIMO, M. S. **Paleoenvironmental study of pennsylvanian carbonates northern edge of the Amazon basin – Jatapú river**. 119 pp. Dissertation (Degree Master of Science) – Instituto de Ciências Exatas, Universidade Federal do Amazonas, Manaus - AM, 2012.

In the Amazon Basin the sedimentary record of the Tapajós Group comprises rocks of economic interest in the building industry and oil exploration. Specifically the carbonate rocks are used as the main raw material in the cement manufacturing, but they also might be interesting traps for oil. The limestones located in the Jatapú river, northern edge of the Amazon Basin, Urucará/AM was the object of this study and they are currently being explored by the João Santos Group for cement production. The multi-approach study, including faciology, microfaciology, mineralogy, chemical and stable isotopes data, was undertaken to understand the geological history of these rocks. A total of 46 samples were taken every 0.50 m³ along a 15-m high stratigraphic section that was divided in three main levels. The lower level consists of pure carbonate rocks with calcite and quartz (high content of CaO), followed by a middle level of shale formed by kaolinite, illite/muscovite, pyrite, ankerite and dolomite with the highest concentrations of SiO₂, MgO, Al₂O₃, Fe₂O₃, K₂O, trace elements (Sc, V, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Zr, Nb, Mo, Cs, Hf, Pb, Th) and rare earth elements among the levels. Finally, the upper level corresponds to a limestone and consists of calcite and dolomite intercalated by kaolinitic material. In these three levels were identified eight facies and 21 microfacies. The microfaciology characterization allowed us to group them into three facies associations, which are representative of lagoon (AF1), bioclastic bank (AF2) and shallow marine (AF3) environments. Furthermore, the integration of microfaciology and carbon and oxygen isotopic data led us to identify the presence of diagenetic meteoric fluids and B- and C-types dolomites. The lagoon environment comprises shales, dolomites and fossiliferous mudstones foraminifera, echinoderms, brachiopods, gastropods, pelecypods, ostracods, bryozoans and peloids. Based on this association and the carbon and oxygen isotopic signatures we may suggest the existence of an effective connection with a marine environment. The bioclastic bank, which the transition from the lagoon environment is marked by the presence of ooids, is characterized by bioclastic fragments and disjointed shell suggesting an intertidal environment. The marine environment in the subtidal conditions is marked by large amounts of bioclastic fragments and almost lack of lime mud. These conditions are consistent with a depositional model of shallow carbonate ramp developed in a hot and humid environment.

Key-words: Carbonate of basin Amazon, river Jatapú, microfaciology, chemical composition, stable isotopes.

Lista de Ilustrações

Figura 1: Classificação quanto ao tipo de rampa carbonática, segundo Read (1982).	21
Figura 2: Plataforma carbonática com borda, segundo Ginsburg & James (1974).	21
Figura 3: Plataforma carbonática do tipo epicontinental, segundo Tucker & Wright (1990).	22
Figura 4: Plataforma carbonática do tipo isolada, segundo Tucker & Wright (1990).	22
Figura 5: Plataforma carbonática do tipo afogada, segundo Tucker & Wright (1990).	22
Figura 6: Modelo de fácies e cinturões carbonáticos com as principais fácies características dos subambientes de plataforma, variando desde zona litorânea até marinho profundo. Modificado de Wilson (1975).	24
Figura 7: Modelo deposicional do tipo rampa carbonática classificado de acordo com Tucker & Wright (1990) e Burchette & Wright (1992).	24
Figura 8: Localização das áreas diagenéticas e influências das águas que circulam numa bacia. Modificado de Galoway, (1984).	26
Figura 9: Localização da bacia do Amazonas e da mina da NASSAU na borda norte, assim como a representação da sedimentação com base na idade, além da compartimentação em quatro blocos estruturais. Modificado de Wanderley Filho (1991) e Scomazzon, (2004).	28
Figura 10: Mapa geológico do embasamento da Bacia do Amazonas. Modificado de Cordani <i>et al.</i> , (1984).	29
Figura 11: Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas de acordo com Cunha <i>et al.</i> , (2007).	30
Figura 12: Mapa de Localização das minas pertencente a NASSAU, sendo a mina de Ca (Calcário) alvo desse estudo. Modificado de Reis, <i>et al.</i> , (2006).	36
Figura 13: Frente de lavra estudada da mina da NASSAU e perfil litoestratigráfico (A). Piso da mina (B); detalhe das fácies encontradas nos níveis: inferior (C), nível médio (D) e nível superior (E). Fácies (Caia) calcarenito com intercalações de argila, (Camf) calcarenito maciço fossilífero, (Fcl) folhelho calcífero laminado, (Dol) dolomito, (Cat) calcarenito tabular, (Cas) calcarenito com estilólitos, (Casc) calcarenito com estilólito e cherts e (Cam) calcarenito maciço.	41
Figura 14: Cherts encontrado no nível inferior. Em (A) na fácies calcarenito maciço (Cam) envolvido com oóides.	45
Figura 15: Packstone bioclástico peloidal. (A e B) diferentes tipos de foraminíferos, (B e C) equinodermas com cimento sintaxial de calcita e parcialmente substituído por sílica amorfa. . (Br) Braquiópode, (Eq) equinoderma, (Pe) pelóide, (Fo) foraminífero e (Ce) calcita espática. Nicóis paralelos em (A e B) e nicóis cruzados em (C).	46
Figura 16: Packstone bioclástico peloidal. (A) braquiópode de estrutura crenulada, (B) gastrópode com calcita espática e pelóides, (C) bivalves com preenchimento de calcita espática, (D) pelóides fraturados e (E) pelóides fraturados. (Br) Braquiópode, (Eq) equinoderma, (Pe) pelóide, (Fo) foraminífero, (Ga) gastrópode, (Bi) bivalve, (Oo) oóide e (FAT) fratura. Nicóis paralelos em (A, B, C, D e E).	47
Figura 17: Grainstone peloidal bioclástico. (A e B) Molde de carapaça de gastrópode preenchido por calcita espática e inclusões de pelóides, (C e D) braquiópode de estrutura fibrosa preenchido por sílica amorfa assim como nos equinodermas. (Br) Braquiópode, (Ga) gastrópode, (Fo) foraminífero, (Eq) equinoderma, (Pe) pelóide, (Cha) sílica amorfa e (Ce) calcita espática. Nicóis paralelos em (A e C) e nicóis cruzados em (B e D).	49
Figura 18: Grainstone bioclástico. (A) Tipos de foraminífero como <i>Tricites sp.</i> , pelóides e equinodermas. A calcita espática ocorre como preenchimento de bioclastos e como	50

- cimento; (B) Tipos de braquiópodes com estrutura fibrosa, (C) crenulado, e (D) fibrosa com pelóides internamente; (Eq) Equinodermas, (Fo) foraminíferos, (Fo-F) *Tricites sp.* (Pe) pelóides, (Br) braquiópodes. Nicóis paralelos em (A, C e D) e nicóis cruzados em (B).
- Figura 19: Grainstone bioclástico. Braquiópode com preenchimento de sílica amorfa. (Pe) Pelóide, (Br) braquiópodes e (Cha) sílica amorfa. Nicóis cruzados. 51
- Figura 20: Grainstone bioclástico. (A) crinóide e equinóide com cimento sintaxial de calcita, (B) briozóario com zóecios preenchidos por calcita espática, (C) gastrópode em seção transversal bastante micritizados, (D) pelecípode (bivalve) preenchido por calcita espática com envelope micrítico, (E) oóides com núcleo de foraminíferos, carapaças micritizadas e calcita espática. (Eq) Equinodermas, (Cr) crinoides, (Fo) foraminíferos, (Pe) pelóides, (Ga) gastrópodes, (Ci) cimento micrítico, (Br) braquiópodes, (Bz) briozóarios. Nicóis paralelos em (D e E) e nicóis cruzados em (A, B e C). 52
- Figura 21: Wackestone oolítico. (A e B) Oóides com núcleo de braquiópode do tipo *Composita sp.* e calcita espática além de pelóides, (C e D) equinodermas com envelope micrítico preenchido por calcita espática com cimento em mosaico e em franja nas bordas, e (E e F) gastrópodes em seção geopetal com inclusões de braquiópode e pelóide. (Br) Braquiópodes, (Pe) pelóides, (Oo) oóides, (Eq) equinodermas e (Ga) gastrópodes. Nicóis paralelos em (A, C e E) e nicóis cruzados em (B, D e F). 54
- Figura 22: Wackestone peloidal bioclástico. (A) Foraminíferos e equinodermas com cimento sintaxial e fratura preenchida por calcita e anidrita (A, B, C e D) tipos de equinodermas, (E e F) molde de gastrópode preenchido por calcita espática e pelóides. (Ga) Gastropóde, (Cal) calcita, (Fo) foraminífero, (Eq) equinoderma, (Br) braquiópode, (Cha) sílica amorfa e (Pe) pelóides. Nicóis paralelos em (C e E) e nicóis cruzados em (A, B, D e F). 56
- Figura 23: Wackestone peloidal bioclástico. (A e B) Gastropóde em corte transversal. (Ga) Gastropóde, (Br) braquiópode, e (Pe) pelóides. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 57
- Figura 24: Grainstone peloidal oolítico. (A e B) Oóide micritizado com dois núcleos. (Oo) oóide, (Pe) pelóide. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 58
- Figura 25: Grainstone peloidal oolítico. (A) Equinoderma com cimento sintaxial de calcita e (B) Foraminífero do tipo *Tricites sp.* braquiópodes com envelope micrítico, oóides e pelóides. (Pe) Pelóide, (Eq) equinoderma, (Br) braquiópode, (Fo) foraminífero e (Fo-T) foraminífero do tipo *Tricites sp.* Nicóis paralelos em (B) e nicóis cruzados em (A). 58
- Figura 26: Wackestone peloidal. (A) e (B) Equinodermas micritizados, com cimento sintaxial e preenchidos por sílica amorfa e pelóides. (Pe) pelóide, (Eq) equinoderma, (Cha) sílica amorfa e (Ce) calcita espática. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 59
- Figura 27: Wackestone peloidal. (A) Testa de foraminífero do tipo milioloid, (B e C) ostracode em seção geopetal e braquiópode parcialmente preenchido por sílica amorfa e (C) tipos de cimentos de calcita (a) mosaico (b) blocosa. (Fo) Foraminífero, (Pe) pelóide, (Br) braquiópode, (Os) ostracodes e (Ce) calcita espática. Nicóis paralelos em (A e B) e nicóis cruzados em (C). 60
- Figura 28: Mudstone bioclástico. (A e B) Braquiópode do tipo *Composita sp.* e moldes de carapaças (pelecípode). (Br) braquiópodes, (Mc) moldes de carapaças. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 61
- Figura 29: Mudstone bioclástico. (A) Foraminífero e espinhos de braquiópodes micritizados e (B) fratura preenchida por calcita espática, evaporitos e a presença de poros. (FAT) Fratura, (EP) espinho, (Po) poro e (Fo) foraminífero. Nicóis paralelos em 61

(A) e nicóis cruzados em (B).

Figura 30: Grainstone oolítico peloidal. (A) Vários tipos de oóides e calcita preenchendo os espaços intergranular, (B e C) braquiópode punctate com estrutura crenulada e pelóides e (D) intraclastos e foraminíferos com câmaras preenchidas por calcita espática e poros preenchidos por cristais finos de calcita. (Oo) oóide, (Int) intraclasto, (Br) braquiópode, (Pe) pelóide (Po) poro e (Fo) foraminífero. Em (B e D) nicóis paralelos e em (A e C) nicóis cruzados. 63

Figura 31: Wakestone bioclástico dolomitizado. Em (A) molde de bioclasto, (B) molde de bioclasto com preenchimento de calcita espática. (Mc) molde de carapaças. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 64

Figura 32: Wakestone bioclástico dolomitizado. Em (A) equinoderma e vários fragmentos de bioclastos emersos em matriz dolomítica e (B) equinoderma com extinção a 90°. (Eq) equinoderma. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 65

Figura 33: Dolomito com moldes de bioclasto. (A) Equinoderma em dolomito; (B e C) moldes de carapaças preenchidas por calcita, (D) grãos de quartzos em matriz dolomítica; (E) níveis de matéria orgânica ou fitas de dissolução. Equinoderma (Eq), molde de carapaças (Mc), quartzo (Qtz), poro (Po) e matéria orgânica (Mo). Nicóis paralelos em (A, B e D) e nicóis cruzados em (C). 66

Figura 34: Dolomito. (A) dolomito de textura xenomórfica e fábrica não-planar, (B) grãos de quartzo terrígenos angulosos, (C) porosidade intercrystalina e (D) níveis de matéria orgânica. Quartzo (Qtz), pirita (PY), dolomita (Dol) e níveis de matéria orgânica (NM). Nicóis paralelos em (A e C) e nicóis cruzados em (B). 67

Figura 35: Calcário cristalino com variação granulométrica (A e B) e presença de matéria orgânica (C e D). (Mo) Matéria orgânica e (Cal) cristais de calcita. Nicóis paralelos em (A e C) e nicóis cruzados em (B e D). 68

Figura 36: Packstone bioclástico com grão terrígenos. (A e B) Intraclasto com cristais de calcita espática e fragmentos de bioclastos com envelope micrítico. (Eq) Equinoderma, (Int) intraclastos, (Fo) foraminíferos e (Br) braquiópodes. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 69

Figura 37: Packstone bioclástico com grão terrígenos. (A e B) Braquiópodes com substituição por sílica amorfa, (C e D) gastrópode com pelóides no interior do fragmento, cimento de calcita espática e bivalves articulado, em (E e F) ocorre equinodermas sendo substituído por sílica amorfa, oóides com núcleo de bioclastos micritizados e intraclastos com fragmentos de bioclastos com calcita espática. (Eq) Equinoderma, (Int) intraclasto, (Fo) foraminíferos, (Br) braquiópodes, (Ce) calcita espática, (Pe) pelóides, (Cha) sílica amorfa, (Oo) oóides e (Br) braquiópodes. Nicóis paralelos em (A, C e E) e nicóis cruzados em (B, D e F). 71

Figura 38: Packstone oolítico bioclástico. (A e B) Vários tipos de núcleo de oóides emersos em matriz micrítica, além de equinodermas e foraminíferos. (Oo) Oóide, (Eq) equinoderma e (Fo) foraminífero. Nicóis paralelos em (B) e nicóis cruzados em (A). 72

Figura 39: Packstone oolítico bioclástico. (A e B) Vários tipos de núcleo de oóides emersos em matriz micrítica, além de equinodermas e foraminíferos. (Oo) Oóide, (Eq) equinoderma e (Fo) foraminífero. Nicóis paralelos em (B) e nicóis cruzados em (A). 73

Figura 40: Mudstone bioclástico com grãos terrígenos. (A e B) Grãos terrígenos de quartzos e níveis de matéria orgânica. (Mo) níveis de matéria orgânica e (Qtz) grãos de quartzo. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (D). 73

Figura 41: Packstone bioclástico. (A) Fluxo dolomitizado com bioclastos, (B, C, D e E) tipos de braquiópodes, (B, D e E) braquiópode *Composita sp.*, trilobita (D e E), equinoderma (D, E e F), (F) foraminíferos e fragmentos de diversos tipos de bioclastos. (Br) Braquiópode, (Br-C) braquiópode do tipo *Composita sp.*, (Fo) foraminífero, (Eq) 75

- equinoderma, (Cd) conchas desarticuladas, (Tr) trilobita e (Dol) dolomita. Nicóis paralelos em (D e F) e nicóis cruzados em (A, B, C e E).
- Figura 42: Packstone bioclástico. Em A e B ostracode preenchido por micrito e calcita espática, além de e fragmentos de bioclastos. (Os) ostracodes. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 76
- Figura 43: Wackestone híbrido bioclástico. (A e B) Grãos terrígenos de quartzo em matriz micrítica com a presença de bioclastos. (Qtz) Quartzo, (Oo) oóides e (Bz) briozoário. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 77
- Figura 44: Wackestone peloidal bioclástico com grãos terrígenos. (A e B) grãos de quartzos, laminações de matéria orgânica, equinodermas, pelóides e conchas desarticuladas. (Bi) bivalves, (Eq) equinodermas, (Mo) matéria orgânica, (Pe) pelecípodes, (Cd) conchas desarticuladas e (Qtz) grãos de quartzos. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B). 78
- Figura 45: Wackestone peloidal bioclástico com grãos terrígenos. , (A) Ostracodes preenchido de calcita espática e internamente micritizado, (B) fragmento de briozoário preenchidos por calcita espática e os zoécios micritizados e (C) braquiópodes do tipo *Composita sp.*. (Eq) Equinodermas, (Os) ostracodes, (Bz) briozoário e (Br-C) *Composita sp.*. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B e C). 79
- Figura 46: Packstone peloidal oolítico. (A) Oóide policomposto, ou seja, com dois núcleos. (B) braquiópode com envelope micrítico, assim como em (C) e (D) oóides com núcleos de bioclastos micritizados e fragmento de trilobita. (Oo) oóides, (Pe) pelóides, (Br) braquiópodes e (Tr) trilobitas. Nicóis paralelos em (A e B) e nicóis cruzados em (C e D). 81
- Figura 47: Packstone bioclástico oolítico. (A) Equinoderma com cimento sintaxial de calcita e fragmento de braquiópode, (B) oóide com núcleo de bioclasto, (C e D) oóide de estrutura radial emerso em matriz micrítica com núcleo de bioclasto micritizado. (Eq) Equinoderma (Br), braquiópode e (Oo) oóide. Nicóis paralelos em (B e C) e nicóis cruzados em (A e D). 82
- Figura 48: Processos diagenéticos que ocorre na *Eodiagênese*. (A) Cimento de calcita espática na matriz e no bioclástico, além de envelope micrítico; (B) cimento na forma de menisco; (C) cimento sintaxial em equinoderma, e ; (D) cimento na forma de franjas finas. Calcita espática (Ce), envelope micrítico (Em), cimento na forma de menisco (Cm), cimento sintaxial (Cs), franjas finas (Ff). Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B, C e D). 84
- Figura 49: Porosidade e diagênese que ocorre na *Eodiagênese*. (A) Geração da porosidade do tipo intragranular; (B) porosidade do tipo módica e canal; (C) porosidade do tipo vug; (D) porosidade do tipo intergranular e (E) intensa micritização com a geração de pelóides e envelope micrítico. Porosidade intragranular (P intra), porosidade intergranular (P inter), porosidade módica (Pm), canal (Cn), vug (Vug), envelope micrítico (Em), micritização (Mi) e pirita (Py). Nicóis paralelos em (A, B, C, D e E). 85
- Figura 50: Dolomitização e silicificação na *Eodiagênese*. (A) Substituição de calcita por sílica; (B) dolomitização da matriz calcítica, e; (C) total dolomitização tanto da matriz calcítica como de bioclastos. (Cha) sílica amorfa e (Dl) dolomitização. Nicóis cruzados em (A, B e C). 86
- Figura 51: Processos diagenéticos que ocorre na *Mesodiagênese*. (A) Contato do tipo pontual a reto; (B) contato côncavo-convexo; (C) fratura preenchida por calcita espática. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B e C). 87
- Figura 52: Processos diagenéticos que ocorre na *Mesodiagênese*. (A) Níveis de matéria orgânica e (B) estilólitos. (Mo) matéria orgânica e (Est) estilólitos. Nicóis cruzados em (A). 88

Figura 53: Modelo deposicional idealizado para os carbonatos da borda norte da bacia do Amazonas.	92
Figura 54: Perfil litoestratigráfico e difratogramas representativo de cada nível da sucessão estudada. Primeira seção (P3-7, P3-3), segunda seção (P2-5), terceira seção (P1-6) e quarta seção (P1-BASE). Caulinita (Kln), muscovita (Ms), illita (Ill), quartzo (Qtz), dolomita (Dol), ankerita (Ank), pirita (Py) e calcita (Cal).	94
Figura 55: Variação na composição química em relação aos óxidos maiores ao longo do perfil litoestratigráfico da área estudada.	97
Figura 56: Concentração dos elementos traços nos diferentes níveis da sucessão estudada.	100
Figura 57: Concentração dos elementos terras raras nos diferentes níveis da sucessão estudada.	102
Figura 58: Ciclo do oxigênio. Modificado de Dansgaard (1964).	104
Figura 59: Ciclo do carbono.	105
Figura 60: Perfil estratigráfico com assinatura isotópica de carbono e oxigênio ao longo do perfil da área estudada.	107
Figura 61: Gráfico de isótopos estáveis de carbono e oxigênio das rochas carbonáticas da borda norte da Bacia do Amazonas. Grupo (Gr).	109

Lista de Tabelas

Tabela 1: Associação de fácies de rochas carbonáticas referente à mina da NASSAU.	42
Tabela 2: Eventos diagenéticos na borda norte da bacia do Amazonas.	83
Tabela 3: Química dos carbonatos em relação aos óxidos maiores em porcentagem.	95
Tabela 4: Química dos carbonatos em relação aos elementos traços e razão Rb/Sr em ppm.	99
Tabela 5: Química dos carbonatos em relação aos terras raras em ppm.	101
Tabela 6: Valores da análise isotópica de carbono e oxigênio em rocha total.	106
Tabela 7: Valores da análise pontual dos isótopos de carbono e oxigênio.	110

Sumário

Introdução.....	i
Capítulo 1 – Rochas Carbonáticas.....	19
1.1 Generalidades.....	19
1.2 - Plataformas carbonáticas	20
1.3 - Fácies carbonáticas e diagênese.....	23
Capítulo 2 - Contexto Geológico	28
2.1 - Bacia do Amazonas.....	28
2.2 - O Paleozóico da Bacia do Amazonas	31
2.2.1 - Grupo Tapajós	32
2.2.1.1 - Formação Monte Alegre	32
2.2.1.2 - Formação Itaituba	33
2.2.1.3 - Formação Nova Olinda	33
2.2.1.4 - Formação Andirá.....	34
Capítulo 3 - Localização da Área de Estudo.....	36
Capítulo 4 - Métodos.....	37
4.1 - Análise Faciológica.....	37
4.2 - Petrografia.....	37
4.3 - Mineralogia e Geoquímica.....	38
4.4 - Isótopos Estáveis.....	39
Capítulo 5 – Resultados e Discussões.....	40
5.1 - Análises Faciológica e Microfácies	40
5.2 - Evolução Diagenética	83
5.3 - Associação de Fácies	88
5.3.1 - Associação de Fácies 1 (AF1) – Laguna	88
5.3.2 - Associação de Fácies 2 (AF2) – Banco Bioclástico	89
5.3.3 - Associação de Fácies 3 (AF3) – Inframaré	90
5.4 - Modelo Depositional	91
5.5. Composição Mineralogia	92
5.6. Geoquímica	95
5.6.1 – Elementos maiores	95
5.6.2 – Elementos traços	98
5.6.3 – Elementos terras raras (ETR)	100

5.7. Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio	103
5.7.1 - <i>Histórico</i>	103
5.7.2 – <i>Resultados Obtidos</i>	106
Capítulo 6 – Conclusões e Recomendações	112
Capítulo 7 – Referências Bibliográficas	114

Introdução

O Paleozóico da Bacia do Amazonas é caracterizado por uma megassequência constituída por rochas sedimentares como folhelhos, siltitos, arenitos, evaporitos e carbonatos, associadas a intrusões de diques e soleiras de diabásio do Mesozóico. Essa megassequência é subdividida em quatro sequências de segunda ordem, sendo destacada a Sequência Pensilvaniano-Permiana, que é alvo desse estudo.

A sequência Pensilvaniano-Permiana é representada pelo Grupo Tapajós que compreende as Formações Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá. Destas unidades as Formações Monte Alegre e Itaituba tem sido alvo de diversos estudos devido a seu potencial petrolífero, sendo os arenitos da Formação Monte Alegre considerados reservatório e, recobrando-os, carbonatos e evaporitos da Formação Itaituba seriam tanto reservatório quanto selantes de hidrocarbonetos (Torres, 1989). Essas rochas são consideradas correlacionáveis às que ocorrem na Bacia do Solimões, sendo que esta bacia, não possui rochas aflorantes sendo conhecida apenas através de testemunhos de sondagem. Na Bacia do Solimões, os carbonatos em questão fazem parte do Grupo Tefé da Formação Carauari e estão associados à siltitos e evaporitos.

Trabalhos de detalhe referentes à Bacia do Amazonas abordam em sua grande maioria aspectos relacionados às ocorrências da borda sul, sendo o conhecimento da borda norte da bacia restrito a geologia regional. Os dados disponíveis na literatura são produto do projeto RADAMBRASIL realizado na década de 1970, que tinha por objetivo o reconhecimento do território brasileiro em termos de geologia, geomorfologia, fauna e flora, com a realização do mapeamento na escala de 1:250.000. Um dos problemas, por exemplo, diz respeito à controvérsia quanto ao posicionamento estratigráfico das rochas carbonáticas da borda norte da bacia, pois segundo Reis *et al.*, (2006), na confecção do mapa geológico da região do rio Jatapú, os carbonatos em questão são pertencentes a Formação Nova Olinda de idade moscoviana – permiana (Playford & Dino, 2000), sendo que o mesmo autor na elaboração do relatório sobre a exploração dos calcários, sugere o posicionamentos dessas rochas como pertencentes à Formação Itaituba de idade neobashkiriana – moscoviana (Lemos, 1990; Playford & Dino, 2000).

Isto posto, faz-se notória a necessidade de estudos de detalhe que ajudem a compreender melhor as condições paleoambientais e a evolução diagenética das rochas encontradas na borda norte da bacia, que apresentam um grande potencial em termos econômicos. Para tal, o

desenvolvimento desta pesquisa teve como objeto de estudo parte da sucessão sedimentar aflorante na borda norte da Bacia do Amazonas, onde foram efetuados estudos faciológicos, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos.

O produto do estudo realizado é apresentado nessa dissertação estruturada em cinco capítulos. O *capítulo 1* compreende uma síntese com conceitos fundamentais sobre as características das rochas carbonáticas, envolvendo fácies, diagênese e tipos de plataformas carbonáticas. No *capítulo 2* é apresentado o contexto geológico regional da bacia do Amazonas, bem como a localização da área de estudo. O *capítulo 3* é referente aos métodos utilizados para o desenvolvimento da pesquisa. O *capítulo 4* é constituído pelos resultados obtidos e discussões sobre o significado destes. E finalmente, o *capítulo 5* apresenta as conclusões referentes aos resultados obtidos neste estudo.

Capítulo 1 – Rochas Carbonáticas

1.1 Generalidades

A maior parte dos sedimentos carbonáticos resulta de processos químicos (precipitados) e, principalmente bioquímicos (formado a partir de fragmentos de organismos), os quais ocorrem em ambientes marinhos específicos de águas quentes, claras e rasas (Wilson, 1975). São encontrados em zonas tropicais ou subtropicais mais quentes e formados dentro da própria bacia deposicional. A fábrica carbonática é fortemente regulada por condições inerentes à massa d'água como temperatura, salinidade, luminosidade, balanço de CO₂, profundidade da lâmina d'água, turbidez, etc. Outro aspecto importante é a presença de organismos bioconstrutores, com alto potencial de crescimento condicionado pelas variações do nível relativo do mar.

Rochas carbonáticas são relativamente complexas em virtude dos vários constituintes que as compõem, sobretudo fósseis, e os processos diagenéticos, como substituição, recristalização e cimentação que podem modificar consideravelmente a composição e textura original.

Esse tipo de rocha sedimentar, apresenta uma mineralogia composta basicamente por calcita, aragonita e dolomita podendo apresentar minerais do tipo siderita, magnesita, ankerita, dentre outros. A existência ou não de dolomita primária tem sido motivo de muita controvérsia ao longo do tempo. Hoje se acreditam que a precipitação de dolomita primária é rara e restrita a ambientes com condições de maior evaporação. Isso está relacionado ao seu comportamento cinético. Segundo Vasconcelos & McKenzie, (1997), em alguns casos a precipitação primária de dolomita pode está relacionada com atividade microbiana. No entanto, a calcita ou aragonita de um sedimento carbonático, pode ser convertida em dolomita depois da deposição. Parte dos íons de cálcio da calcita (ou da aragonita) é trocada por íons de magnésio da água do mar (ou de águas subterrâneas ricas nesses íons), que lentamente passam pelos poros do sedimento, convertendo o mineral carbonato de cálcio em dolomita.

Para classificar as rochas carbonáticas, especialistas se reuniram em Denver no Colorado, para o simpósio “*Classification of Carbonate Rocks*” em 1961, onde foram propostas várias classificações, sendo as mais utilizadas no meio geológico às classificações de Folk (1959/1962) e Dunham (1962). Classificações essas, que serviram de base para a fundamentação de posteriores classificações, como por exemplo, a de Embry e Klovan

(1971), que ao analisarem os carbonatos devonianos do Canadá, estabeleceram uma classificação para calcários bioconstrutores.

A classificação de Folk foi fundamentada na composição das rochas carbonáticas levando em consideração a petrografia, onde foram considerados grãos, matriz e cimento da mesma forma que as rochas siliciclásticas. A classificação proposta por Dunham têm como base a textura deposicional, onde a rocha é suportada pelos grãos ou pela matriz.

1.2 - Plataformas carbonáticas

Os conceitos e modelos que definem plataforma são divergentes e possuem particularidades dependendo dos autores que os apresentam. Os modelos deposicionais atuais para plataformas carbonáticas foram desenvolvidos a partir dos modelos das Bahamas, costa da Flórida nos Estados Unidos e Yucatan no México.

O termo plataforma carbonática envolve desde ambientes litorâneos até o talude, quais sejam favoráveis à formação e acumulação de sedimentos carbonáticos. A plataforma carbonática se desenvolve em vários ambientes geotectônicos, mas particularmente ao longo de margens continentais passivas, bacias intracratônicas, *rifts* abortados, bacias de *back-arc* e de *foreland* (Tucker, 1990). Segundo Ahr (1973), o ambiente carbonático pode ser classificado em dois tipos principais com base na morfologia do substrato e distribuição de fácies, a saber: rampa e plataforma (ou plataforma com barreira).

Read (1982) define as rampas carbonáticas como as que apresentam mergulhos suaves, geralmente menores que 1°, com fácies de alta energia situando-se próximo à costa. Em direção à bacia, não ocorre uma quebra significativa no talude, e as fácies passam gradativamente para fácies características de águas mais profundas e de menor energia. Dois tipos de rampa são definidos: rampas homoclinais e rampas distalmente escarpadas (Figura 1).

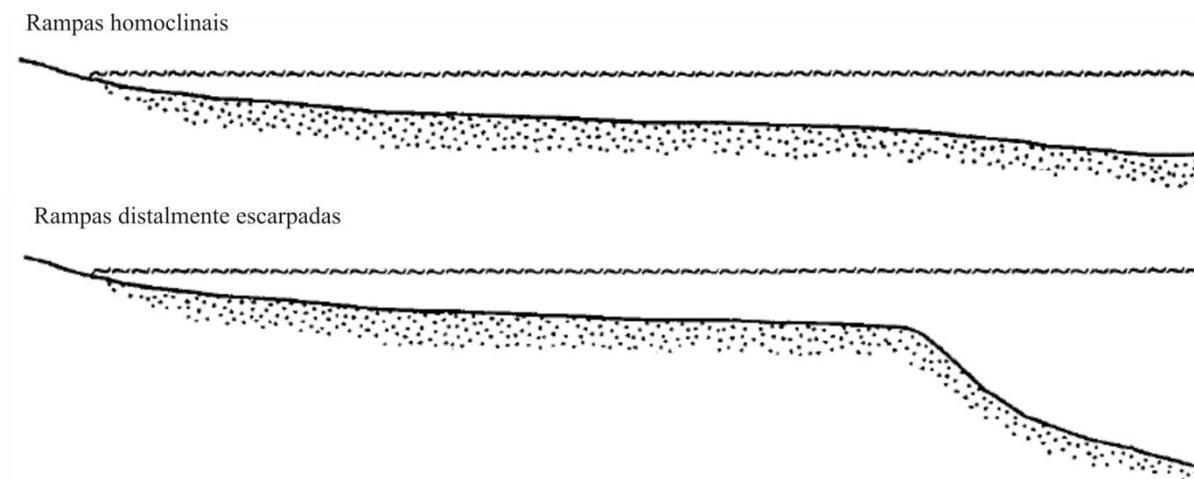


Figura 1: Classificação quanto ao tipo de rampa carbonática, segundo Read (1982).

Outros autores dentre eles Wilson, (1975); Reading, (1986); Tucker & Wright, (1990) também caracterizaram os diferentes tipos de plataformas, como plataforma com borda, epicontinental, isolada e afogada, onde cada um dos tipos apresenta um padrão particular de fácies e sucessão de fácies (Ginsburg, 1957; Wilson, 1975; Barthurst, 1975; Moore, 1989).

Formada em ambientes de águas rasas, a plataforma com borda (Figura 2) apresenta um talude acentuado em direção às águas profundas, cuja borda íngreme composta por barreiras recifais localiza-se nos limites de águas rasas com uma parte interna de lagunas restritas. A região de borda costuma ser bastante turbulenta e agitada, devido o ambiente ser de alta energia. As barreiras recifais são resistentes o suficiente para proteger a área interna da ação de ondas, formando assim, um ambiente de águas calmas e restritas. Segundo James & Mountjoy (1983), as plataformas com bordas respondem de maneiras distintas às flutuações do nível do mar.

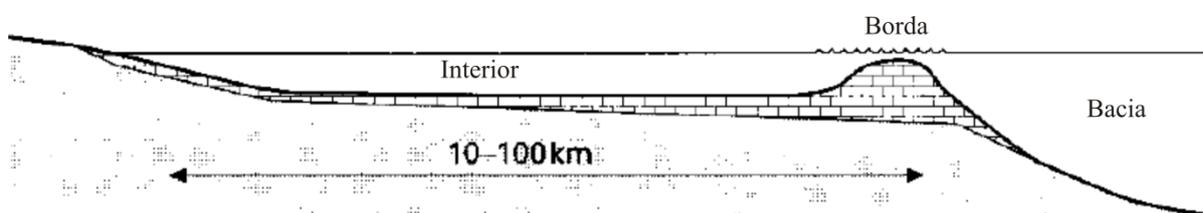


Figura 2: Plataforma carbonática com borda, segundo Ginsburg & James (1974).

Plataformas carbonáticas epicontinentais são grandes depósitos carbonáticos formados em águas marinhas rasas sobre extensos blocos continentais, com topografia bastante regular e extensa área deposicional (Figura 3). Em função de suas dimensões e baixíssimas

profundidades tem pouca influência de marés, correntes e ondas. No entanto, geram depósitos regular sendo a maioria sob condições de hipersalinidade.

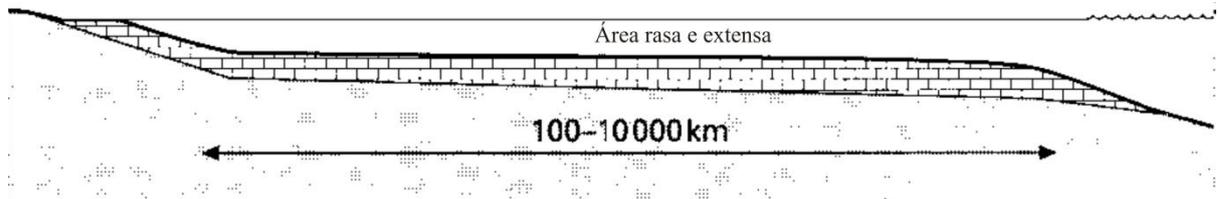


Figura 3: Plataforma carbonática do tipo epicontinental, segundo Tucker & Wright (1990).

As plataformas carbonáticas isoladas (Figura 4) são caracterizadas por depósitos carbonáticos de águas rasas rodeados por águas profundas, podendo chegar a grandes extensões. Nas plataformas isoladas menores, podem ser observadas características específicas, pois suas margens estão sujeitas a ação de ondas e correntes, ocasionadas pela orientação do vento e tempestades. Suas bordas apresentam estruturas recifais com taludes acentuados em direção a águas bastante profundas, com depósitos carbonáticos de fração arenosa e argilosa em seu interior. Um atol é um tipo de plataforma isolada, que é formada por cima de extintos vulcões após serem submetidos a subsidências.

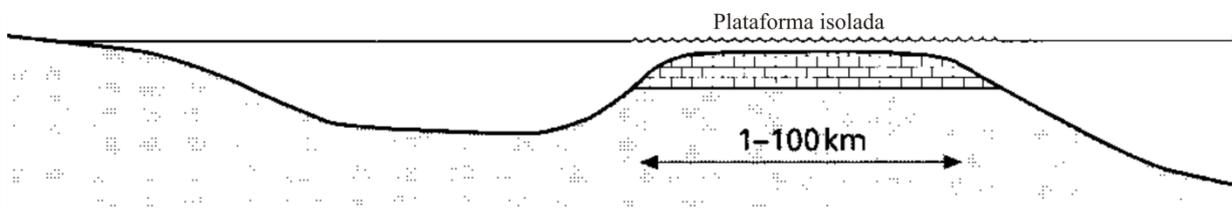


Figura 4: Plataforma carbonática do tipo isolada, segundo Tucker & Wright (1990).

E por fim, tem-se a plataforma carbonática afogada, a qual é formada quando ocorre a rápida subida do nível do mar (Figura 5).

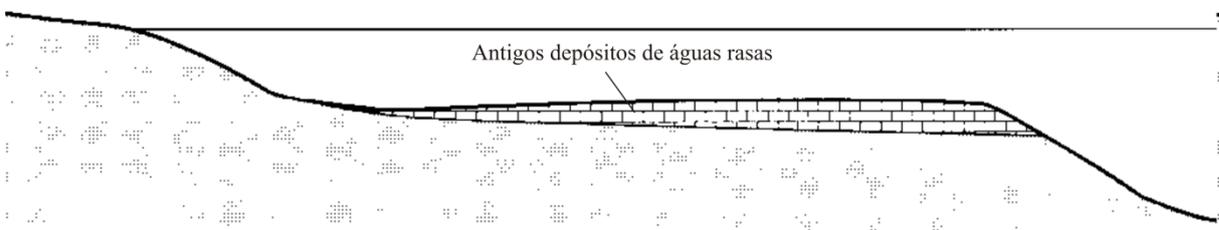


Figura 5: Plataforma carbonática do tipo afogada, segundo Tucker & Wright (1990).

Como dito ao mencionar os outros tipos de plataformas, geralmente os depósitos carbonáticos que ocorrem nas bordas das plataformas, conseguem acompanhar o ritmo de

elevação do nível do mar. Uma elevação mais drástica do nível do mar, pode estar associada a subsidências causadas por falhas tectônicas ou por grandes degelos. Outro cenário que pode afogar uma plataforma, sem elevações significativas do nível do mar, é quando a produção carbonática é restringida devido a fatores bioquímicos marinhos ou grandes mudanças climáticas. Ainda nesse tipo de plataforma, são encontradas finas camadas de depósitos de águas profundas sobrepostas aos antigos depósitos de águas rasas.

1.3 - Fácies carbonáticas e diagênese

As fácies que serão apresentadas neste levantamento bibliográfico incluem exclusivamente fácies carbonáticas marinhas, as quais abrangem desde ambientes influenciados por ondas de tempo bom (ondas normais) de plataforma rasa, até ambiente com ação de ondas de tempestade, em plataforma mais profunda.

Um modelo de fácies é um resumo generalizado de um dado sistema deposicional (Walker, 1992). Os primeiros modelos propostos para rochas carbonáticas foram modelos conceituais tentando mostrar distribuição espacial, tipos de rochas e biota, geralmente ao longo de uma costa. Estes modelos estáticos foram fortemente influenciados pela investigação de modelos como o das Bahamas, da Flórida e do Golfo Pérsico, que serviram como paradigmas para plataformas carbonáticas marinhas rasas.

Vários modelos de fácies carbonáticas são encontrados na literatura, normalmente como indicadores de plataformas ou rampas, onde a sedimentação carbonática é dominante. O modelo mais utilizado foi o proposto por Wilson (1975), que abrange nove cinturões de fácies compostos por vinte e quatro tipos de microfácies, além de caracterizar as fácies de todos os subambientes de plataforma, desde zonas litorâneas até a bacia marinha. Cada subambiente é descrito em termos de composição, biota, tipos de grãos e estruturas sedimentares, incluindo a ocorrência de sedimentos clásticos (Figura 6).

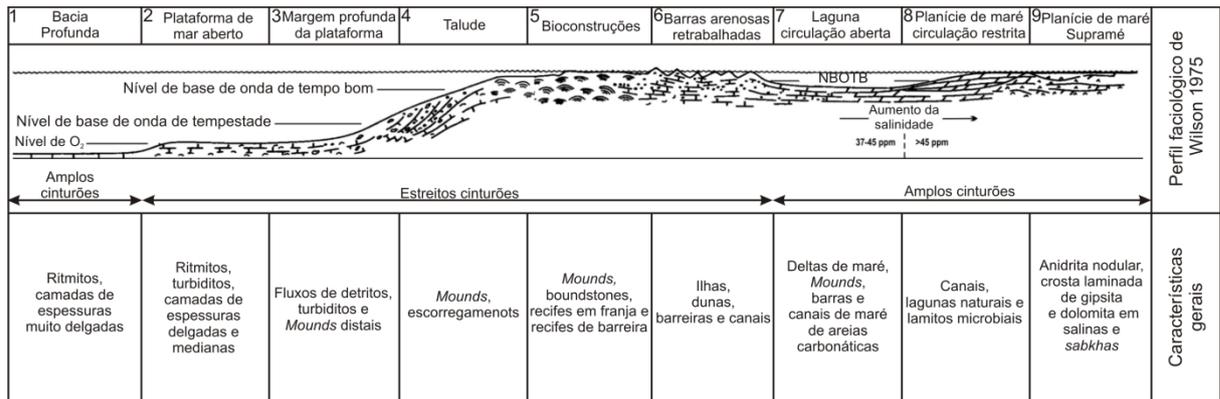


Figura 6: Modelo de fácies e cinturões carbonáticos com as principais fácies características dos subambientes de plataforma, variando desde zona litorânea até marinho profundo. Modificado de Wilson (1975).

Tucker (1992) define rampa carbonática como uma superfície inclinada, geralmente composta por uma linha de costa de maior energia, passando a uma rampa externa de águas profundas mais calmas, afetada periodicamente por tempestades. Assim, ao longo da linha de costa pode ocorrer um complexo de barreiras e planície de maré com laguna. As grandes estruturas recifais não são bem desenvolvidas em rampas carbonáticas, mas *patch reefs* podem estar presentes na rampa interna enquanto *mounds* e recifes de pináculos podem ocorrer em águas mais profundas, na rampa externa.

Em geral as rampas podem ser subdivididas de três formas de acordo com os processos deposicionais dominantes e fácies resultantes, sendo estas: rampa interna, rampa intermediária e rampa externa (Tucker & Wright, 1990; Burchette & Wright, 1992) (Figura 7).

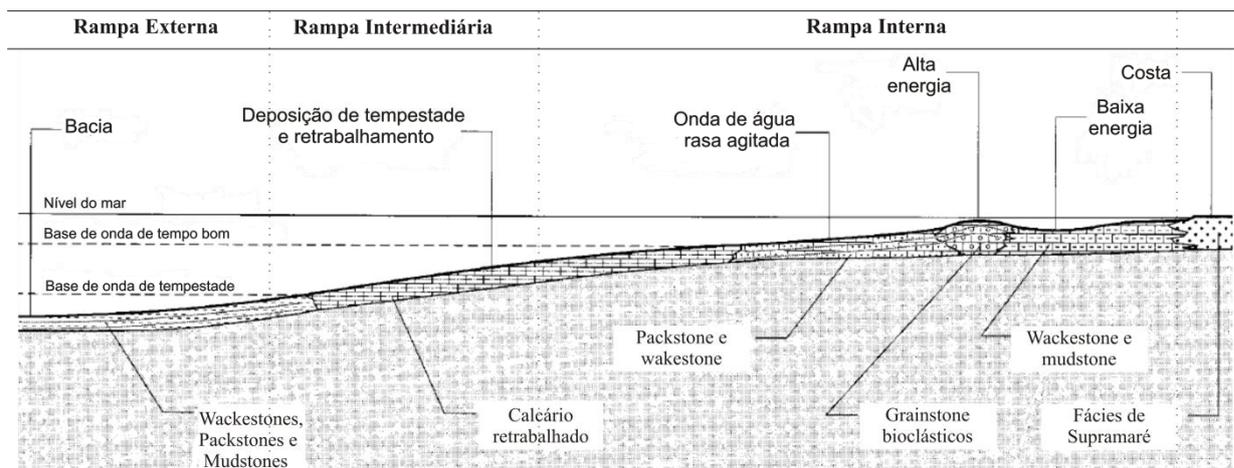


Figura 7: Modelo deposicional do tipo rampa carbonática classificado de acordo com Tucker & Wright (1990) e Burchette & Wright (1992).

A rampa interna compreende a zona acima do nível de base das ondas de tempo bom (ondas normais), onde a atividade de ondas e correntes é quase constante. Similar aos sistemas siliciclásticos ao longo da linha de costa, podem ocorrer depósitos lagunares, planície de maré e bancos de areia, dependendo da energia das ondas e correntes. Em rampas com atuação de alta energia as fácies dominantes são *grainstones* esqueletais, oolíticos ou pelóides. Em termos de rampa intermediária, restringe-se entre o nível de base das ondas de tempo bom e o nível de base das ondas de tempestade, sendo os processos dominantes associados à tempestade. Depósitos de retrabalhamento da rampa externa compõem as fácies dominantes neste intervalo. Por fim, tem-se a presença da rampa externa localizada abaixo do nível de base de ondas de tempestades, caracteriza-se por apresentar baixa energia com predominância das fácies compostas por *wackestones*, *packstones* e *mudstones*.

Nas rampas distais escarpadas, o aumento da declividade na passagem da rampa intermediária para a rampa externa faz com que os processos de sedimentação e os depósitos gravitacionais associados (fluxo de detritos, escorregamentos, turbiditos) sejam comuns, mas não ocorrendo nas rampas homoclinais.

A distribuição de fácies carbonáticas pode ser entendida como a história deposicional da bacia, possibilitando a interpretação de informações como energia do ambiente, clima, paleotemperatura, paleolatidade, entre outros fatores, tornando essas rochas excelentes indicadores paleoambientais (Tucker & Wright, 1990). Em se tratando de estudos faciográficos, é observada a atuação da diagênese modificando a composição primária da rocha.

A diagênese consiste em mudanças físicas ou químicas após a deposição e envolve diferentes processos que ocorrem desde ambientes marinhos (vadoso e freático) e meteóricos (vadoso e freático) próximos à superfície até ambientes de soterramento profundo antes de atingir o campo do metamorfismo. Ainda nos ambientes de soterramento, também pode ocorrer hidrotermalismo, que é definido como alterações na rocha que ocorrem sob condições de soterramento, gerados pela passagem de fluídos com temperatura maior que a da rocha de formação. Neste caso os fluídos são de fora do sistema, migrando através de falhas e fraturas, resultando em dolomitização e até na geração de depósitos de zinco e chumbo (Sverjensky, 1981).

A diagênese meteórica ocorre logo após a deposição do sedimento, caso exista progradação da linha de costa ou uma suave queda do nível do mar. Contudo, também pode

ocorrer tardiamente quando a rocha carbonática é soerguida. No ambiente de soterramento, a diagênese inicia onde terminam os processos superficiais, se estendendo até o limite onde têm início os processos metamórficos (Tucker, 1992).

A água do mar é bastante saturada em carbonato de cálcio, permitindo que os sedimentos depositados em águas rasas, possam ser cimentados logo após sua deposição, durante a *eodiagênese*. A atuação do fluxo de águas meteóricas, seja pela difusão nos interstícios dos sedimentos durante a *mesodiagênese*, seja pela percolação devido à exposição na *telodiagênese*, promove profundas alterações diagenéticas nas rochas carbonáticas. A identificação e interpretação destes processos podem esclarecer questões relativas às variações do nível do mar, sendo uma importante ferramenta de análise estratigráfica (Terra, 2001) (Figura 8).

Segundo Tucker (1992), os principais processos diagenéticos em rochas carbonáticas são: cimentação, recristalização, neomorfismo, dissolução, compactação e dolomitização.

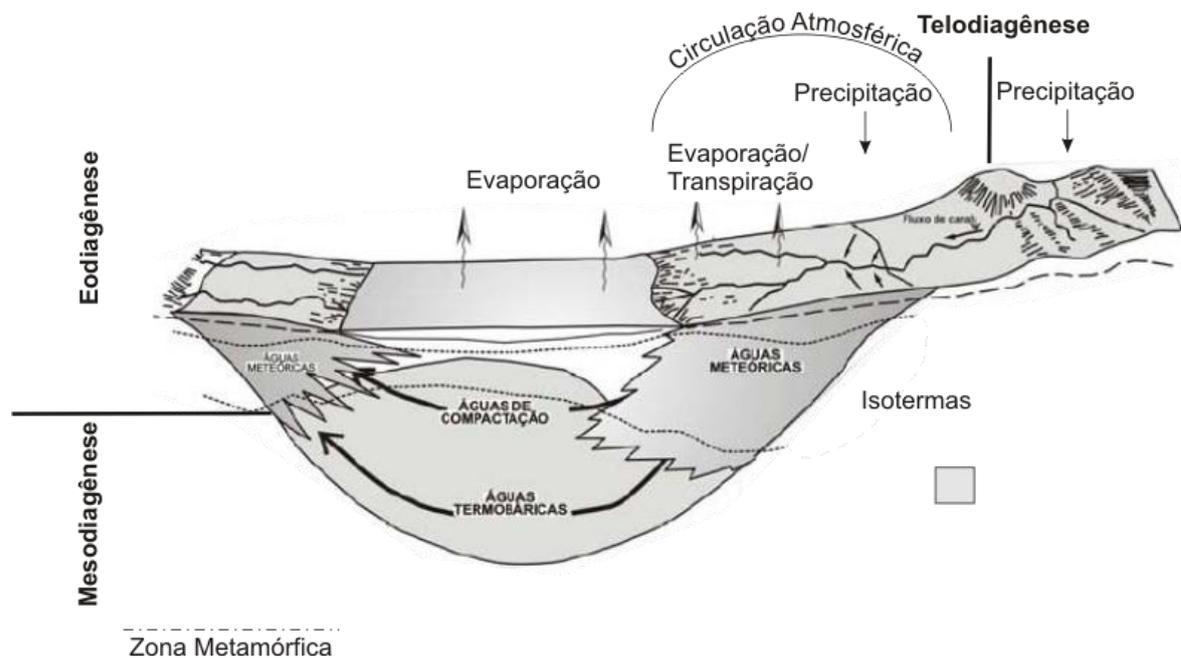


Figura 8: Localização das áreas diagenéticas e influências das águas que circulam numa bacia. Modificado de Galoway, (1984).

Cimentação é o processo de formação de novos minerais através da precipitação química nos poros existentes, o que promove o preenchimento parcial ou total dos mesmos, reduzindo assim a porosidade. Nos poros, também pode ocorrer **recristalização** e **dissolução**. A **recristalização** modifica a mineralogia e textura da rocha durante a litificação. Quando ocorre

a modificação da estrutura mineral sem alterar a composição química, o mineral resultante é considerado como produto de **neomorfismo**. A **dissolução** consiste em fluídos saturados que ocasionam a remoção de fragmentos esqueléticos, minerais instáveis e do próprio cimento levando ao aumento da porosidade (Tucker, 1992).

Compactação é o processo que reduz a espessura ou volume das camadas de sedimentos durante o soterramento, devido ao aumento da pressão litostática. Esse processo permite uma reorganização dos grãos do arcabouço e a expulsão dos fluídos presentes nos espaços intergranulares, acarretando a redução da porosidade. Uma característica marcante da compactação nos carbonatos é a compactação química, que resulta na formação de estilólitos. Este por sua vez, é geralmente disposto paralelamente ao acamamento e tem seus planos de sutura constituídos por argila e/ou óxido de ferro, além de quartzo.

Entende-se como **dolomitização** a substituição da calcita por dolomita, sendo necessário um fluído enriquecido em íons de Mg^{2+} . Esse fluído pode ser de origem marinha ou meteórica. Vários modelos de dolomitização, de como ocorre à percolação desses fluídos nos sedimentos são descritos por McKenzie (1991) e Tucker & Wright (1990).

Os depósitos carbonáticos são uma resposta das condições físico-químicas e biológicas reinantes no ambiente deposicional, sendo assim, a distribuição de fácies carbonáticas podendo ser entendida como um testemunho vivo da história ecológica e deposicional da bacia, possibilitando a coleta e interpretação de informações acerca do ambiente deposicional (Moutinho, 2006).

Capítulo 2 - Contexto Geológico

2.1 - Bacia do Amazonas

A bacia do Amazonas é uma bacia do tipo intracratônica, localizada no cráton Amazonas, onde ocupa uma área de aproximadamente 500.000 km². O registro sedimentar dessa bacia corresponde a uma espessura superior a 5000 m, cujos limites estão definidos da seguinte forma: Escudo das Guianas a norte, Escudo Brasileiro a sul, Arco de Gurupá a leste e Arco de Purus a oeste (Figura 9) (Cunha *et al.*, 2007).

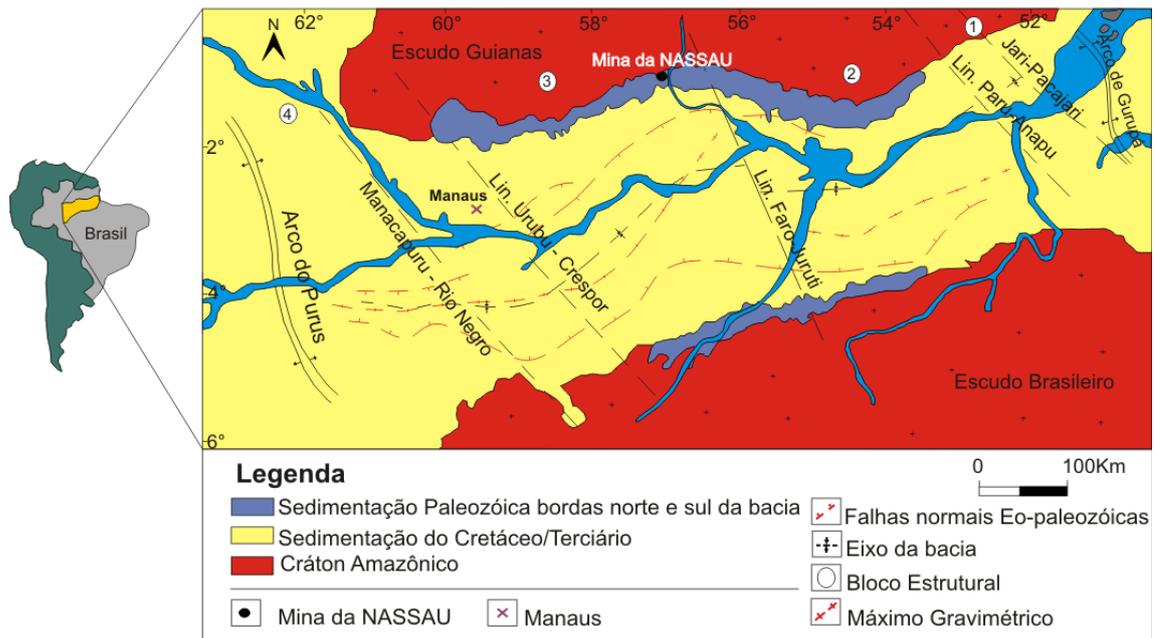


Figura 9: Localização da bacia do Amazonas e da mina da NASSAU na borda norte, assim como a representação da sedimentação com base na idade, além da compartimentação em quatro blocos estruturais. Modificado de Wanderley Filho (1991) e Scomazzon, (2004).

Segundo Neves *et al.*, (1989), a origem da bacia estaria relacionada à dispersão de esforços ocorridos no fechamento do Ciclo Brasileiro no Proterozóico. Esforços distensionais, gerados pelo *rift* precursor do Amazonas e pela reativação de fraturas pré-cambrianas, levaram a geração das estruturas transversais de idade Fanerozóica da bacia (Wanderley Filho, 1991). Após esses esforços distensionais, ocorreu o resfriamento das massas plutônicas dando início a subsidência térmica regional. Esses acontecimentos levaram ao desenvolvimento de uma sinéclise intracontinental (Montalvão & Bezerra, 1980), marcada por uma sedimentação em *onlap* a partir do Neo-ordoviciano (Cunha *et al.*, 1994).

Durante a fase de abertura da bacia houve reativação de zonas de fraqueza antigas, favorecendo o desenvolvimento de falhas de transferência que ocasionaram sua compartimentação em quatro blocos estruturais (Figura 9). No bloco 1 ocorrem estruturas transtensivas que englobam a megassequência devoniana-carbonífera; o bloco 2 exibe dobras e falhas inversas; o bloco 3 é caracterizado por dobras e falhas de empurrão, enquanto o bloco 4 mostra como principal feição tectônica as linhas de charneira (Wanderley & Costa, 1991).

O embasamento da bacia do Amazonas (Figura 10) é formado por rochas graníticas e metamórficas da Província Maroni-Itacaiúnas na porção oriental, pela Província Amazônia Central na porção central, e pela província Rio Negro-Juruena na porção ocidental. Essas três províncias suportam as rochas sedimentares do Fanerozóico, bem como as sequências vulcano-sedimentares do Proterozóico (Cordani *et al.*, 1984).

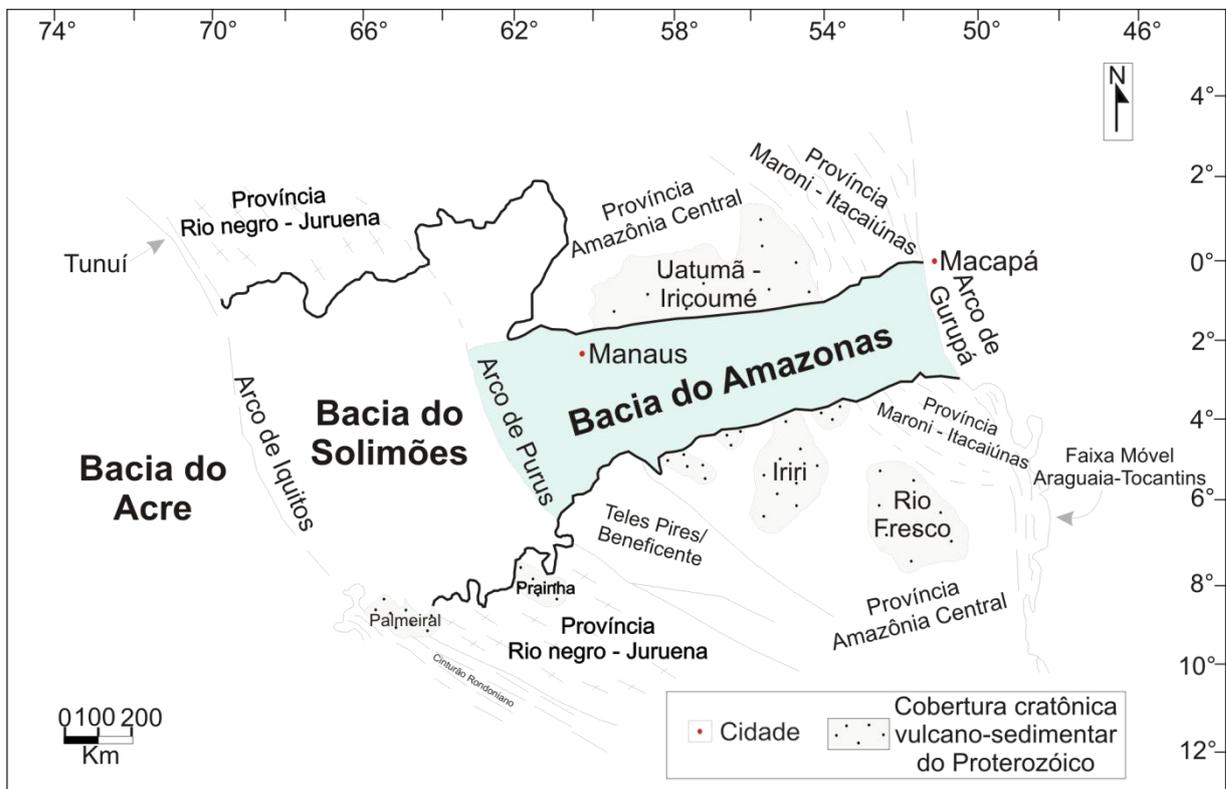


Figura 10: Mapa geológico do embasamento da Bacia do Amazonas. Modificado de Cordani *et al.*, (1984).

De acordo com Cunha *et al.*, (2007) a bacia do Amazonas apresenta duas megassequências de primeira ordem: sendo a primeira Megassequência Paleozóica dividida em quatro sequências de segunda ordem, a saber: Sequência Ordovício-Devoniana (Grupo Trombetas), Sequência Devono-Tournaisiana (Grupo Urupadi e Curuá), Sequência Neoviseana (Grupo Curuá apenas a Formação Faro) e a Sequência Pensilvaniano-Permiana

(Grupo Tapajós). A segunda Megassequência, que corresponde ao Mesozóico-Cenozóico é representada apenas pelo Grupo Javari (Figura 11).

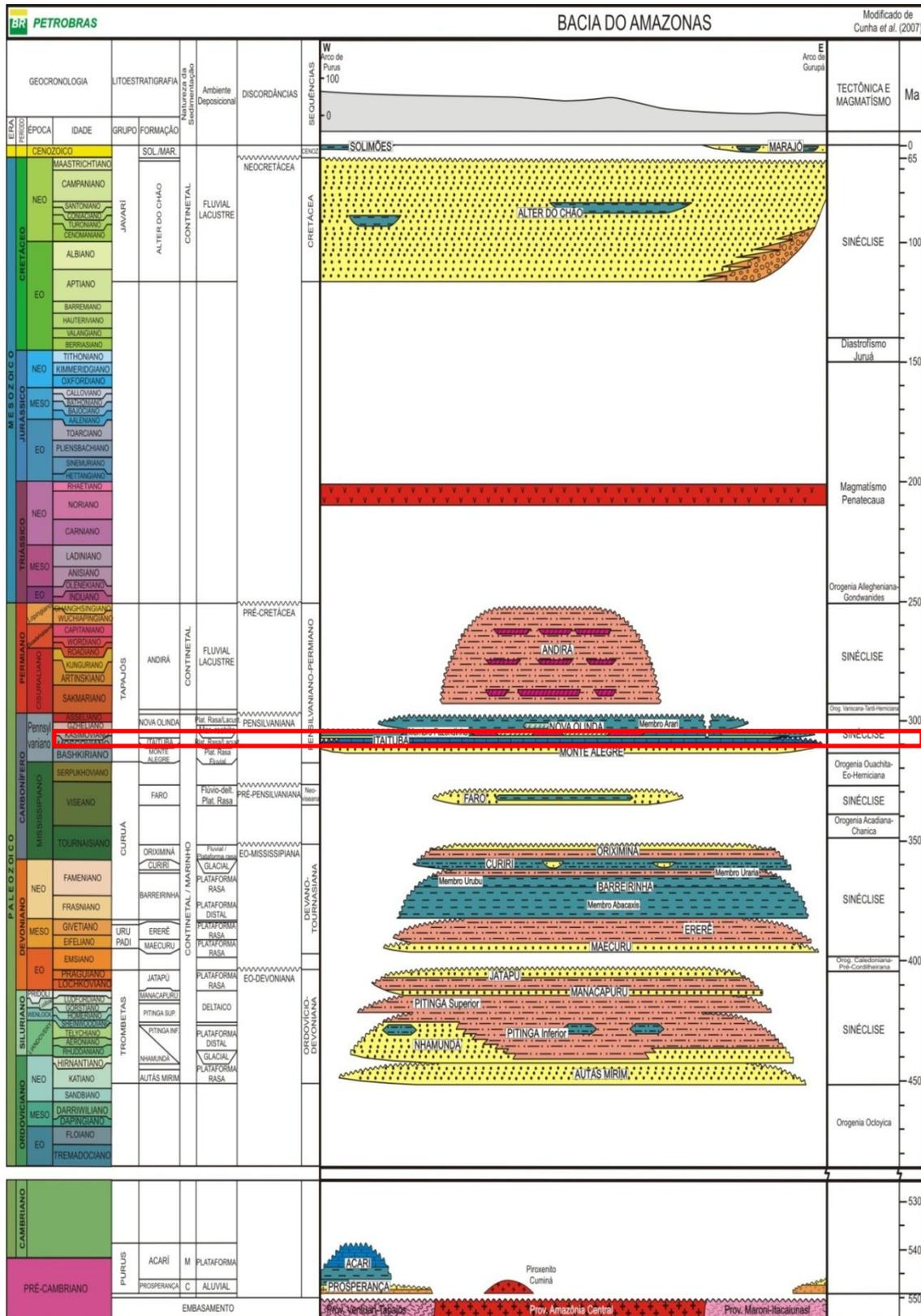


Figura 11: Carta estratigráfica da Bacia do Amazonas de acordo com Cunha et al., (2007).

Um levantamento mais detalhado sobre o Paleozóico da Bacia do Amazonas, mais precisamente o Grupo Tapajós e suas respectivas formações, é apresentado abaixo devido a área de pesquisa estar relacionada às deposições desse período.

2.2 - O Paleozóico da Bacia do Amazonas

As primeiras deposições de rochas sedimentares Paleozóicas na bacia do Amazonas estão representadas pelo Grupo Trombetas (Eo-ordoviciano), com alternâncias entre sedimentos glaciais e marinhos além de incursões de leste para oeste, na forma de *onlap* sobre o Arco de Purus (estrutura esta que impedia a conexão entre as bacias do Amazonas e Solimões). Na parte leste da bacia a sedimentação ultrapassou o atual Arco de Gurupá (que ainda não havia se formado) conectando-se com as bacias do noroeste da África (Cunha *et al.*, 1994).

Após a Orogenia Caledoniana (Devoniano), houve um novo ciclo transgressivo-regressivo com sedimentação marinha e incursões glaciais. No final dessa ciclicidade devido a Orogenia Eo-herciniana, houve o recuo do mar e com isso a bacia ficou exposta, ocasionando vários processos erosivos (Cunha *et al.*, 1994). Passada essa última Orogenia, há registros de um novo ciclo entre o Neocarbonífero (Pensilvaniano) e o Permiano, associados a mudanças climáticas passando de frio para quente e árido, cujo registro corresponde às rochas sedimentares do Grupo Tapajós.

2.2.1 - Grupo Tapajós

Após um hiato temporal de cerca de 15 Ma, ocorreu um novo ciclo deposicional (transgressivo-regressivo) na bacia do Amazonas, sendo caracterizado pela formação do Grupo Tapajós.

O Grupo Tapajós possui espessura de aproximadamente 2.800 m que compreende desde o Neocarbonífero (Pensilvaniano) até o Permiano. De acordo com Caputo *et al.*, (1971), é dividido em três unidades em ordem ascendente: Formação Monte Alegre, Formação Itaituba e Formação Nova Olinda. O mesmo autor em 1984 adicionou outra unidade a esse grupo denominada de Formação Andirá (única unidade posicionada no Permiano), a qual compreende o registro do final do ciclo (transgressivo-regressivo), sendo caracterizada por sedimentação continental, provavelmente afetada pela Orogenia Tardi-herciniana (Cunha *et al.*, 1994).

Na nova carta estratigráfica da bacia do Amazonas, Cunha *et al.*, (2007) propõem a divisão da Formação Nova Olinda em duas unidades: o Membro Fazendinha (na seção basal) e o Membro Arari (na seção superior). As idades dos membros estão sendo estabelecidas com base em conodontes, foraminíferos e palinóforos. Ainda de acordo com a nova carta estratigráfica, o Grupo Tapajós é constituído pelas seguintes Formações: Monte Alegre, Itaituba, Nova Olinda e Andirá.

2.2.1.1 - Formação Monte Alegre

A Formação Monte Alegre foi definida informalmente pela primeira vez por Freydkank (1957 in Caputo, 1984), aflorando na região de Maloquinha localizada na borda sul da bacia, a 5 km da cidade de Itaituba. Esta unidade é caracterizada por uma deposição predominantemente flúvio-eólica, intercalada com camadas de carbonatos de ambiente marinho raso a restrito. Uma idade Neobashkiriana (Playford & Dino, 2000; Melo & Loboziak, 2003) tem sido atribuída a estes depósitos.

Ocorrem principalmente arenitos eólicos e de wadis, intercalados com siltitos e folhelhos de interdunas e lagos (Costa, 1984). De acordo com Caputo (1984) a Formação Monte Alegre é gradativamente recoberta pela Formação Itaituba, o que demonstra uma relação de transição entre as duas unidades. O limite entre as Formações Monte Alegre e Itaituba são definidos por uma camada de anidrita vermelha correlacionável em toda a bacia. Cunha *et al.*, (1994),

definem o topo da Formação Monte Alegre como o último depósito significativo de arenito. Com a continuidade dos processos no Grupo Tapajós, depositou-se a Formação Itaituba.

2.2.1.2 - Formação Itaituba

A Formação Itaituba foi primeiramente estudada por Caputo (1984) e Hartt (1874), denominada anteriormente por esses autores como Série Itaituba, para definir rochas carbonáticas ao longo dos rios Tapajós e Cupari, no Pará. De acordo com Lemos (1990) e Playford & Dino (2000) a Formação Itaituba possui uma idade neobashkiriana – moscoviana. Essa unidade exhibe uma rica assembléia fossilífera de origem marinha que tem afinidade com as faunas da América do Norte (principalmente na região do *Midcontinent*, Apalaches e Illinois). Uma grande variedade de rochas pode ser observada incluindo folhelhos, siltitos, carbonatos com altas concentrações de bioclastos marinhos, dolomitos e anidrita de fácies lagunar e marinha rasa/inframaré. Dos fósseis já encontrados nos estratos dessa formação tem-se: conodontes, foraminíferos, corais, briozoários, crinóides, trilobitas, ostracodes, gastrópodes, braquiópodes, bivalves, escolecodontes e fragmentos de peixes. Os folhelhos e siltitos intercalados, por vezes, contêm crustáceos e plantas indicativas de depósitos salobros e de água doce.

O limite superior desta formação é de caráter gradacional com a Formação Nova Olinda que a recobre. Playford & Dino (2000) sugerem que o limite entre as Formações Itaituba e Nova Olinda, é uma camada de areia (com 25 a 35 m de espessura) que recobre as camadas de anidrita ou calcário da Formação Itaituba.

2.2.1.3 - Formação Nova Olinda

A Formação Nova Olinda é mais conhecida por meio de perfurações de poços e é a mais espessa do Grupo Tapajós (cerca de 1200 m). É descrita por Cunha *et al.*, (1994) como uma sucessão sedimentar composta por calcários de inframaré e evaporitos de planície de *Sabkha*.

Existem controvérsias quanto à idade deposicional dessa unidade que segundo Lemos (1990) é moscoviana – gazheliana, enquanto Playford & Dino (2000) a consideram como moscoviana – permiana.

Na carta estratigráfica definida por Cunha *et al.*, (2007), os autores sugerem a divisão da Formação Nova Olinda em duas unidades: 1) Membro Fazendinha, na porção basal constituído por folhelhos, carbonatos, anidritas, halitas e localmente silvita, de ambiente marinho raso, planícies de *sabkha* e lagos hipersalinos, com idade desmoinesiana

(moscoviano) (Playford & Dino, 2000); 2) Membro Ararí na porção superior, com carbonatos marinhos afossilíferos, folhelhos e siltitos com pacotes de halita cristaloblástica, depositado em condições de regressão.

Estudos da fauna e litologia indicam a ocorrência de uma fase regressiva que avança a partir dos estratos superiores da Formação Itaituba, caracterizando um ambiente restrito e árido típico da Formação Nova Olinda.

O Limite entre as Formações Nova Olinda e Itaituba é baseado em poços na região central da bacia, onde ocorrem espessos depósitos arenosos da Formação Nova Olinda, tornando-se cada vez mais evaporíticos em direção ao topo. Os depósitos carbonáticos possuem fósseis marinhos semelhantes aos da Formação Itaituba, sendo diferenciados em termos de fauna, que se torna empobrecida em abundância e diversidade (Matsuda, 2002).

O contato com os *red beds* da Formação Andirá é do tipo gradacional. No entanto, Silva (1996) afirma que existe um grande hiato temporal entre as Formações Nova Olinda e Andirá, devido à ocorrência de *Fusulinella*, *Fusulina* e *Bradyina spp.* próximo ao topo da Formação Nova Olinda, posicionando a unidade ainda no desmoinesiano.

2.2.1.4 - Formação Andirá

A Formação Andirá possui registros dos primeiros sedimentos continentais permianos da bacia do Amazonas. É caracterizada por depósitos clásticos, os quais de acordo com Milani & Zalán (1998), estão relacionados com a orogenia Tardi-Herciniana. É constituída de siltitos e arenitos vermelhos (*red beds*), além de rara ocorrência de anidrita, associados às fácies fluviais e lacustrinas. Estas fácies marcam uma mudança climática significativa, passando de um clima frio para quente e árido.

Datações de palinomorfos situam a referida formação na transição asseliano/sakmariano Playford & Dino (2000), contudo essas datações têm sido bastante criticadas, pois vários autores a relatam como idade da Formação Nova Olinda, sendo a idade desta unidade alvo de estudos.

Em suma, à sequência Pensilvaniano-Permiana da bacia do Amazonas, representada pelo Grupo Tapajós teve seu início marcado pela deposição de dunas eólicas da Formação Monte Alegre relacionadas ao final da orogenia Eo-Herciniana gradando para um ambiente marinho raso, marcado pela deposição de extensos e espessos pacotes de carbonatos de inframaré da Formação Itaituba. Mudanças climáticas estavam ocorrendo desde o Mississipiano para um clima mais árido, o que proporcionou a evaporação em ambiente marinho, dando lugar aos

evaporitos da Formação Nova Olinda, terminando com a deposição de sedimentos continentais da Formação Andirá.

Capítulo 3 - Localização da Área de Estudo

A área de estudo está localizada no extremo nordeste do estado do Amazonas na borda norte da Bacia do Amazonas, com coordenadas UTM N9811547/E331856. Está compreendida dentro do município de Urucará, e a cidade mais próxima é São Sebastião do Uatumã, que está localizada a 105 km de distância da área estudada (Figura 12).

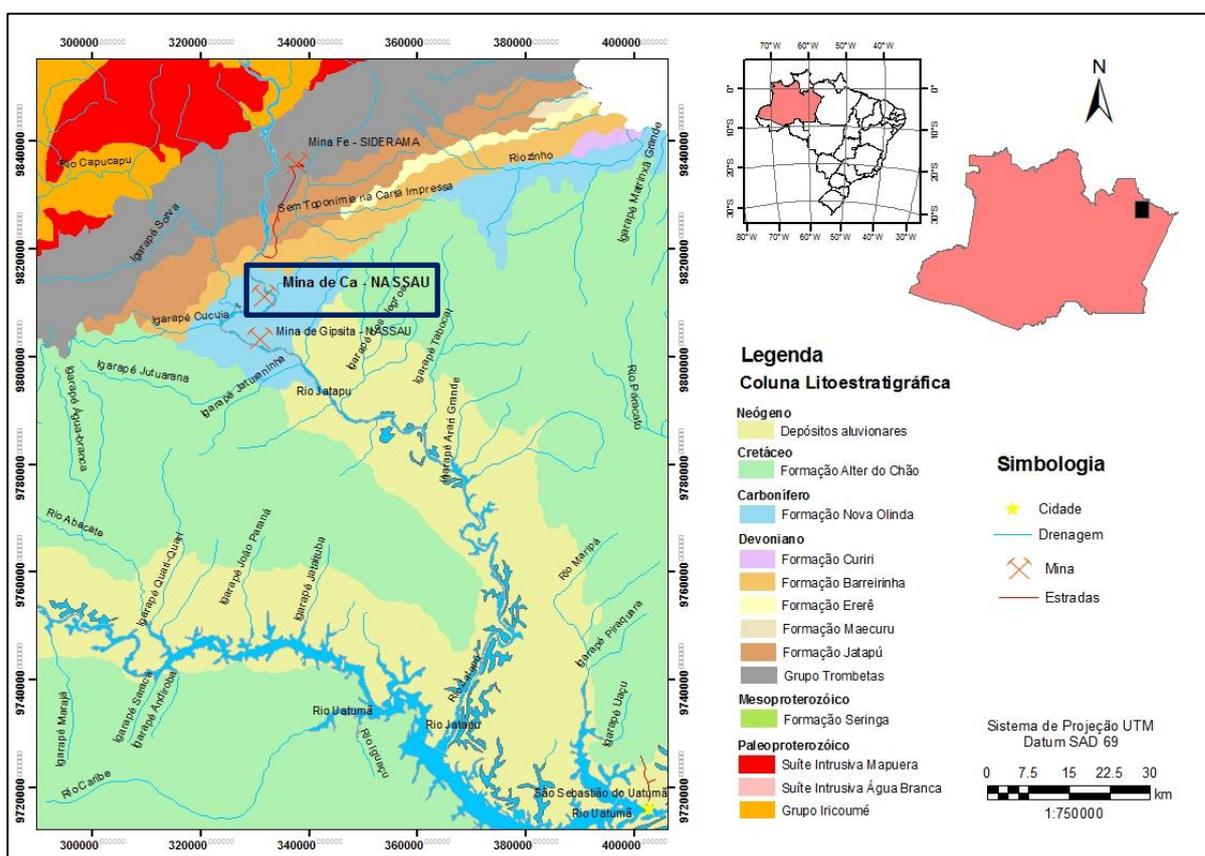


Figura 12: Mapa de Localização das minas pertencente a NASSAU, sendo a mina de Ca (Calcário) alvo desse estudo. Modificado de Reis, *et al.*, (2006).

Ao longo do rio Jatapú são encontradas as minas de gipsita, calcário e ferro que são administradas pelo grupo João Santos. A área de pesquisa corresponde à região de exploração de calcário, que está localizada na margem direita do rio Jatapú, cujo calcário minerado é usado para produção de cimento do tipo portland da empresa NASSAU.

O acesso a essa região, partindo de Manaus, é feito em parte por via terrestre e parte fluvial correspondendo a 2 dias de viagem aproximadamente. A parte terrestre é feita através das rodovias AM-010 e estrada da várzea até a cidade de Itapiranga, que dista 226 km de Manaus. Em Itapiranga se inicia o trecho fluvial até a cidade de São Sebastião do Uatumã, e depois o rio Jatapú até a área de estudo.

Capítulo 4 - Métodos

Neste capítulo são apresentados todos os procedimentos técnicos adotados durante o desenvolvimento da pesquisa, compreendendo desde os métodos aplicados no campo para a análise faciológica até as técnicas analíticas laboratoriais e de tratamento dos dados.

As amostras, de um modo geral, foram lavadas e fotografadas, posteriormente analisadas em lupa binocular para identificação de minerais e fósseis como braquiópodes, gastrópode, dentre outros, sendo dividida em partes para a realização dos estudos petrográficos, análises por difração de raios-x (DRX), análises químicas e isotópicas de carbono e oxigênio.

4.1 - Análise Faciológica

O estudo de fácies foi pautado em critérios propostos por Walker (1992), para modelagem de fácies, os quais incluem:

- *Individualização de fácies*. Consiste no reconhecimento e descrição detalhada de estruturas sedimentares, texturas, geometria e composição litológica, bem como descrição dos processos geradores de tais características;

- *Associação de fácies*. Agrupa fácies contemporâneas, geneticamente relacionadas, o que imprime às associações de fácies uma conotação ambiental;

- *Modelo deposicional*. Construídos com base nas associações de fácies, os modelos deposicionais são uma representação sintética geral (em forma de blocos-diagramas) dos sistemas deposicionais, onde se observa a relação entre os diferentes paleoambientes.

Seções verticais e compostas auxiliaram na individualização das fácies. As espessuras dos estratos foram, na maioria dos casos, medidas com auxílio de uma trena, mas em algumas situações estimadas através de visada. Os litotipos foram caracterizados com base em observações *in situ*, refinadas por observações de amostras de mão e seções delgadas, confeccionadas a partir de espécimens obtidos durante a coleta sistemática de 46 amostras da frente de lavra da mina da NASSAU, com intervalos de 0,50 m³ desde a base até o topo da sucessão aflorante. Destas apenas 31 foram analisadas.

4.2 - Petrografia

As análises das seções delgadas foram realizadas em 31 amostras representativas do perfil confeccionado na frente de lavra da mina NASSAU, sendo confeccionadas pela

PETROBRAS UO/AM, e tingidas com azul de séries para classificação do tipo de porosidade e vermelho de alizarina a 0,2% (m/V) em HCl 1,5%, para identificação de dolomita e calcita. As fotos e descrições petrográficas foram feitas no microscópio da marca OLYMPUS, modelo BX 41, com luz transmitida e objetivas de 2,5x, 2x, 4x e 10x do Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas e no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília.

As descrições foram baseadas na identificação dos fósseis, minerais constituintes, porosidade (quando possível), estruturas, processos diagenéticos, dentre outros. As amostras analisadas foram classificadas segundo Dunham (1962).

4.3 - Mineralogia e Geoquímica

O estudo mineralógico foi realizado nas 31 amostras que foram selecionadas para confecção das seções delgadas. O método utilizado foi à difração de raios-x em rocha total, onde as amostras foram pulverizadas em grau de ágata, sendo posteriormente feita a leitura no equipamento SHIMADZU XRD 6000, com tubo de anodo de Cu 2 θ (teta). Essa análise foi realizada no Departamento de Geociências da Universidade Federal do Amazonas, no laboratório de técnicas mineralógicas. Os dados obtidos foram interpretados com apoio do banco de dados PCPDFWIN (Powder Diffraction File-International Centre for Diffraction Data), cujos gráficos foram elaborados no programa Origin 7.0 Enterprise Edition Server na forma de difratogramas com intervalos de 10° a 60°.

Para o estudo da composição química dos carbonatos, foram selecionadas 16 amostras com intervalos de 1 m entre elas. O método utilizado foi o de abertura ácida por metaborato e tetraborato de lítio, utilizando ácido nítrico diluído, e perda ao fogo (1000°C) em rocha total. As amostras foram pulverizadas em moinho e uma alíquota de 20 gramas de cada amostra foi enviada para o laboratório comercial no Canadá - ACME Labs., para serem analisados os seguintes elementos:

- *Óxidos maiores.* Fe₂O₃, SiO₂, Al₂O₃, CaO, MgO, Na₂O, K₂O, P₂O₅, TiO₂, e PF e;
- *Elementos traço;* Sc, V, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Sr, Zr, Nb, Mo, Cs, Ba, Hf, Pb, Th e U;
- *Elementos terras raras:* La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb e Lu.

As concentrações foram determinadas por Espectrômetro de Massa com Plasma Indutivamente Acoplado e os gráficos elaborados usando o excel 2010.

4.4 - Isótopos Estáveis

Para o estudo de isótopos estáveis foram selecionadas 30 amostras de carbonatos com base nas descrições faciológicas. A coleta foi realizada da base para o topo, com um espaçamento de 0,50 m³ entre amostras. A análise de carbono e oxigênio foi realizada em rocha total e pontual.

A análise foi efetuada em amostras que apresentavam porções mais homogêneas, sendo essas as mais frescas e sem deformações, evitando-se as partes fraturadas e alteradas. Após esse processo, as amostras foram pulverizadas em moinho e levadas ao Laboratório de Estudos Geocronológicos, Geodinâmicos e Ambientais da Universidade de Brasília onde foram analisadas.

Uma vez pulverizadas, as amostras de rocha total foram analisadas no Finnigan Gas Bench II com a opção-carbonato, que contém um amostrador automático com preparação de amostra assistida e interface com *loop* de injeção, com sistema de fluxo contínuo acoplado ao espectrômetro de massa Finnigan DELTA plus Advantage.

Foram selecionadas para análise pontual 12 amostras compreendendo constituintes como bioclastos, oóides e matriz carbonática. A análise pontual dos diferentes constituintes visou investigar possíveis variações isotópicas entre eles, bem como possíveis alterações associadas à entrada no sistema de fluídos com composição distinta. Para esta análise foi realizada uma coleta minuciosa no equipamento Micro Mill Olympus SZ61 com spot de 50µm de diâmetro, sendo posteriormente pesada uma alíquota de 50µg de amostra. As amostras foram analisadas no equipamento KIEL Carbonato IV, que utiliza o princípio da reação química do carbonato com ácido fosfórico a temperaturas elevadas sob vácuo, liberando CO₂ que é transferido para um sistema de aprisionamento criogênico. Água e gases não condensáveis, liberados durante a reação, são removidos, sob alto vácuo na primeira armadilha, antes de se transferir todo o gás de CO₂ para o microvolume, a pressão de CO₂ é monitorada e, se necessário, o tamanho da amostra de CO₂ pode ser reduzida por expansão em um volume definido. No microvolume, o CO₂ seco é preparado para análise em um sistema de dupla entrada. A precisão de ambos os equipamentos é a mesma de 0.10 ‰ para δ¹⁸O, e de 0.05 ‰ para δ¹³C.

Capítulo 5 – Resultados e Discussões

Neste capítulo serão abordados os resultados referentes às fácies e microfácies, difração de raios-x e isótopos estáveis, que permitiram esboçar o modelo paleoambiental para a área de estudo na borda norte da Bacia do Amazonas.

5.1 - Análises Faciológica e Microfácies

Para nomear as fácies e microfácies foi utilizado o método de codificação de Miall (1977), sendo que para fácies, a primeira letra maiúscula corresponde à litologia principal, enquanto a segunda e/ou terceira letra minúsculas representam as estruturas sedimentares apresentadas pelas fácies. Para as microfácies, utilizou-se a primeira letra maiúscula para o tipo de rocha e, a segunda e/ou terceira letra para a maior concentração de bioclastos nas amostras petrográficas.

Na sucessão estudada foi confeccionado 1 perfil litoestratigráfico composto, utilizando a classificação de Folk (1959), onde foram interpretadas 8 fácies de rochas carbonáticas, como calcarenito e dolomito, além de folhelho. Destas 8 fácies foram identificadas 21 microfácies representadas por dolomitos, carbonato cristalino e variações de mudstone, wackestone, packstone e grainstone (Figura 13). As microfácies foram interpretadas segundo a classificação de Dunham (1962), cuja associação foi utilizada na identificação do ambiente deposicional da área estudada (Tabela 1).

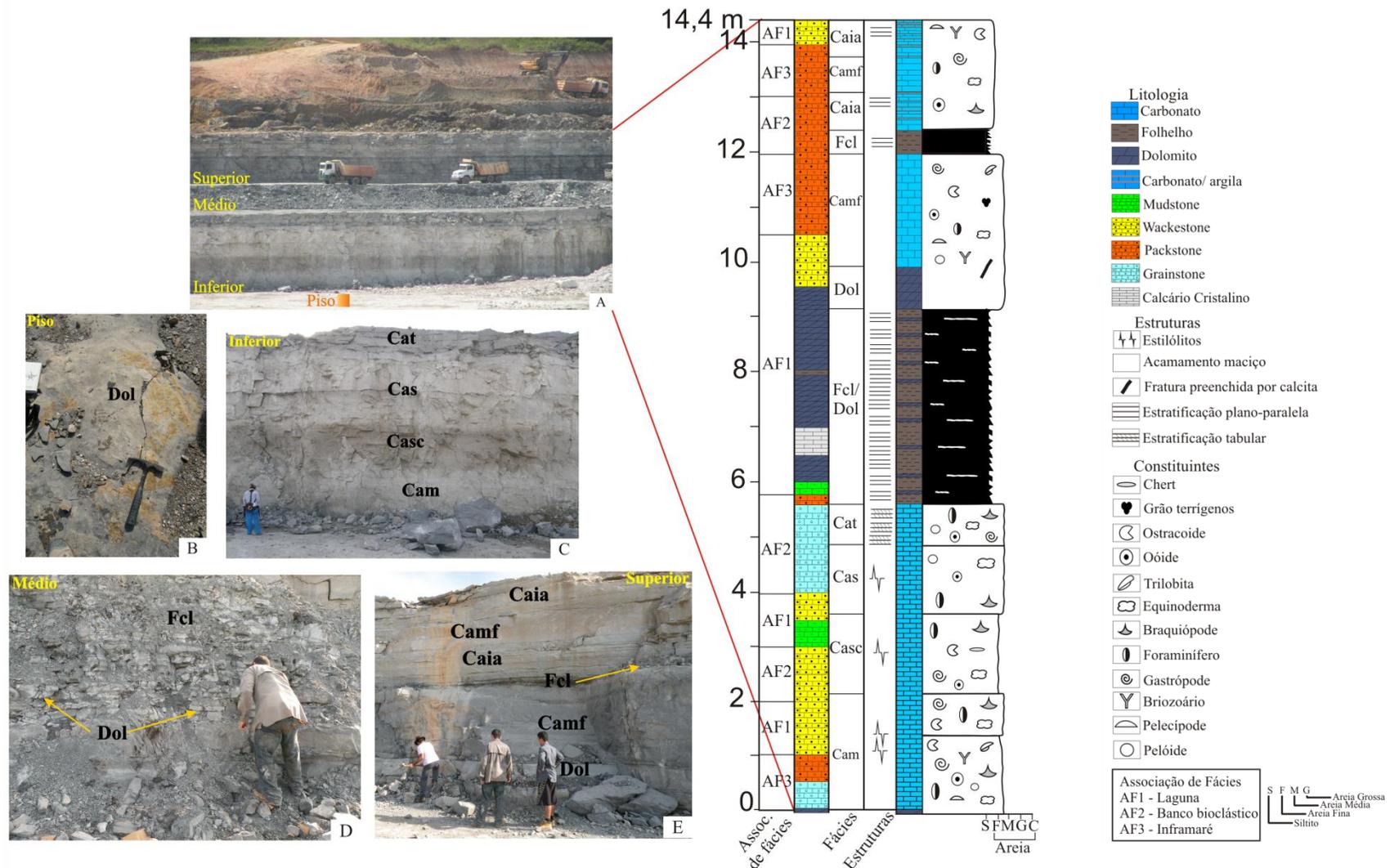


Figura 13: Frente de lavra estudada da mina da NASSAU e perfil litoestratigráfico (A). Piso da mina (B); detalhe das fácies encontradas nos níveis: inferior (C), nível médio (D) e nível superior (E). Fácies (Caia) calcarenito com intercalações de argila, (Camf) calcarenito maciço fóssilífero, (Fcl) folhelho calcífero laminado, (Dol) dolomito, (Cat) calcarenito tabular, (Cas) calcarenito com estilólitos, (Casc) calcarenito com estilólito e cherts e (Cam) calcarenito maciço.

Tabela 1: Associação de fácies de rochas carbonáticas referente à mina da NASSAU.

Associação de Fácies	Litologia e Descrição	Processo	Interpretação
(1) Dol, Dmb Ca, Mb, Mbt, Wp, Wpb, Whb, Wbd, Wpbt,	Dolomito (Dol) – possui cristais muito fino a fino de fábrica não-planar a planar-s, textura hipidiomórfica a xenomórfica.	Precipitação de carbonato seguido de dolomitização.	Laguna de intermaré
	Dolomito com moldes de bioclastos (Dmb) – constituído de cristais de dolomita com fábrica planar-s, além de anidrita, pirita, grãos de quartzo, níveis de matéria orgânica. Possui porosidade intercrystalina.	Deposição de carbonatos em ambiente de baixa energia confinado com posterior dolomitização.	
	Calcário cristalino (Cc) – possui cristais de dolomita, pirita e grãos terrígenos de quartzo além de porções de matéria orgânica.	Precipitação de calcita em períodos de águas rasas.	
	Mudstone bioclástico (Mb) – com a presença de pelecípodes, braquiópodes, foraminíferos e ostracodes emersos em matriz micrítica.	Formado por partículas em suspensão e precipitação química em ambiente de baixa energia.	
	Mudstone bioclástico com grãos terrígenos (Mbt) – possui grãos terrígenos de quartzo e orientação marcada por matéria orgânica.		
	Wackestone peloidal (Wp) – apresenta bioclastos do tipo equinodermas, braquiópodes, foraminíferos, ostracodes e briozoários micritizados.	Deposição a partir de suspensão e de carbonatos junto com bioclastos em ambiente de energia moderada.	
	Wackestone peloidal bioclástico (Wpb) – possui foraminíferos, equinodermas, braquiópodes, pelecípodes, ostracodes, gastrópodes e briozoários sendo alguns substituídos por sílica amorfa.		
	Wackestone híbrido bioclástico (Whb) – constituído de braquiópodes, equinodermas, foraminíferos, pelecípodes, briozoários, pelóides e oóides e minerais como dolomita, calcita, pirita e anidrita.		

	Wackestone bioclástico dolomitizado (Wbd) – constituído por minerais como dolomita, anidrita, pirita e moldes de carapaças emersos em matriz dolomítica.	Depositado sob condições de energia moderada seguido por processo de dolomitização.	
	Wackestone peloidal bioclástico com grãos terrígenos (Wpbt) – possui pelóides, minerais como pirita, sílica amorfa, anidrita e grãos terrígenos de quartzo. Como grãos aloquímicos têm-se pelecípodes, ostracodes, foraminíferos, briozoários, braquiópodes, equinodermas.	Deposição a partir de suspensão e de carbonatos junto com bioclastos com a presença de grãos terrígenos transportado pela ação eólica.	
	Wackestone oolítico (Wo) – os oóides possuem estrutura concêntrica e por vezes radial e núcleo formado por bioclastos ou lixiviados.	Depositado sob condições de energia moderada.	
	Packstone bioclástico oolítico (Pbo) – apresenta bioclastos do tipo equinodermas, braquiópodes, foraminíferos e bivalves. Os oóides apresentam o núcleo formado principalmente por equinodermas.	Depositado sob condições de energia moderada.	
	Packstone oolítico bioclástico (Pob) – os oóides possuem o núcleo formado por bioclastos de estrutura concêntrica e radial. Os componentes aloquímicos são foraminíferos, braquiópodes, equinodermas e gastrópodes.		
(2) Wo, Pbo, Pob, Pbt, Gpo,Gop,	Packstone bioclástico com grãos terrígenos (Pbt) – constituído por foraminíferos, braquiópodes, gastrópodes, equinodermas, moldes de carapaças, intraclastos, oóides, e minerais como anidrita, sílica amorfa e pirita.	Depositado sob condições de energia moderada com transporte eólico dos grãos de quartzo.	Banco bioclástico
	Grainstone peloidal oolítico (Gpo) – os pelóides são em parte produto da micritização de bioclastos, no entanto, os oóides possuem núcleo de bioclastos sendo alguns fraturados. Os componentes aloquímicos são representados por equinodermas, foraminíferos e braquiópodes.	Depositado em área sob ação constante de ondas e formado pelo processo de migração de barras em águas rasas e agitadas, o que impede a sedimentação de lamas carbonáticas.	
	Grainstone oolítico peloidal (Gop) – os oóides possuem núcleo de bioclastos sendo bastante micritizados. Os pelóides são em parte produto		

	da micritização de bioclastos sendo principalmente de oóides. Possui componentes aloquímicos como braquiópodes, foraminíferos e equinodermas.		
	Packstone peloidal oolítico (Ppo) – os pelóides por vezes são produto da micritização de foraminíferos. Os oóides possuem núcleo de bioclastos e calcita espática por vezes até dois núcleos.	Depositado sob condições de energia moderada.	
	Packstone bioclástico (Pb) – possui fragmentos de braquiópodes, foraminíferos, equinodermas, gastrópodes, ostracodes, pelecípodes, briozoários e trilobitas alguns sendo substituídos por sílica amorfa.	Depositados em águas moderadas com posterior proliferação de organismos.	
(3) Ppo, Pb, Pbp, Gpb, Gb	Packstone bioclástico peloidal (Pbp) – constituído de foraminíferos, equinodermas, braquiópodes, gastrópodes e bivalves sendo substituído por sílica amorfa e com oóides fraturados.	Depositado sob condições de energia moderada a alta.	Inframaré
	Grainstone peloidal bioclástico (Gpb) – a maioria dos pelóides são produto da micritização de foraminíferos e os bioclastos são representados por foraminíferos, equinodermas, gastrópodes, pelecípodes e braquiópodes.	Formado pela migração de barras bioclásticas em águas rasas e agitadas sem sedimentação de lama carbonática como matriz.	
	Grainstone bioclástico (Gb) – possui vários fragmentos e espinho de carapaças não identificados, e os identificados sendo de foraminíferos, braquiópodes, equinodermas, gastrópodes, bivalves, briozoários, ostracodes e trilobitas, além de oóides e pelóides	Depositados em águas moderadas, sendo que os bioclastos e oóides indicam ambiente de energia elevada.	

- **Fácies Calcarenito maciço – Cam**

Ocorre no nível inferior da sucessão estudada (Figura 13C). Apresenta 2 m de espessura com fósseis do tipo braquiópodes, foraminíferos (?), gastrópodes e oóides na base da camada, por vezes envolta por cherte pequenos estilólitos. Raras porções de chert foram encontradas associadas com oóides (Figura 14). Em termos de microfácies, possui três que são: packstone bioclásticos peloidal (Pbp), grainstones peloidal bioclástico (Gpb), grainstone bioclástico (Gb).

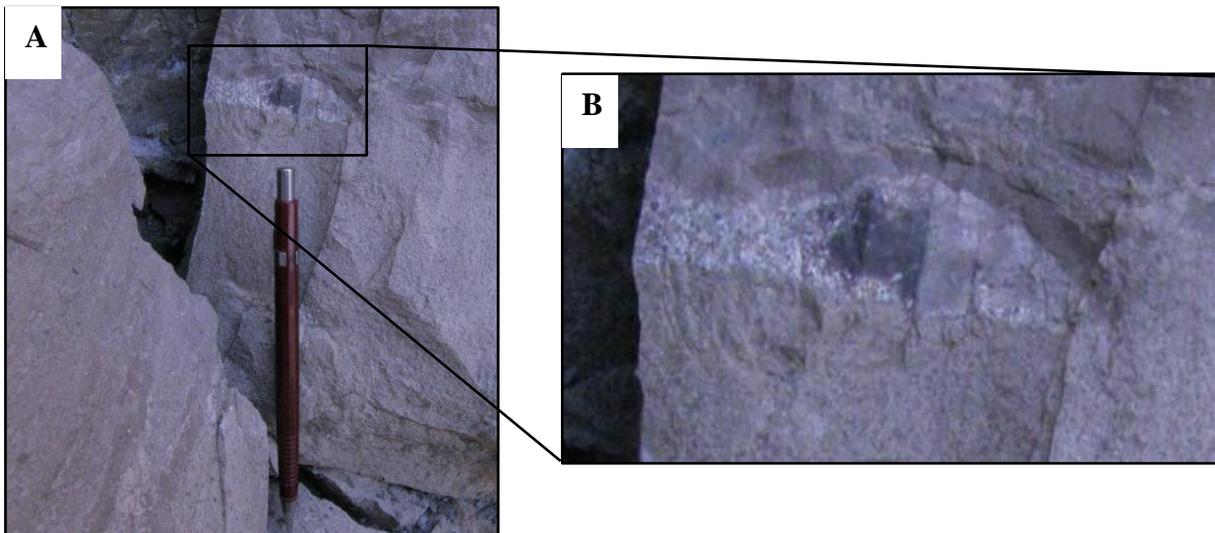


Figura 14: Cherts encontrado no nível inferior. Em (A) na fácies calcarenito maciço (Cam) envolvido com oóides.

- ✓ **Microfácies**

- *Packstone bioclástico peloidal - Pbp*

O arcabouço é constituído por bioclastos, pelóides e minerais como anidrita e pirita. Os bioclastos correspondem a foraminíferos, equinodermas, braquiópodes e menos frequentes gastrópodes e bivalves, sendo que a maioria apresenta envelope micrítico. A anidrita ocorre substituindo a calcita, assim como a sílica amorfa.

Os foraminíferos ocorrem de vários tamanhos e testas do tipo: uniserial, biserial (Deckerella), evolute, milioloid, spiral (*Tricites sp.*), lamelar, streptospiral (Fusulinina) e tubular além da forma aglutinante (Figura 15A e 15B). Por vezes ocorre como moldes preenchidos por calcita e anidrita ou bastante micritizados formando pelóides. Os equinodermas chegam há no máximo 2 mm de tamanho apresentando cimento sintaxial de calcita com substituição por sílica amorfa (Figura 15B e 15C).

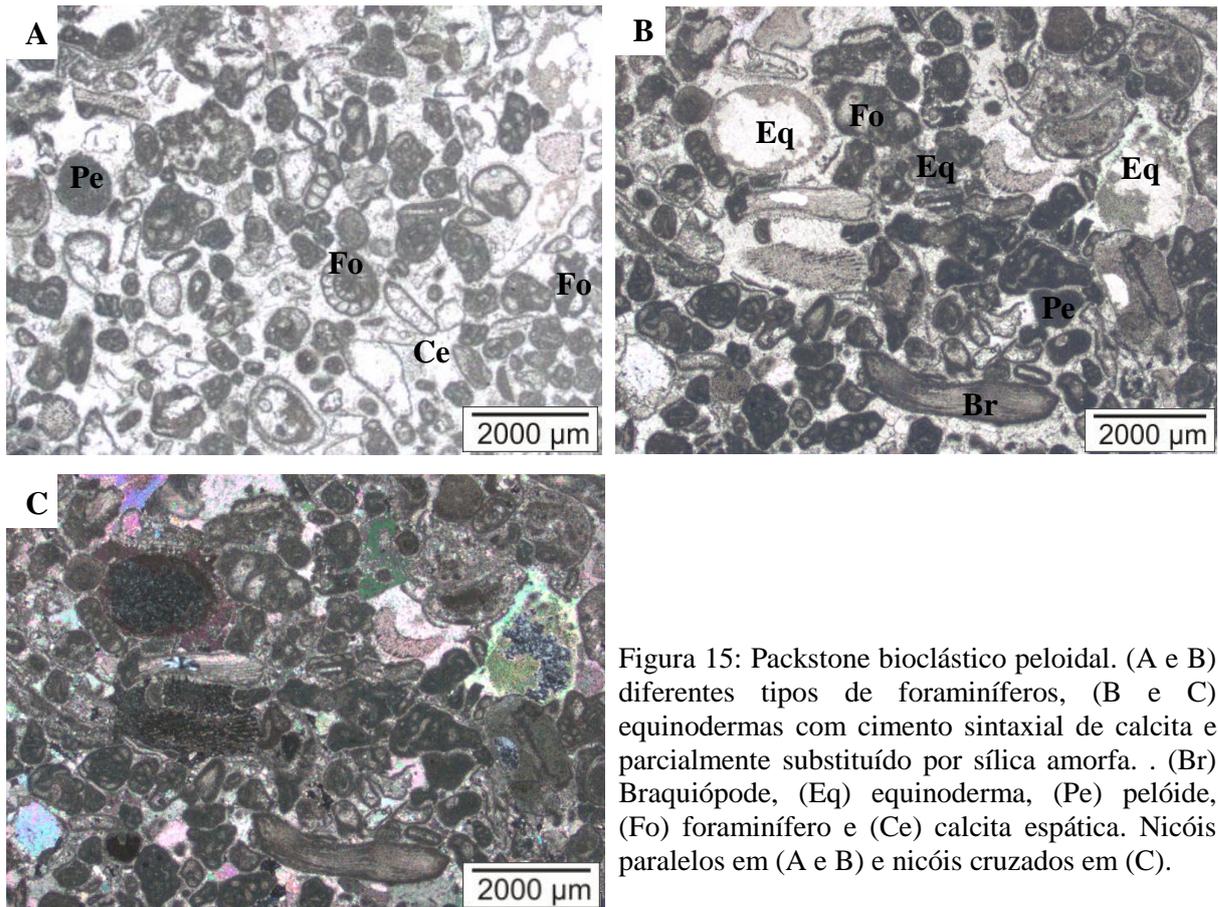


Figura 15: Packstone bioclástico peloidal. (A e B) diferentes tipos de foraminíferos, (B e C) equinodermas com cimento sintaxial de calcita e parcialmente substituído por sílica amorfa. . (Br) Braquiópode, (Eq) equinoderma, (Pe) pelóide, (Fo) foraminífero e (Ce) calcita espática. Nicóis paralelos em (A e B) e nicóis cruzados em (C).

Os braquiópodes com tamanho aproximado de 4 mm ocorrem como conchas desarticuladas de estrutura crenulada (Figura 16A) e fibrosa do tipo impunctate, sendo identificada *Composita sp.*

Representando os moluscos têm-se os gastrópodes e bivalves. O primeiro mais abundante chegando a 1,1 mm de tamanho ocorre em seção transversal, na forma de moldes com inclusões de foraminíferos e calcita espática (Figura 16B). Os bivalves com tamanho até 1,3 mm ocorrem como conchas desarticuladas preenchidas por calcita espática (Figura 16C).

Nessa microfácies a presença de oóides é rara, eles atingem 1,1 mm de tamanho, apresentam estrutura concêntrica com núcleo composto por pelóides. Ocasionalmente ocorrem oóides fraturados, sendo essa fratura preenchida por calcita espática (Figura 16D).

Pelóides com até 3 mm de tamanho, apresentam formas retangulares a arredondadas, por vezes fraturados, sendo em sua maioria produto da micritização de bioclastos principalmente de foraminíferos (Figura 16E).

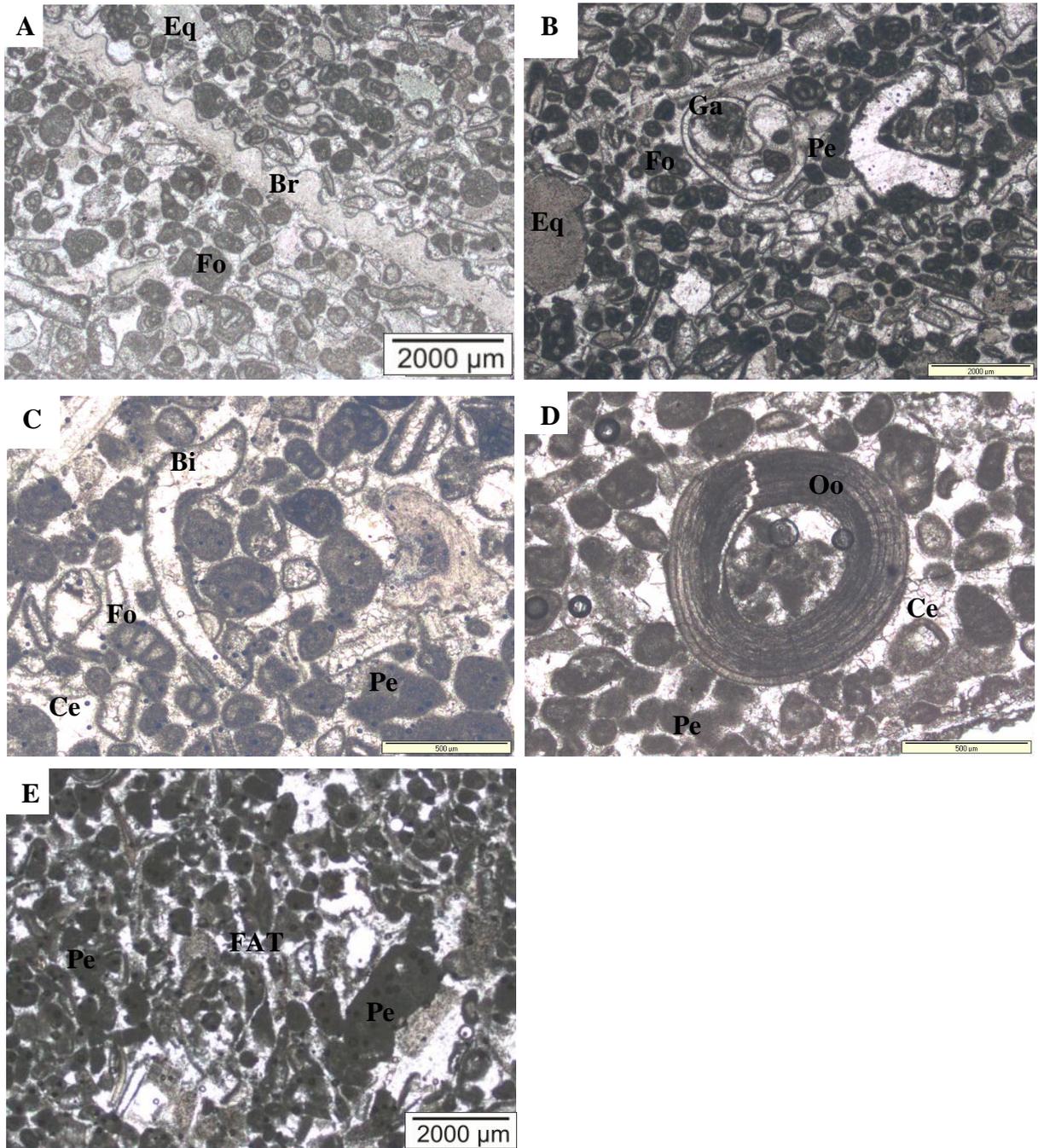


Figura 16: Packstone bioclástico peloidal. (A) braquiópode de estrutura crenulada, (B) gastrópode com calcita espática e pelóides, (C) bivalves com preenchimento de calcita espática, (D) pelóides fraturados e (E) pelóides fraturados. (Br) Braquiópode, (Eq) equinoderma, (Pe) pelóide, (Fo) foraminífero, (Ga) gastrópode, (Bi) bivalve, (Oo) oóide e (FAT) fratura. Nicóis paralelos em (A, B, C, D e E)

A amostra possui porosidade intragranular e os bioclastos apresentam contato côncavo-convexo a pontual. O cimento ocorre formado por calcita espática sendo identificado de duas

maneiras tanto no interior dos bioclastos quanto nos espaços intergranulares. O primeiro ocorre em mosaico e o segundo ocorre na forma de franja nas bordas dos constituintes.

➤ *Grainstone peloidal bioclástico – Gpb*

Seu arcabouço é constituído predominantemente por pelóides e bioclastos, seguido por minerais como piritita, sílica amorfa e anidrita substituindo a calcita nos bioclastos e nos espaços intergranulares.

Os pelóides possuem tamanho aproximado de 0,5 mm e forma arredondada, sendo em parte produto da micritização de bioclastos, principalmente de foraminíferos, e por vezes piritizados.

Em relação aos bioclastos, observa-se a ocorrência de foraminíferos, equinodermas, gastrópodes, pelecípodes e menos frequente braquiópodes. Os foraminíferos ocorrem em tamanhos variados chegando a 0,5 mm aproximadamente. Apresentam diversas formas de testas como: uniserial, biserial, evolute coil, milioloid, trochoid, tubular e de forma aglutinada cujas câmaras estão preenchidas por calcita espática.

Os gastrópodes com tamanho de aproximadamente 1 mm foram encontrados em seção longitudinal, transversal e como moldes preenchidos por calcita espática associada a anidrita (Figura 17A e 17B). Equinodermas com tamanho até 1,5 mm aparecem com forma retangular a esférica, substituídos parcialmente por sílica (Figura 17C e 17D), assim como anidrita. Raramente se tem a presença de cimento sintaxial de calcita.

Os pelecípodes (bivalve) possuem até 2 mm de tamanho e ocorrem na forma de conchas desarticuladas. Os braquiópodes com tamanho aproximado de 3,5 mm do tipo impunctate e estrutura fibrosa, encontram-se parcialmente preenchidos por sílica amorfa (Figura 17C e 17D) e anidrita, sendo os moldes de carapaças preenchidas por calcita espática. Foi possível identificar o braquiópode do tipo *Composita sp.*

De um modo geral, a amostra apresenta porosidade intragranular e por vezes preenchidas por calcita poiquilotópica. O cimento encontrado ocorre de três maneiras: a primeira bastante comum, na forma de mosaico no interior dos bioclastos e nos espaços intergranulares, a segunda na forma de franja nas bordas dos grãos e a terceira como cimento sintaxial nos equinodermas. O tipo de contato presente entre os constituintes ocorre na forma pontual a côncavo-convexo.

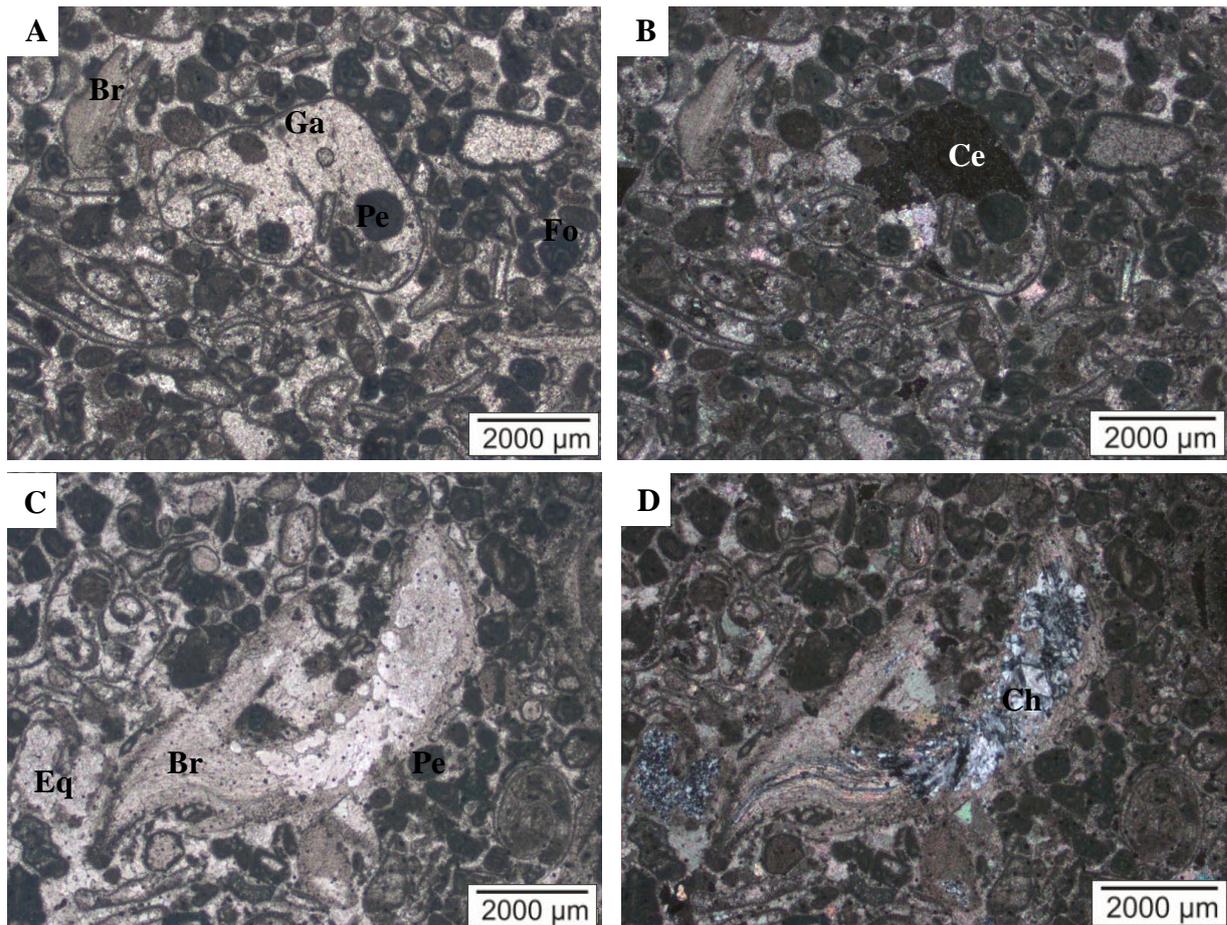


Figura 17: Grainstone peloidal bioclástico. (A e B) Molde de carapaça de gastrópode preenchido por calcita espática e inclusões de pelóides, (C e D) braquiópode de estrutura fibrosa preenchido por sílica amorfa assim como nos equinodermas. (Br) Braquiópode, (Ga) gastrópode, (Fo) foraminífero, (Eq) equinoderma, (Pe) pelóide, (Cha) sílica amorfa e (Ce) calcita espática. Nicóis paralelos em (A e C) e nicóis cruzados em (B e D).

➤ *Grainstone bioclástico – Gb*

O arcabouço é caracterizado por conter vários fragmentos de carapaças assim como espinhos e por vezes oóides e pelóides. Dos grãos aloquímicos os mais comuns são: foraminíferos, braquiópodes, equinodermas e menos frequentes gastrópodes, bivalves, briozoários, ostracodes e trilobitas. O cimento presente aparece preenchendo os espaços entre os grãos na forma de franja e em mosaico, ou associado a equinodermas na forma de cimento syntaxial.

Os foraminíferos são os menores (com diâmetro médio de 0,5 mm) e os mais abundantes. Ocorrem em várias formas de testas como: streptospiral (membro da subordem Fusulinina), spiral (fusulinid, *Tricites* sp.), biserial, uniserial, triserial e tubular. Muitos desses foraminíferos encontram-se totalmente micritizados ou com envelope micrítico, podem

ocorrer aglutinados ou até como núcleo de oóides. Em alguns casos as câmaras encontram-se preenchidas por calcita espática (Figura 18A).

Foram observadas conchas desarticuladas e espinhos de braquiópodes de vários tamanhos, chegando há 4 mm de comprimento e 0,3 mm de espessura. Possuem estruturas do tipo fibrosa (Figura 18B) e crenulada típica de braquiópodes (Figura 18C) assim como formas do tipo impunctate (Figura 18B, 18C, 18D).

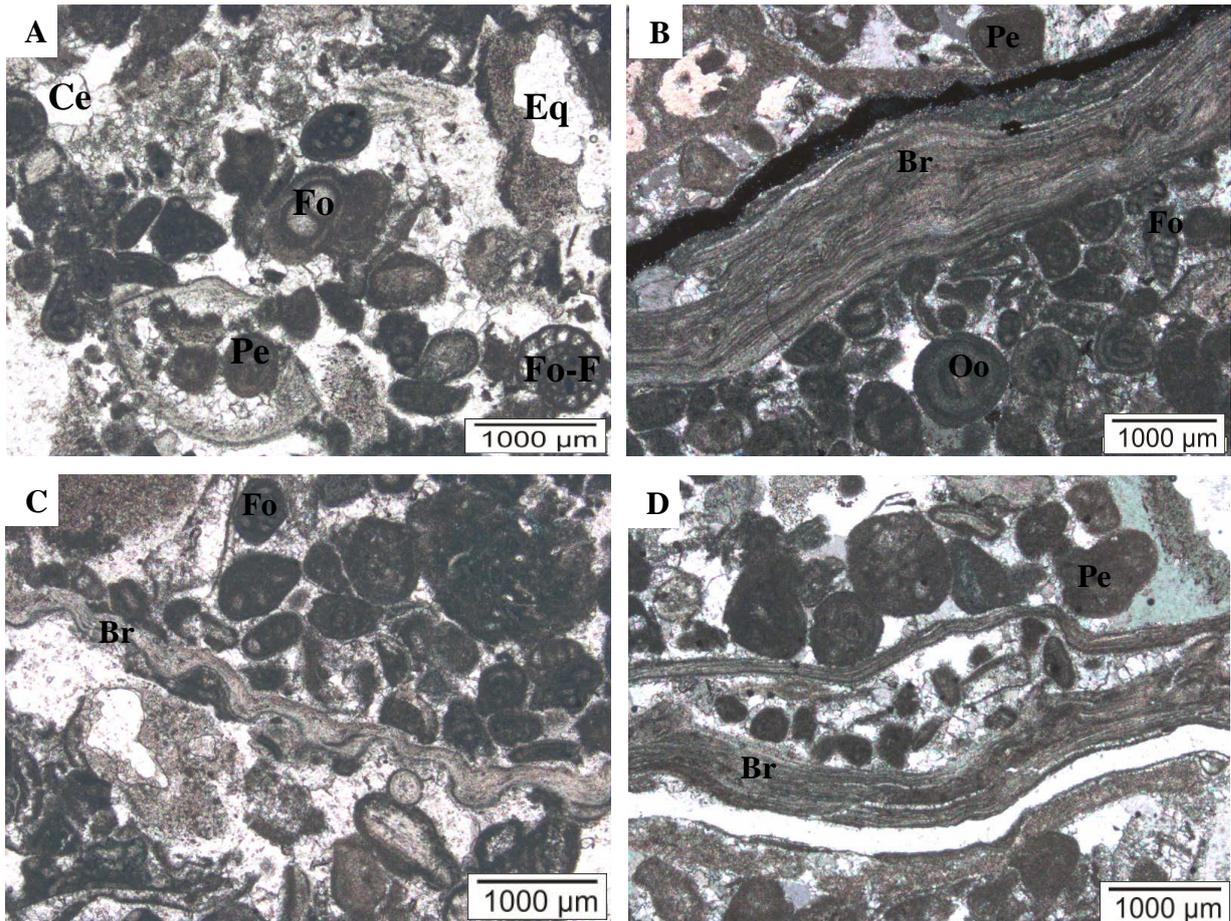


Figura 18: Grainstone bioclástico. (A) Tipos de foraminífero como *Tricites sp.*, pelóides e equinodermas. A calcita espática ocorre como preenchimento de bioclastos e como cimento; (B) Tipos de braquiópodes com estrutura fibrosa, (C) crenulado, e (D) fibrosa com pelóides internamente; (Eq) Equinodermas, (Fo) foraminíferos, (Fo-F) *Tricites sp.* (Pe) pelóides, (Br) braquiópodes. Nicóis paralelos em (A, C e D) e nicóis cruzados em (B).

Os braquiópodes internamente por vezes, encontram-se preenchidos por sílica amorfa e calcita espática (Figura 19A).

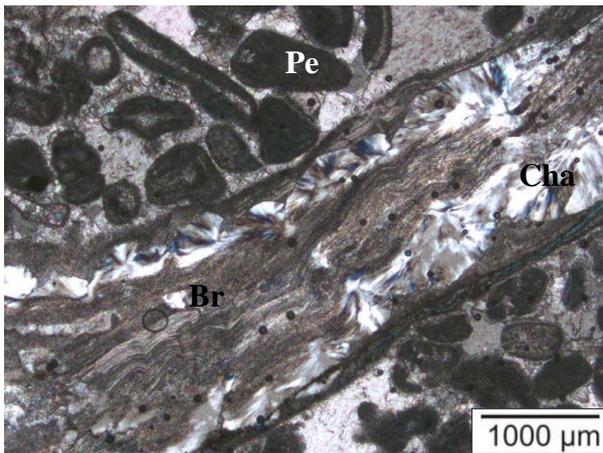


Figura 19: Grainstone bioclástico. Braquiópode com preenchimento de sílica amorfa. (Pe) Pelóide, (Br) braquiópodes e (Cha) sílica amorfa. Nicóis cruzados.

Os fragmentos de equinodermas possuem diferentes formas e tamanho de 1 mm aproximadamente, apresentando a típica estrutura em peneira e sobrecrecimento sintaxial de calcita (Figura 20A, 20B e 20C), e as vezes estão preenchidos por sílica amorfa. Menos frequente são encontrados crinóides com diâmetro de 1 mm (Figura 20A).

Os briozoários com até 2 mm de tamanho, são encontrados principalmente em seção longitudinal com os zoécios preenchidos por calcita espática (Figura 20B). Pertencente aos moluscos tem-se os gastrópodes e os pelecípodes. Os gastrópodes com até 0,5 mm de tamanho de seção transversal encontram-se bastante micritizados (Figura 20C). Os pelecípodes (bivalve) com cerca de 0,4 mm de tamanho possuem envelope micrítico e são preenchidos por calcita espática (Figura 20D).

Nessa microfácies, os oóides apresentam-se com tamanhos variados e forma esférica bem como elíptica. Possuem estruturas concêntricas cujo núcleo é formado por foraminíferos na sua grande maioria, calcita espática e carapaças micritizadas, além de equinodermas e braquiópodes (Figura 20E).

Os pelóides ocorrem em tamanhos e formas variadas, sendo em parte produto da micritização de bioclastos. Cristais de anidrita foram observados, estando associados à calcita como substituição nos bioclastos.

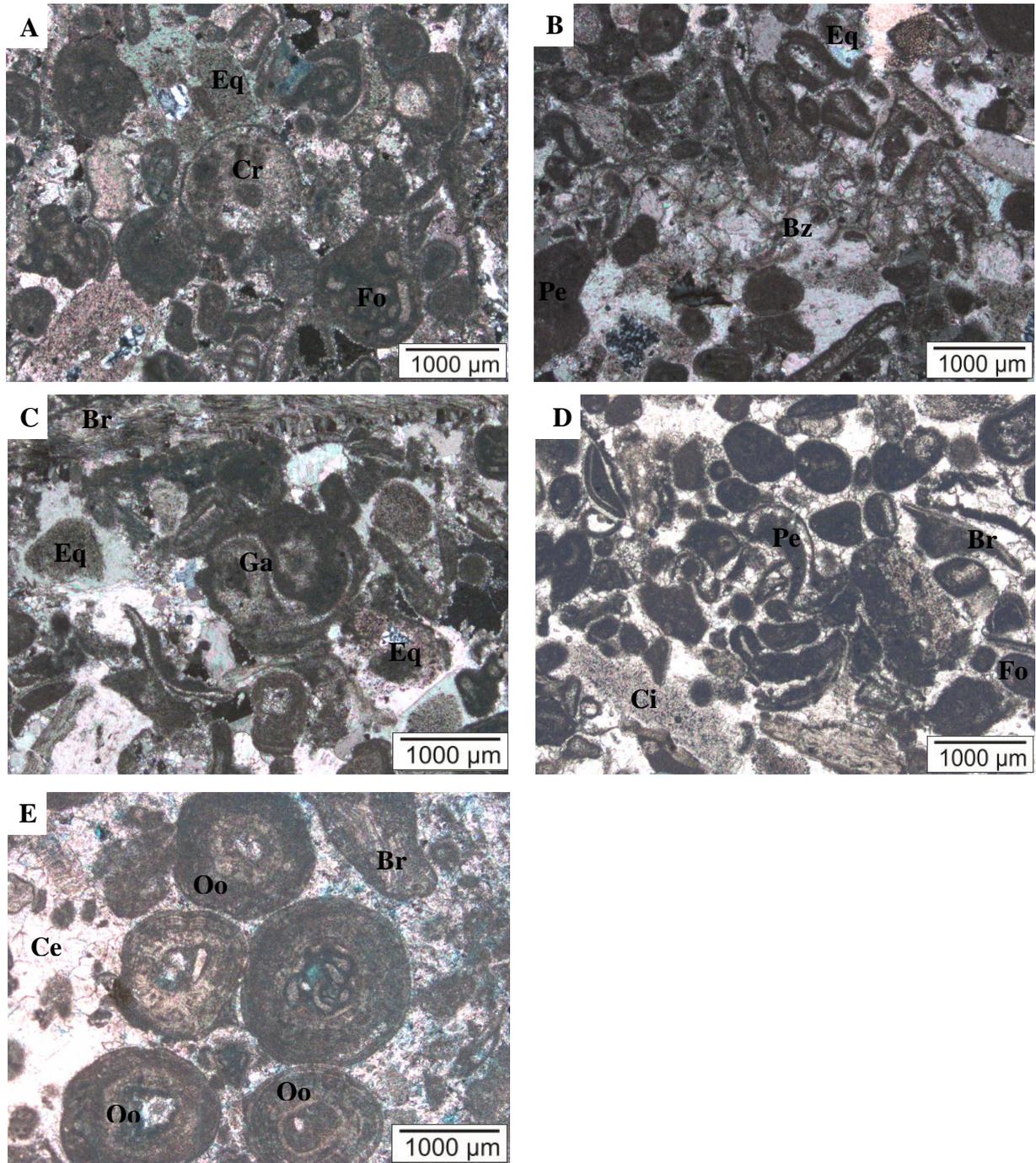


Figura 20: Grainstone bioclástico. (A) crinóide e equinóide com cimento sintaxial de calcita, (B) briozóario com zóecios preenchidos por calcita espática, (C) gastrópode em seção transversal bastante micritizados, (D) pelecípode (bivalve) preenchido por calcita espática com envelope micrítico, (E) oóides com núcleo de foraminíferos, carapaças micritizadas e calcita espática. (Eq) Equinodermas, (Cr) crinoides, (Fo) foraminíferos, (Pe) pelóides, (Ga) gastrópodes, (Ci) cimento micrítico, (Br) braquiópodes, (Bz) briozoários. Nicóis paralelos em (D e E) e nicóis cruzados em (A, B e C).

- **Fácies calcarenito com estilólito e cherts – Casc**

Esta fácies ocorre no nível inferior da sucessão estudada (Figura 13C). Possui 1,5 m de espessura é composta por carbonato de granulometria fina e coloração castanha. Dentre as feições características dessa fácies, observa-se a ocorrência de níveis de estilólitos, macrofosséis como conchas desarticuladas e bolsões de chert. As porções de chert também foram encontradas na fácies calcarenito maciço (Cam). Nesta última fácies ocorrem oóides envolvidos pelo chert. A Casc possui duas microfácies que são: wackestone oolítico (Wo) e wackestone peloidal bioclástico (Wpb).

- ✓ **Microfácies**

- *Wackestone oolítico – Wo*

O arcabouço é constituído predominantemente por oóides e menos frequente bioclastos bastante micritizados, minerais como anidrita, pirita, grãos de quartzo e calcita emersos em matriz micrítica.

Os oóides apresentam diâmetro médio chegando a 0,8 mm. Ocorre de forma esférica a elíptica com estrutura concêntrica e lamelas bastante micritizadas, cujos núcleos encontram-se lixiviados, sendo por vezes constituído por bioclastos como braquiópodes de estrutura fibrosa, *Composita sp.* (Figura 21A e 21B), foraminíferos e minerais como calcita e pirita.

Os bioclastos ocorrem na forma de moldes de carapaças sendo possível identificar braquiópodes, equinodermas e menos frequente foraminíferos.

Braquiópodes com tamanho de até 5 mm são delineados por envelope micrítico e, por vezes, preenchidos por calcita espática associada a anidrita. Os equinodermas com tamanho máximo de 1 mm possuem preenchimento de calcita espática como cimento em mosaico e franjas nas bordas (Figura 21C e 21D). Foi observada a presença de moldes de gastrópodes com tamanho de até 1,2 mm em seção transversal com envelope micrítico, preenchidos por calcita espática e oóides (Figura 21E e 21F).

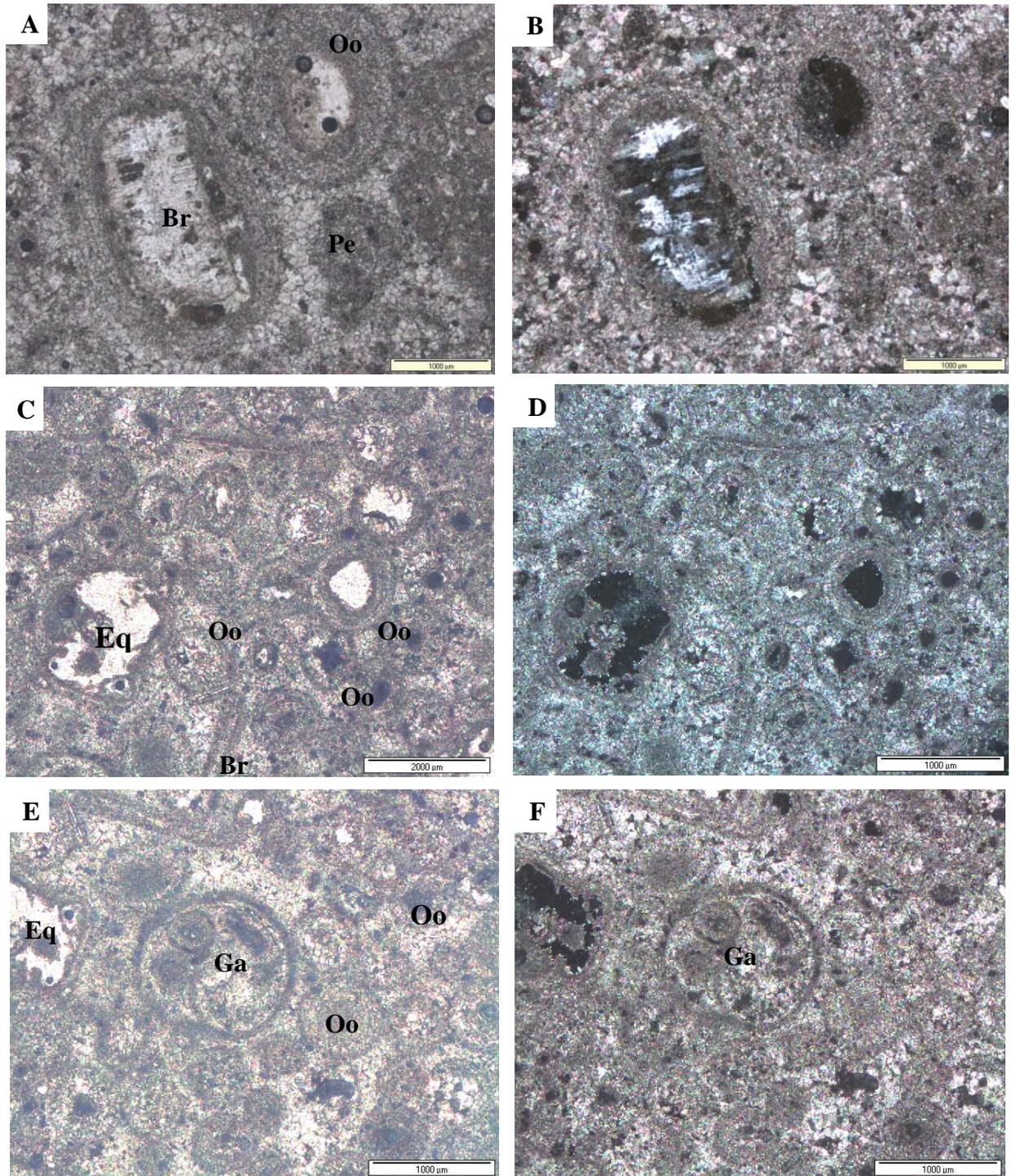


Figura 21: Wackestone oolítico. (A e B) Oóides com núcleo de braquiópode do tipo *Composita* sp. e calcita espática além de pelóides, (C e D) equinodermas com envelope micritico preenchido por calcita espática com cimento em mosaico e em franja nas bordas, e (E e F) gastrópodes em seção geopetal com inclusões de braquiópode e pelóide. (Br) Braquiópodes, (Pe) pelóides, (Oo) oóides, (Eq) equinodermas e (Ga) gastrópodes. Nicóis paralelos em (A, C e E) e nicóis cruzados em (B, D e F).

➤ *Wackestone pelóidal bioclástico – Wpb*

O arcabouço é constituído por pelóides, bioclastos do tipo foraminíferos, equinodermas, braquiópodes, pelecípodes, ostracodes, gastrópodes e briozoários além de minerais evaporíticos e sílica amorfa. Como mineral evaporítico a anidrita é o mais comum, ocorre associada à calcita tanto nos bioclastos quanto nos espaços entre os grãos e fraturas. A sílica amorfa ocorre como substituição dentro dos bioclastos principalmente nos equinodermas e braquiópodes.

Os pelóides ocorrem de várias formas desde retangulares a arredondados e com tamanhos que chegam a 1,2 mm, sendo a maior parte produto da micritização de foraminíferos. Os foraminíferos com tamanho aproximado de 1,5 mm encontram-se na forma de testas do tipo: uniserial, trochoid, aglutinante, planispiral, tubular, evolute coil e milioloid micritizados e por vezes com as câmaras preenchidas por calcita espática (Figura 22A, 22C e 22D).

Os equinodermas com até 2 mm de tamanho ocorrem na forma de equinóides (Figura 22A e 22B) e crinóides (Figura 22C e 22D). A maioria dos equinodermas exibem um cimento syntaxial, o qual pode apresentar substituição por sílica amorfa, além de envelopes micríticos. Os braquiópodes ocorrem com tamanho médio de 2 mm na forma de espinhos, são bastante fragmentados, com estrutura fibrosa do tipo impunctate, ocasionalmente preenchidos por calcita espática (Figura 22C e 22D) e sílica amorfa ou micritizados, sendo possível identificar a *Composita sp.*. Foram observados fragmentos de conchas desarticuladas medindo até 0,5 mm, os quais correspondem a pelecípodes e ostracodes preenchidos por calcita e algumas vezes micritizados. Os ostracodes também ocorrem na forma de conchas articuladas com cimento de calcita espática. Também foram identificados gastrópodes com até 2,8 mm de tamanho, ocorrendo na forma de moldes preenchidos por calcita (Figura 22E e 22F).

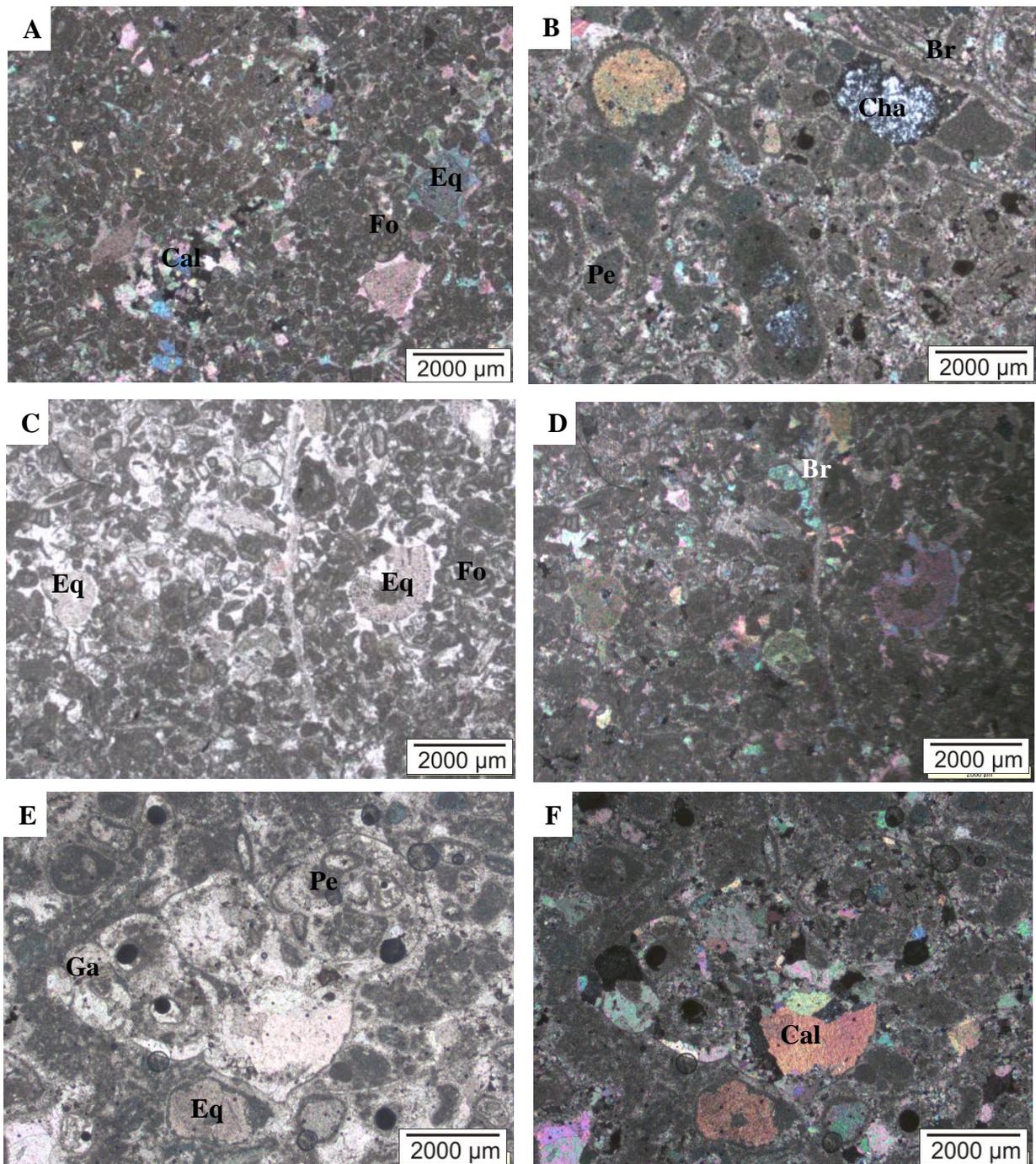


Figura 22: Wackestone peloidal bioclástico. (A) Foraminíferos e equinodermas com cimento syntaxial e fratura preenchida por calcita e anidrita (A, B, C e D) tipos de equinodermas, (E e F) molde de gastrópode preenchido por calcita espática e pelóides. (Ga) Gastrópode, (Cal) calcita, (Fo) foraminífero, (Eq) equinoderma, (Br) braquiópode, (Cha) sílica amorfa e (Pe) pelóides. Nicóis paralelos em (C e E) e nicóis cruzados em (A, B, D e F).

Em seção transversal (Figura 23A e 23B), os gastrópodes apresentam inclusões de foraminíferos e pelóides, por vezes encontram-se bastante micritizados.

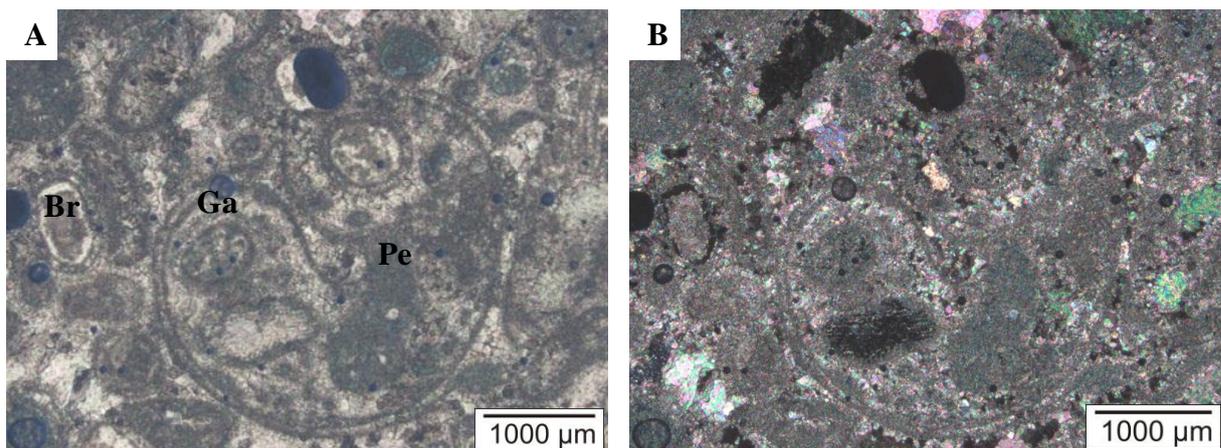


Figura 23: Wackestone peloidal bioclástico. (A e B) Gastropóde em corte transversal. (Ga) Gastropóde, (Br) braquiópode, e (Pe) pelóides. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

• Fácies Calcarenito com estilólito – Cas

Esta fácies ocorre no nível inferior da sucessão estudada (Figura 13C). Apresenta espessura de 2,5 m com granulometria média a fina, cor cinza esbranquiçado com níveis de estilólitos e estrutura maciça. Como detalhamento dessa fácies, ocorrem três microfácies: grainstone peloidal oolítico (Gpo), wackestone peloidal (Wp) e mudstone bioclásticos (Mb).

✓ Microfácies

➤ *Grainstone peloidal oolítico – Gpo*

Esta microfácies possui o arcabouço constituído por pelóides, oóides e bioclastos como equinodermas, foraminíferos e braquiópodes. Além desses grãos aloquímicos ocorrem também anidrita substituindo a calcita e minerais de pirita. Os espaços intergranulares encontram-se preenchidos por calcita com textura em mosaico e em franja nas bordas, geralmente associada à anidrita.

Os pelóides possuem diâmetro de até 0,4 mm com forma subarredondada e provavelmente, foram originados a partir da micritização de bioclastos. Os oóides com tamanho aproximado de 0,25 mm ocorrem de forma esférica pouco elíptica, exibem estrutura concêntrica e núcleo formado por bioclastos como foraminíferos e braquiópodes. Por vezes estão bastante micritizados (Figura 24A e 24B).

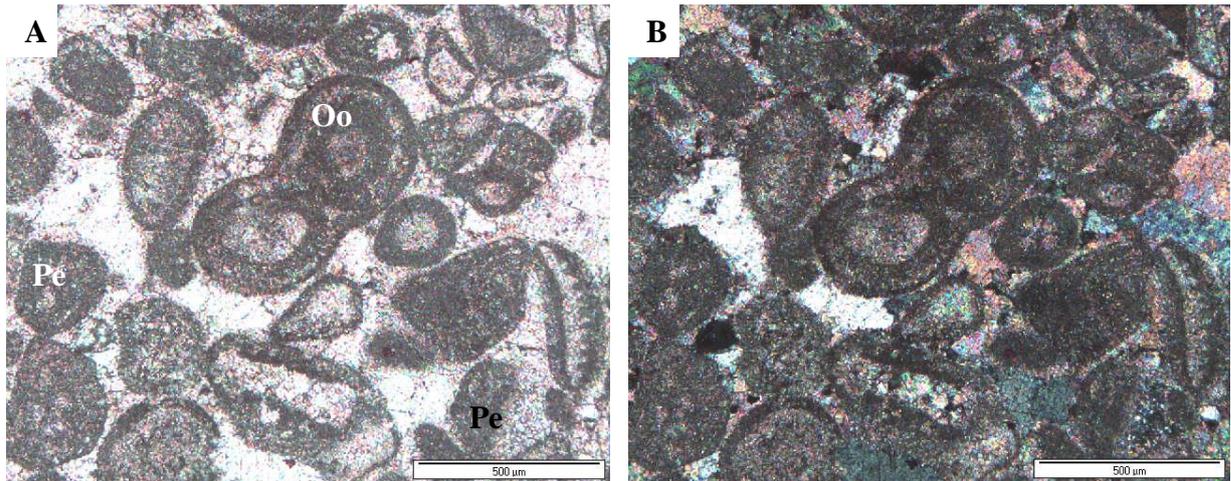


Figura 24: Grainstone peloidal oolítico. (A e B) Oóide micritizado com dois núcleos. (Oo) oóide, (Pe) pelóide. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

Os equinodermas podem atingir até 1,3 mm de tamanho e apresentam a típica estrutura em peneira. A maioria deles apresenta envelope micrítico e alguns poucos exibem cimento sintaxial de calcita (Figura 25A). Os foraminíferos identificados possuem tamanhos variados e diferentes tipos de testas: uniserial, triserial, trochoid, spiral (*Tricites sp.*) (Figura 25B) e tubular.

Os braquiópodes, com tamanho aproximado de 1 mm, foram encontrados na forma de moldes com envelope micrítico (Figura 25B). Raramente se tem a presença de fragmentos de pelecípodes e gastrópodes e quando encontrados possuem envelope micrítico.

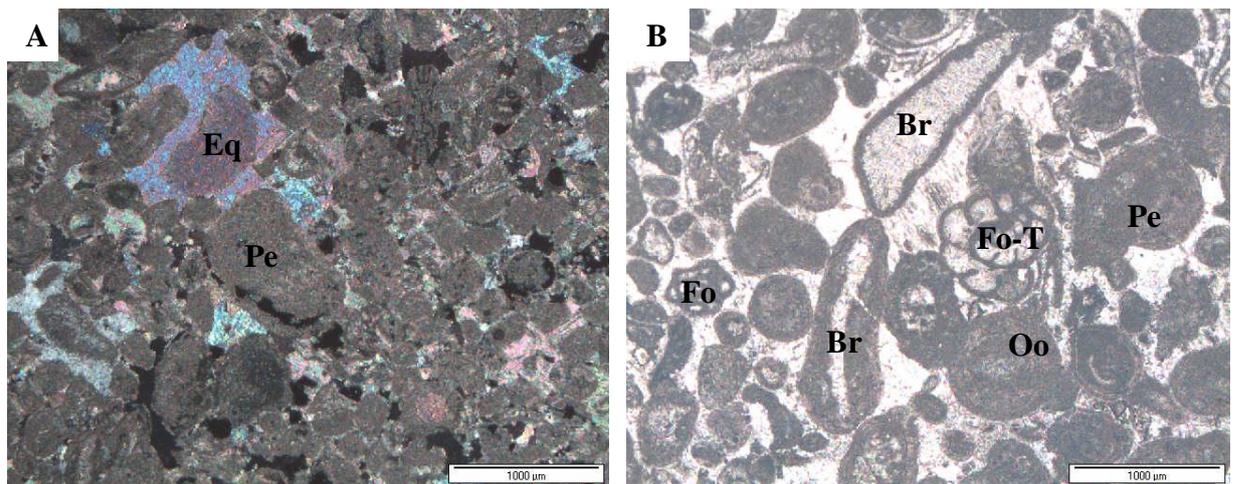


Figura 25: Grainstone peloidal oolítico. (A) Equinoderma com cimento sintaxial de calcita e (B) Foraminífero do tipo *Tricites sp.* braquiópodes com envelope micrítico, oóides e pelóides. (Pe) Pelóide, (Eq) equinoderma, (Br) braquiópode, (Fo) foraminífero e (Fo-T) foraminífero do tipo *Tricites sp.* Nicóis paralelos em (B) e nicóis cruzados em (A).

➤ *Wackestone peloidal – Wp*

Essa microfácies tem arcabouço constituído predominantemente por pelóides seguido por bioclastos e minerais como anidrita e pirita, além de intraclastos.

Os pelóides possuem tamanho de 1 mm aproximadamente e formas variadas, sendo em parte produto da micritização de bioclastos, principalmente foraminíferos (Figura 26A e 26B). Dentre os bioclastos foram identificados equinodermas, braquiópodes, foraminíferos e menos abundantes ostracodes e briozoários.

Os equinodermas ocorrem de várias formas, cujo tamanho pode chegar a 0,5 mm, e apresentam cimento sintaxial de calcita que por vezes, está sendo substituída por sílica amorfa (Figura 26A e 26B).

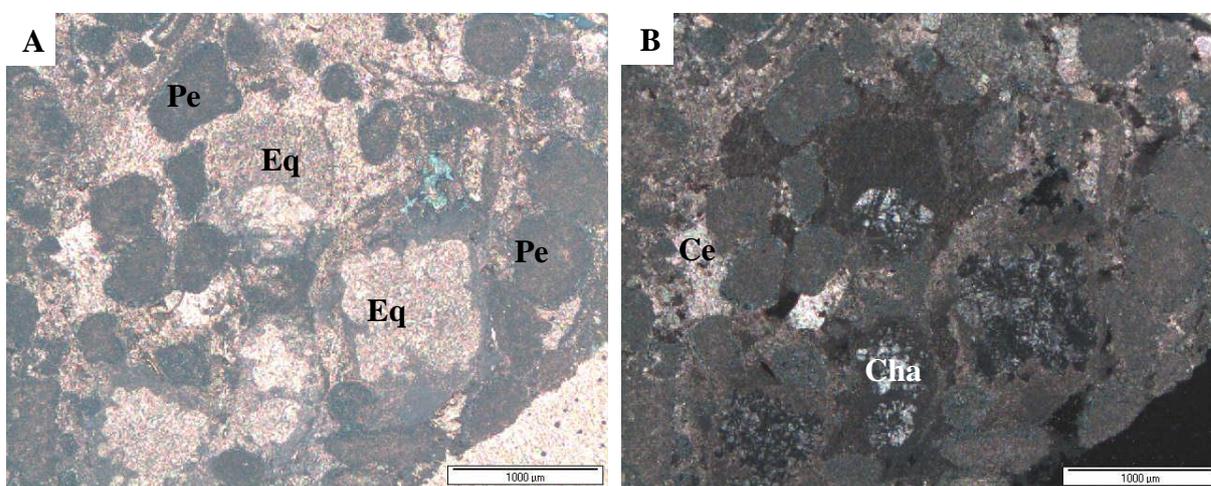


Figura 26: Wackestone peloidal. (A) e (B) Equinodermas micritizados, com cimento sintaxial e preenchidos por sílica amorfa e pelóides. (Pe) pelóide, (Eq) equinoderma, (Cha) sílica amorfa e (Ce) calcita espática. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

A ocorrência de foraminíferos com 0,5 mm aproximadamente de tamanho, apresenta testas do tipo uniserial e milioloid com envelope micrítico sendo os constituintes pouco micritizados (Figura 27A). Foram identificados braquiópodes com tamanho aproximado de 0,7 mm, do tipo punctate e impunctate, micritizado com envelope micrítico (Figura 27B e 27C) parcialmente preenchido por sílica amorfa. Ostracodes são os menos abundantes nessa microfácies, ocorrem com até 0,3 mm de tamanho (Figura 27B e 27C).

O espaço intergranular está preenchido por dois tipos de cimento calcíticos na forma de mosaico ou blocosa (Figura 27C (a e b)).

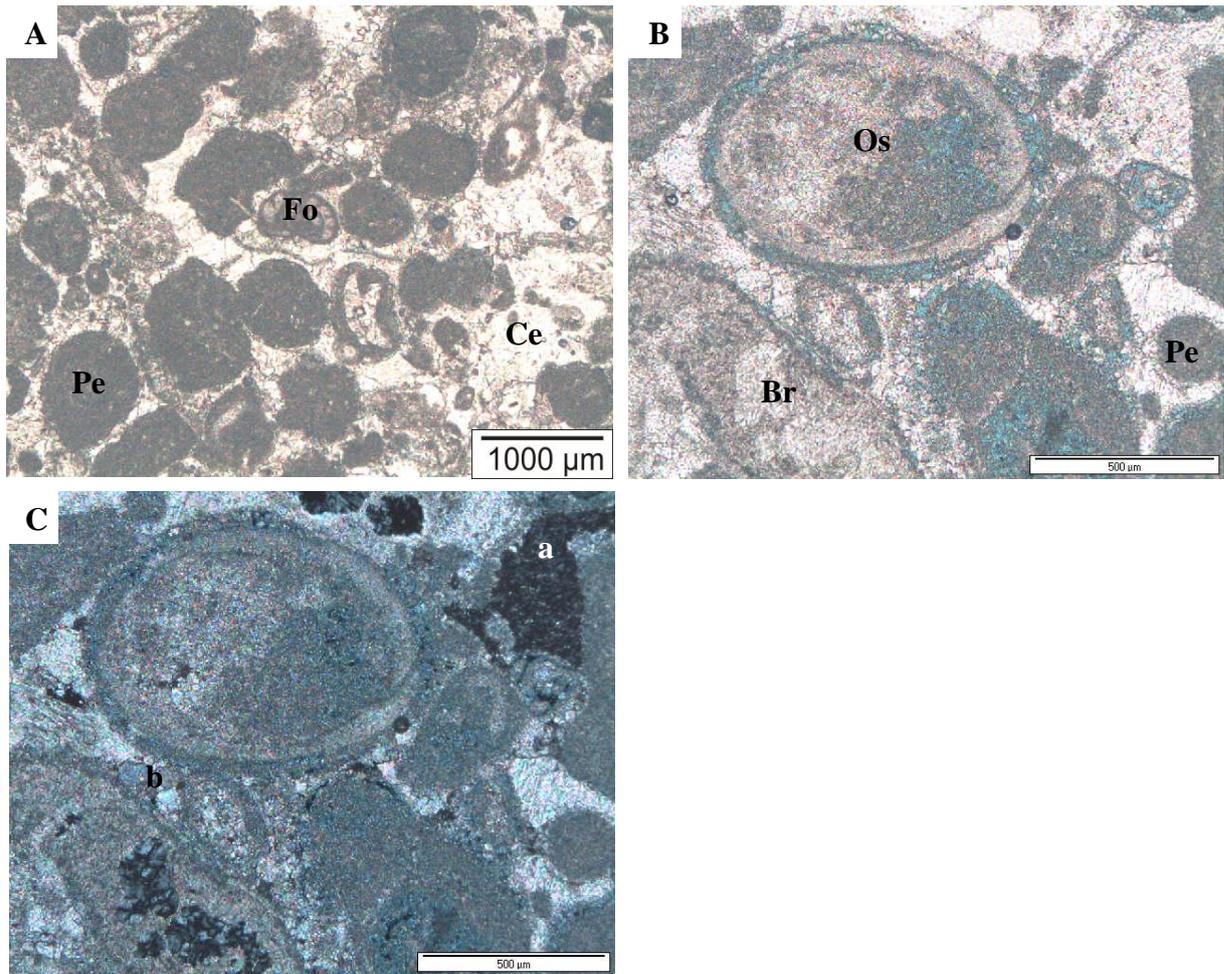


Figura 27: Wackestone peloidal. (A) Testa de foraminífero do tipo milioloid, (B e C) ostracode em seção geopetal e braquiópode parcialmente preenchido por sílica amorfa e (C) tipos de cimentos de calcita (a) mosaico (b) blocosa. (Fo) Foraminífero, (Pe) pelóide, (Br) braquiópode, (Os) ostracodes e (Ce) calcita espática. Nicóis paralelos em (A e B) e nicóis cruzados em (C).

➤ *Mudstone bioclástico – Mb*

O arcabouço é constituído predominantemente por bioclastos como pelecípodes, braquiópodes, foraminíferos e ostracodes. Além desses grãos aloquímicos ocorrem minerais de anidrita e pirita, esta última dispersa em matriz micrítica.

A maioria dos bioclastos ocorre na forma de molde de carapaças e espinhos (Figura 28A e 28B) fragmentados e preenchidos (quando possível de identificar) por calcita e anidrita.

Os braquiópodes com até 2 mm de tamanho, apresentam a típica textura crenulada e conchas desarticuladas preenchidas por anidrita, sendo possível identificar a *Composita sp.* (Figura 28A e 28B).

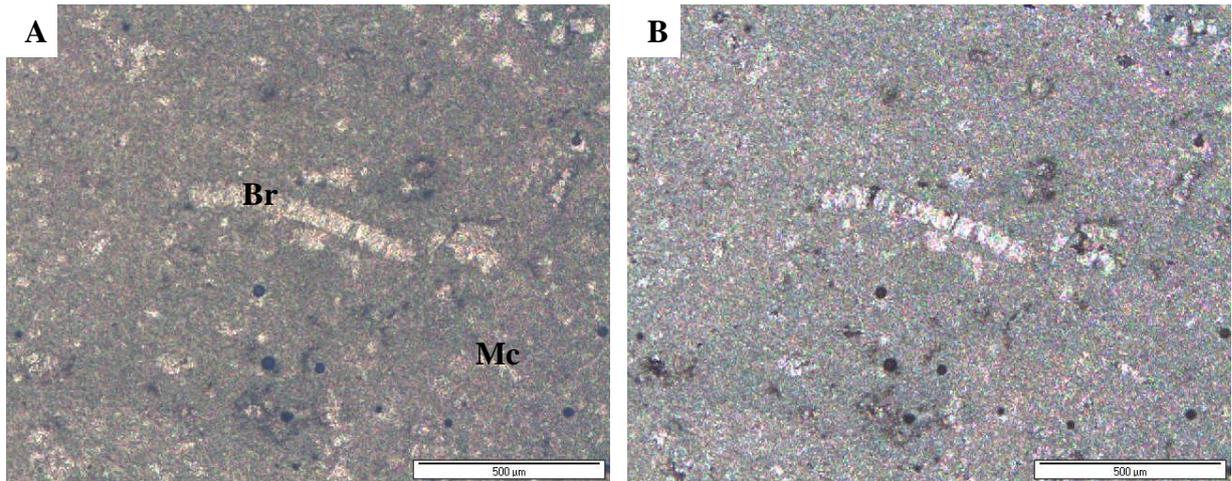


Figura 28: Mudstone bioclástico. (A e B) Braquiópode do tipo *Composita* sp.e moldes de carapaças (pelecípode). (Br) braquiópodes, (Mc) moldes de carapaças. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

Foraminíferos são raros de se encontrar nessa microfácies (Figura 29A). Os poucos encontrados tem cerca de 0,3 mm de tamanho e estão bastante micritizados, o que dificulta a identificação do tipo de testa. Essa microfácies encontra-se bastante “lamosa” e, por vezes, ocorrem fraturas preenchidas por evaporitos e calcita espática (Figura 29B).

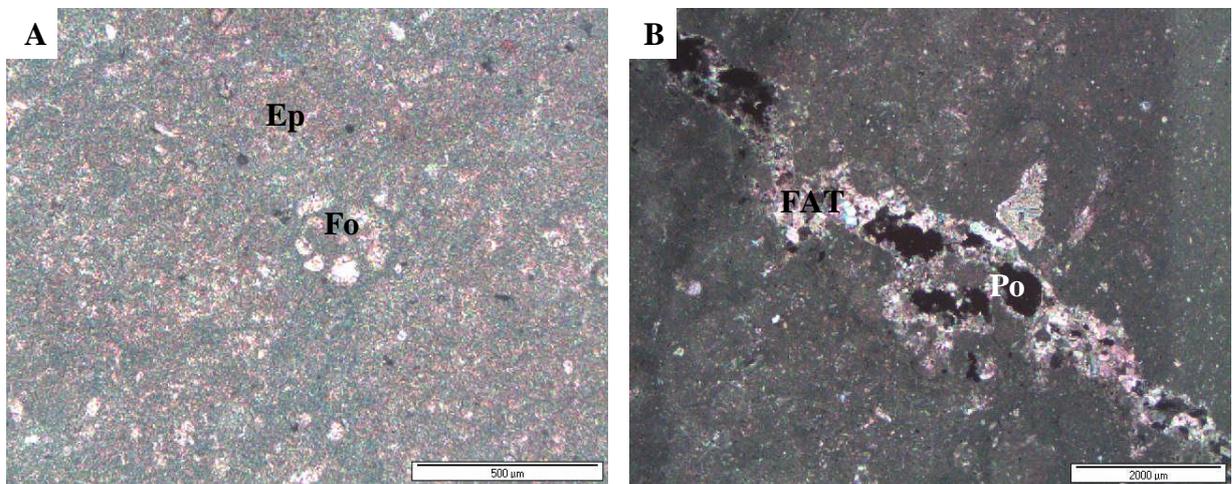


Figura 29: Mudstone bioclástico. (A) Foraminífero e espinhos de braquiópodes micritizados e (B) fratura preenchida por calcita espática, evaporitos e a presença de poros. (FAT) Fratura, (EP) espinho, (Po) poro e (Fo) foraminífero. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

- **Fácies calcarenito tabular – Cat**

Esta fácies ocorre no topo do nível inferior da sucessão estudada (Figura 13C). Possui espessura de 1 m de cor cinza claro, granulometria fina a média e bastante fraturado. Nessa fácies foi identificada apenas uma microfácies, a saber: grainstone oolítico peloidal (Gop).

- *Grainstone oolítico peloidal – Gop*

Seu arcabouço é constituído predominantemente por oóides seguido por pelóides, bioclastos, intraclastos e minerais como pirita e anidrita. Os espaços intergranulares encontram-se preenchido por calcita espática na forma de cimento com textura em mosaico e em franja nas bordas.

Os oóides possuem diâmetro aproximado de 0,5 mm de forma esférica a elíptica e estrutura concêntrica. O núcleo é formado por bioclastos (foraminíferos e braquiópodes) bastante micritizados (Figura 30A).

Em relação aos pelóides observam-se formas e tamanhos variados, eles são em parte produto da micritização de bioclastos, assim como de oóides (Figura 30B, 30C e 30D). Os bioclastos, por sua vez, são representados por: braquiópodes, foraminíferos e equinodermas.

Foram observados braquiópodes com tamanho de até 0,9 mm do tipo punctate e impunctate com estrutura crenulada (Figura 30B e 30C) e fibrosa. Eles ocorrem com envelope micrítico e, por vezes, na forma de moldes preenchidos por calcita espática e anidrita. Foi possível identificar a presença do braquiópode *Composita sp.*.

Os foraminíferos com tamanho aproximado de 0,5 mm possuem vários tipos de testas como: uniserial, spiral (*Tricites sp.*), tubular, milioloid, streptospiral e trochoid. Possuem envelope micrítico e suas câmaras são preenchidas por calcita espática (Figura 30D). Os equinodermas com cerca de 0,5 mm apresentam formas do tipo retangular a circular e a típica estrutura em peneira, bem como crescimento syntaxial de calcita. Fragmentos de briozoários e pelecípodes são raros nessa microfácies.

Com relação aos intraclastos observou-se que geralmente apresentam formas angulosas a arredondadas sendo constituídos por calcita microcristalina. Nos poros há presença de calcita recristalizada (cristais finos) (Figura 30B e 30C).

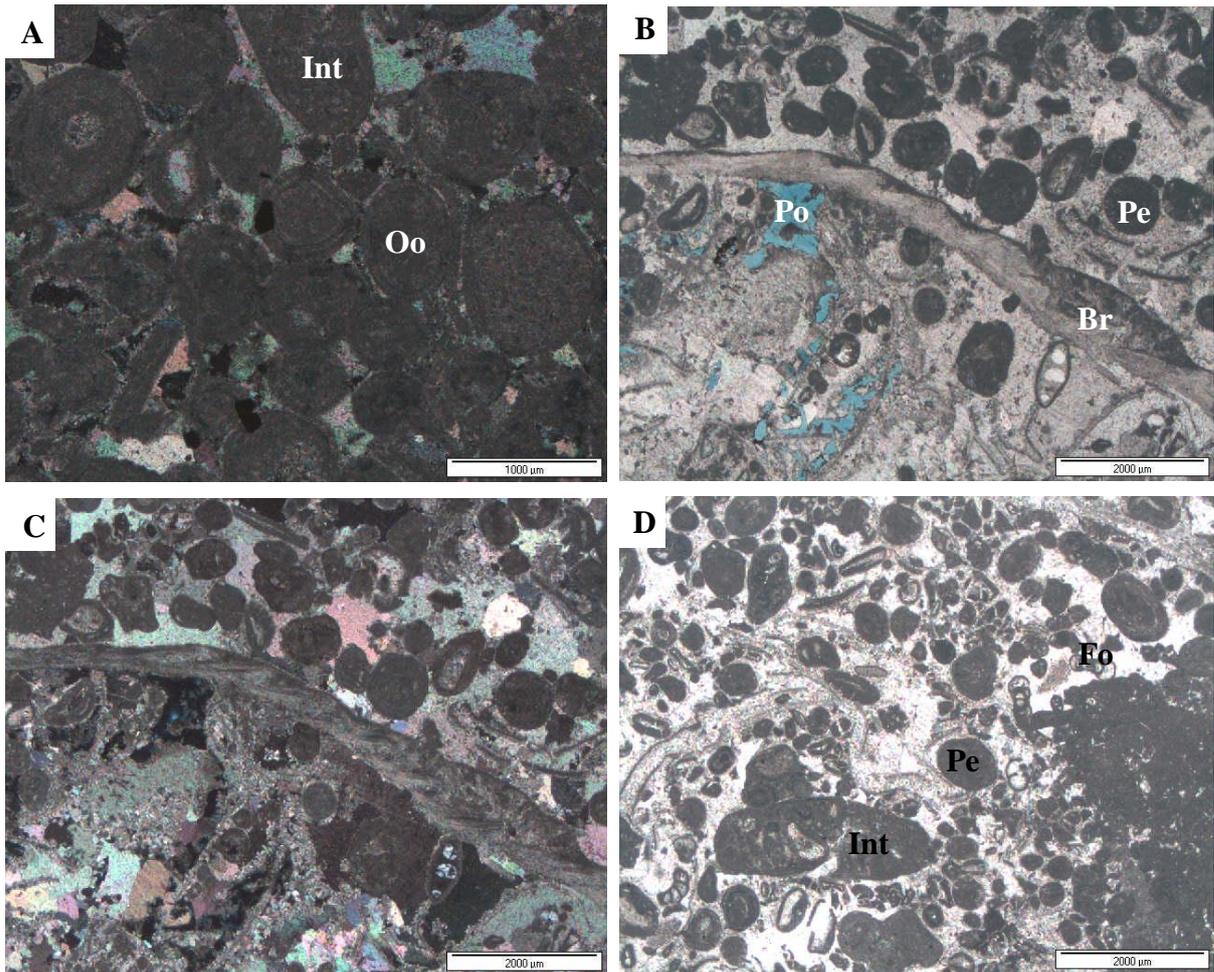


Figura 30: Grainstone oolítico peloidal. (A) Vários tipos de oóides e calcita preenchendo os espaços intergranular, (B e C) braquiópode punctate com estrutura crenulada e pelóides e (D) intraclastos e foraminíferos com câmaras preenchidas por calcita espática e poros preenchidos por cristais finos de calcita. (Oo) oóide, (Int) intraclasto, (Br) braquiópode, (Pe) pelóide (Po) poro e (Fo) foraminífero. Em (B e D) nicóis paralelos e em (A e C) nicóis cruzados.

• Fácies Dolomito – Dol

Esta fácies ocorre como piso da sucessão estudada, intercalada com o folhelho calcífero do nível médio e na base do nível superior com espessura de 1 m (Figura 13B e 13D e 13E). Apresenta de forma geral uma granulometria fina, coloração cinza esbranquiçada, estrutura maciça, sendo diferente apenas no nível superior, onde exibe uma coloração cinza clara. Possui quatro microfácies associadas que são: wackestone bioclástico dolomitizado (Wbd), dolomito com moldes de bioclastos (Dmb), dolomito (Dol) e carbonato cristalino (Ca).

✓ **Microfácies**

➤ *Wackestone bioclástico dolomitizado - Wbd*

Essa microfácies ocorre na base do nível superior da sucessão estudada. O arcabouço é constituído por equinodermas e moldes de carapaças de bioclastos emersos em matriz dolomítica, onde há ocorrência de minerais evaporíticos como anidrita provavelmente substituindo calcita. Raros são os minerais opacos, assim como níveis de matéria orgânica.

Os moldes de carapaças encontram-se preenchidos esporadicamente por calcita espática associada por vezes a anidrita, bastante alterados o que dificulta a identificação do tipo de bioclasto (Figura 31A e 31B).

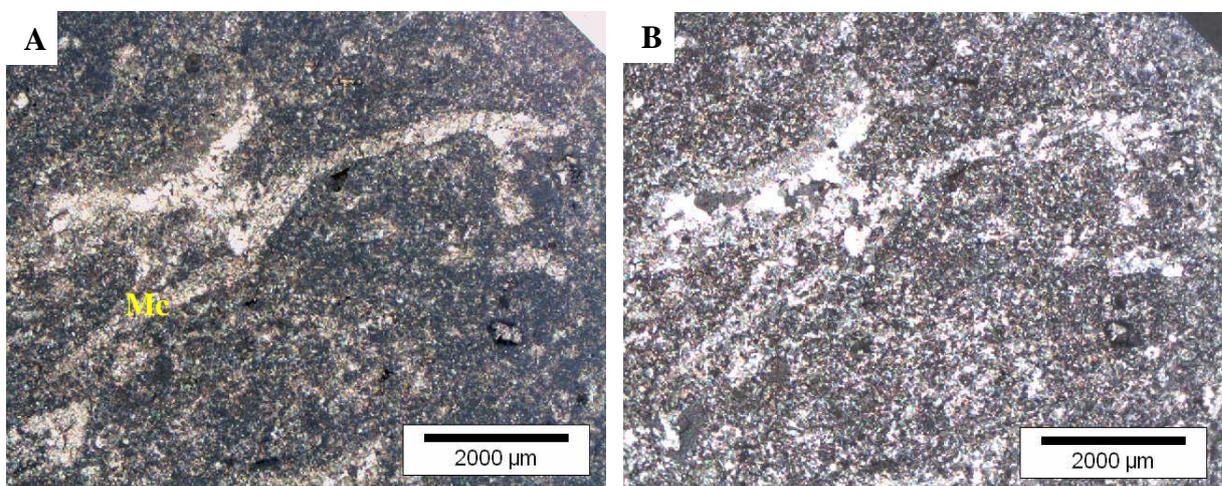


Figura 31: Wakestone bioclástico dolomitizado. Em (A) molde de bioclasto, (B) molde de bioclasto com preenchimento de calcita espática. (Mc) molde de carapaças. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

Os equinodermas que geralmente são de mais fácil identificação devido a sua extinção e a típica estrutura em peneira, apresentam-se dolomitizados (Figura 32A e 32B). A matriz dolomítica ocorre na forma planar-s a não-planar, com cristais de granulometria fina, onde se observa raros cristais com estrutura romboédrica. Também na matriz foram encontrados pequenos cristais de calcita de granulometria muito fina.

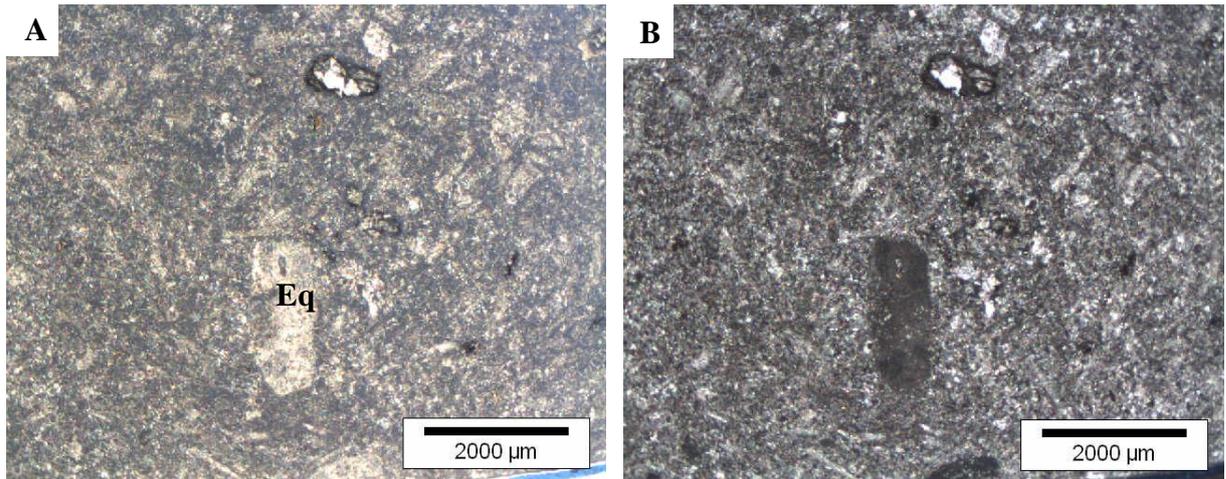


Figura 32: Wakestone bioclástico dolomitizado. Em (A) equinoderma e vários fragmentos de bioclastos emersos em matriz dolomítica e (B) equinoderma com extinção a 90°. (Eq) equinoderma. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

➤ *Dolomito com moldes de bioclastos – Dmb*

Esta microfácies ocorre no nível médio da sucessão estudada. Possui cristais de dolomita com granulometria muito fina a fina, textura hipidiomórfica a xenomórfica, variando de fábrica não-planar a planar-s. Raramente foi observada a presença de grãos aloquímicos, sendo identificada a presença de moldes de equinodermas e carapaças de bioclastos (Figura 33A, 33B e 33C).

Além da dolomita ocorrem grãos de quartzo, pirita dispersa pela amostra, além de anidrita substituindo a calcita. Os grãos de quartzo são monocristalinos de granulometria muito fina a fina, subangulosos a subarredados (Figura 33D). Além dos cristais de dolomita, ocorrem também cristais de calcita dentro dos poros. Prováveis níveis de matéria orgânica que formam planos como pseudo-laminações foram identificados (Figura 33E).

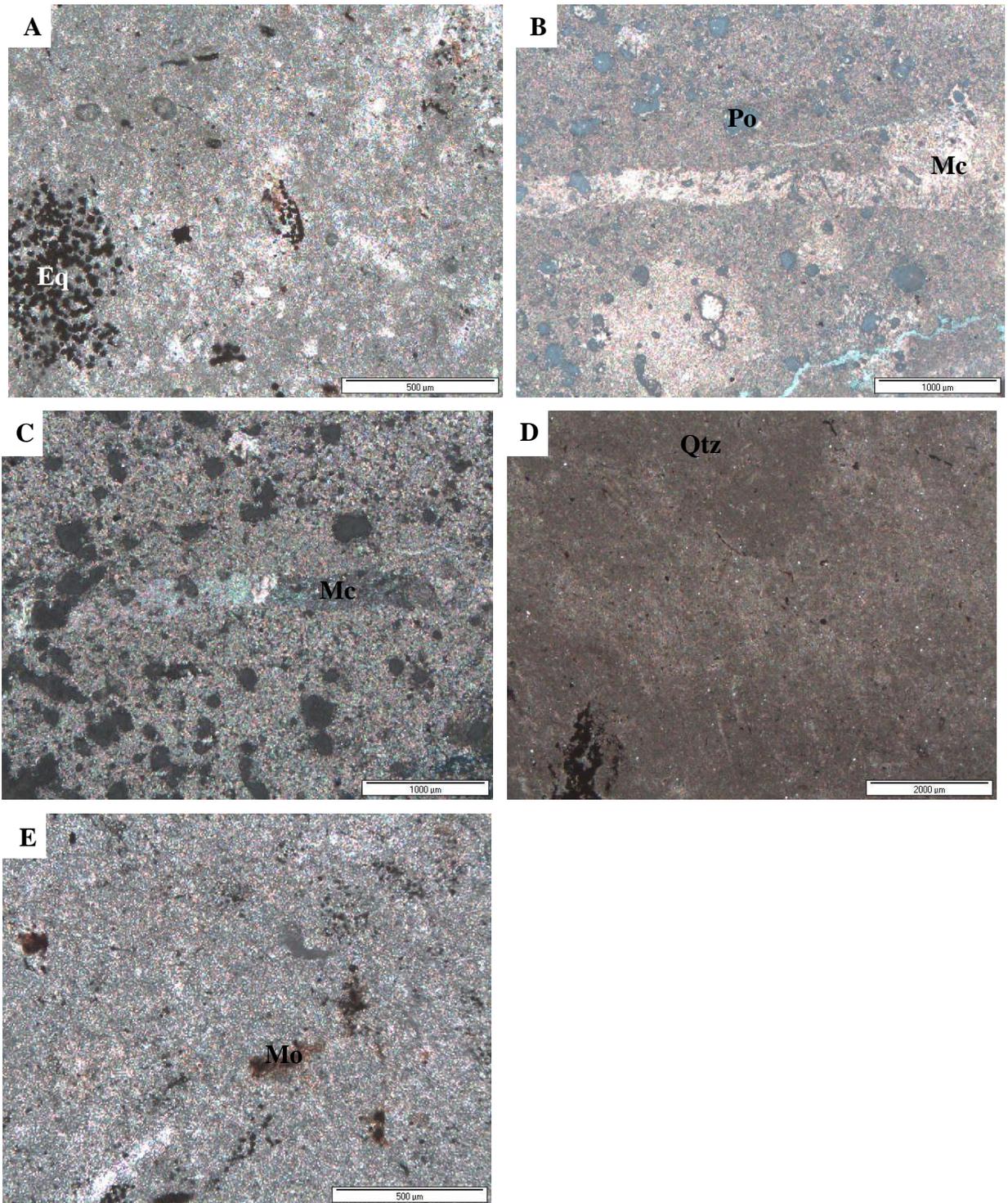


Figura 33: Dolomito com moldes de bioclasto. (A) Equinoderma em dolomito; (B e C) moldes de carapaças preenchidas por calcita, (D) grãos de quartzos em matriz dolomítica; (E) níveis de matéria orgânica ou fitas de dissolução. Equinoderma (Eq), molde de carapaças (Mc), quartzo (Qtz), poro (Po) e matéria orgânica (Mo). Nicóis paralelos em (A, B e D) e nicóis cruzados em (C).

➤ *Dolomito – Dol*

Essa microfácies ocorre como o piso da sucessão estudada. Possui cristais de dolomita com granulometria muito fina a fina, textura xenomórfica caracterizando uma fábrica não-planar (Figura 34A). Além da dolomita, também há presença de grãos terrígenos de quartzo monocristalinos, granulometria muito fina a fina, angulosos a subarredondados (Figura 34B), além de mineral opaco, provavelmente pirita, disperso pela amostra. Não há ocorrência de grãos aloquímicos. Possui níveis de matéria orgânica (Figura 34C).

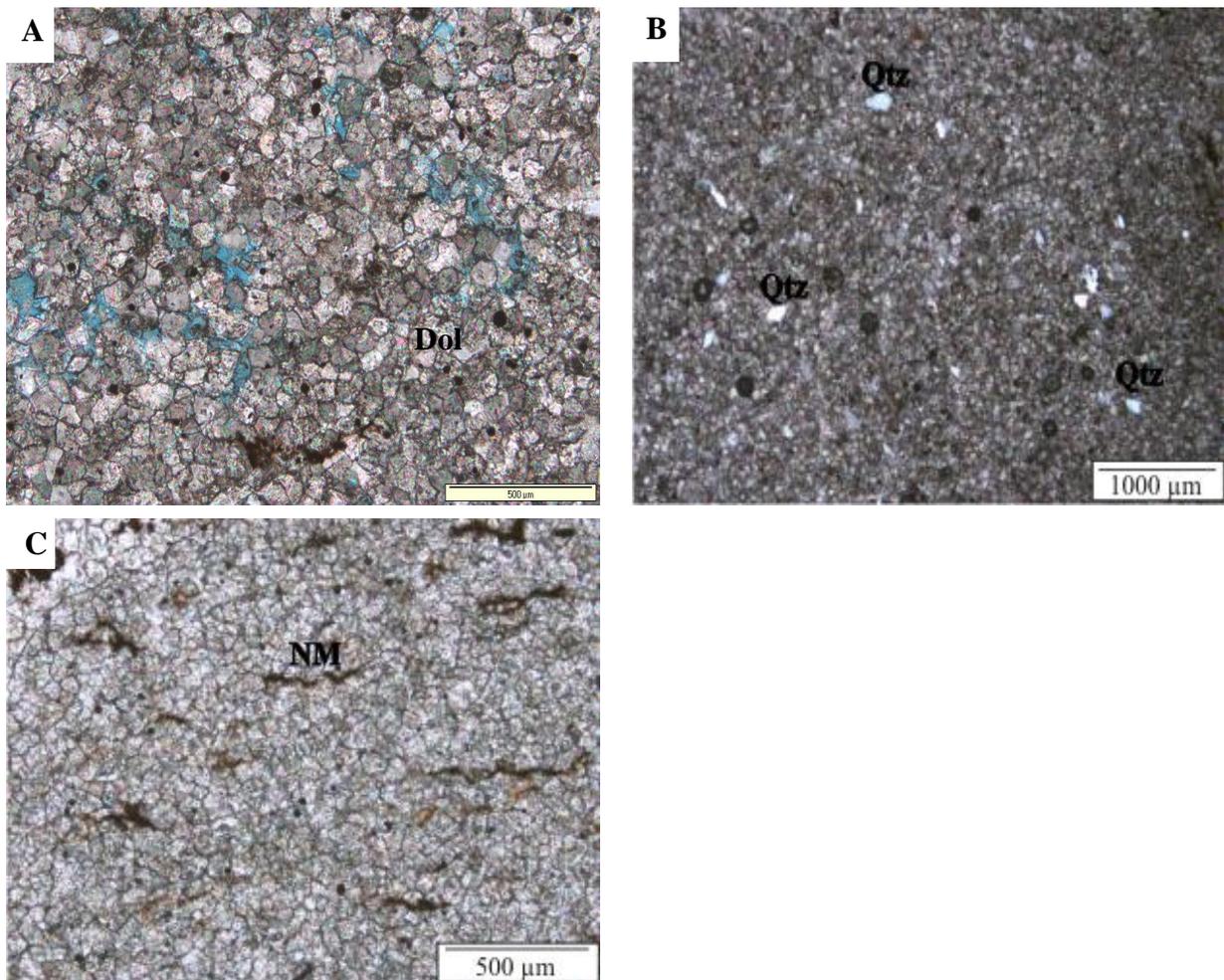


Figura 34: Dolomito. (A) dolomito de textura xenomórfica e fábrica não-planar, (B) grãos de quartzo terrígenos angulosos, (C) porosidade intercrystalina e (D) níveis de matéria orgânica. Quartzo (Qtz), pirita (PY), dolomita (Dol) e níveis de matéria orgânica (NM). Nicóis paralelos em (A e C) e nicóis cruzados em (B).

➤ *Calcário cristalino - Cc*

Essa microfácies ocorre no nível médio da sucessão estudada. Na composição há predominância de cristais de calcita, seguido por dolomita, pirita e grãos terrígenos de quartzo. Os cristais de calcita espática ocorrem com granulometria variando de fina a média (Figura 35A e 35B), sendo o arcabouço constituído pela fração fina, enquanto a fração média ocorre em pontos localizados na amostra. Os grãos de quartzo são monocristalinos de granulometria muito fina, subangulosos a subarredondados. Nessa microfácies observa-se uma maior concentração de matéria orgânica (Figura 35C e 35D).

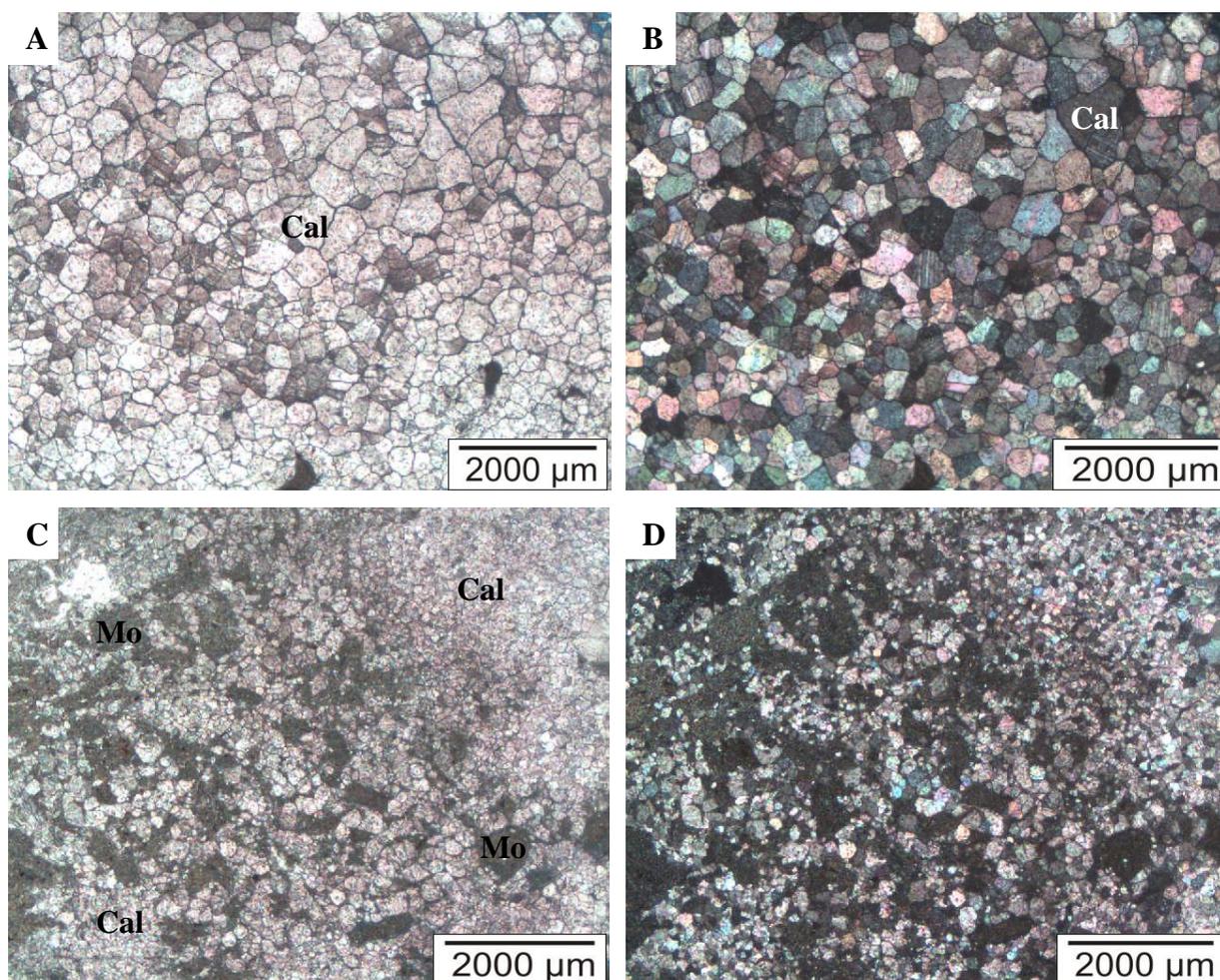


Figura 35: Calcário cristalino com variação granulométrica (A e B) e presença de matéria orgânica (C e D). (Mo) Matéria orgânica e (Cal) cristais de calcita. Nicóis paralelos em (A e C) e nicóis cruzados em (B e D).

- **Fácies folhelho calcífero laminado – Fcl**

Esta fácies ocorre tanto no nível médio como no nível superior da sucessão estudada (Figura 14D e 14E). No nível superior, apresenta espessura de 0,40 cm de coloração cinza escuro a preto, bastante friável, sem bioturbação. No nível médio essa fácies possui espessura de 2,5 m e ocorre intercalada com dolomito, apresentando uma coloração cinza escuro a preto com forte odor de enxofre e pode ser subdividida em três microfácies, que são representadas por packstone bioclástico com terrígenos (Pbt), packstone oolítico bioclástico (Pob) e mudstone bioclástico com grãos terrígenos (Mbt).

- ✓ **Microfácies**

- *Packstone bioclásticos com grãos terrígenos – Pbt*

Essa microfácies ocorre no nível médio da sucessão estudada. Arcabouço constituído de bioclastos, opacos, evaporitos e sílica amorfa. O mineral opaco, pirita, ocorre disperso na amostra, sendo que a anidrita e a sílica amorfa ocorrem como substituição da calcita nos bioclastos. Esporadicamente tem-se a presença de oóides e intraclastos (Figura 36A e 36B).

Moldes de carapaças são encontrados com espesso envelope micrítico, sendo os bioclastos identificados como foraminíferos, braquiópodes, gastrópodes e equinodermas.

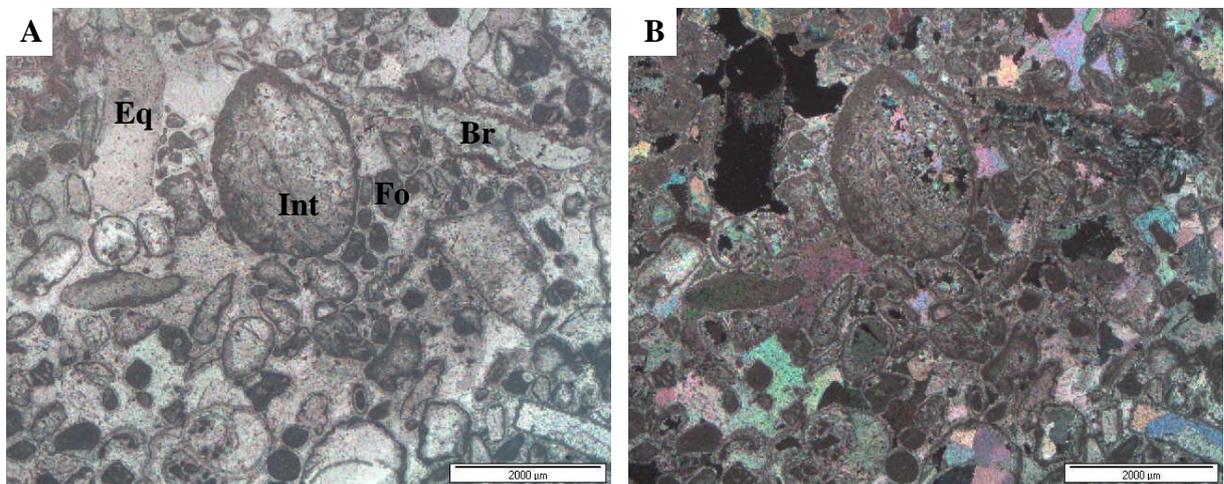


Figura 36: Packstone bioclástico com grão terrígenos. (A e B) Intraclasto com cristais de calcita espática e fragmentos de bioclastos com envelope micrítico. (Eq) Equinoderma, (Int) intraclastos, (Fo) foraminíferos e (Br) braquiópodes. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

Os foraminíferos com tamanho máximo de 0,5 mm são encontrados em várias formas de testas como: biserial, tubular, evolute coil (fusulinid (*Tricites sp*)), trochoid e predomina o de

forma aglutinada. Em alguns casos as câmaras estão preenchidas por calcita espática ou micritizados formando assim os pelóides (Figura 37A, 37B, 37C e 37D).

Os braquiópodes ocorrem como conchas desarticuladas e espinhos cujo tamanho pode alcançar 4 mm de comprimento. Apresenta-se de forma impunctate e punctate, estrutura fibrosa, por vezes micritizados e envelope micrítico, sendo que a calcita espática está sendo substituída por anidrita e sílica amorfa (Figura, 37A e 37B).

Os gastrópodes com até 1 mm de tamanho ocorrem preenchidos por calcita e por bioclastos micritizados (possivelmente foraminíferos) (Figura 37C e 37D).

Pelecípodes com até 1 mm de tamanho aproximadamente, ocorrendo como conchas articuladas (Figura 37C e 37D) preenchidas por calcita espática associada com anidrita. No geral, a calcita ocorre como cimento na maioria dos constituintes, sendo esta com textura em mosaico no interior dos fragmentos bioclásticos e, nas bordas como precipitado na forma de franja (Figura 37D e 37B).

Os equinodermas com tamanho máximo de 3 mm, são observados em forma retangulares a circulares com a típica estrutura em peneira. Geralmente esses bioclastos possuem cimento syntaxial de calcita espática, ou substituindo essa calcita por sílica amorfa (Figura 37E e 37F).

Os oóides com diâmetro aproximado de 1 mm, apresentam estrutura concêntrica e núcleo formado por bioclasto (Figura 37E e 37F). Os intraclastos são de forma retangular a esférica com 2,5 mm de tamanho aproximado, por vezes encontram-se parcialmente preenchidos por pequenos cristais de calcita, ou com fragmentos fossilíferos (Figura 37E).

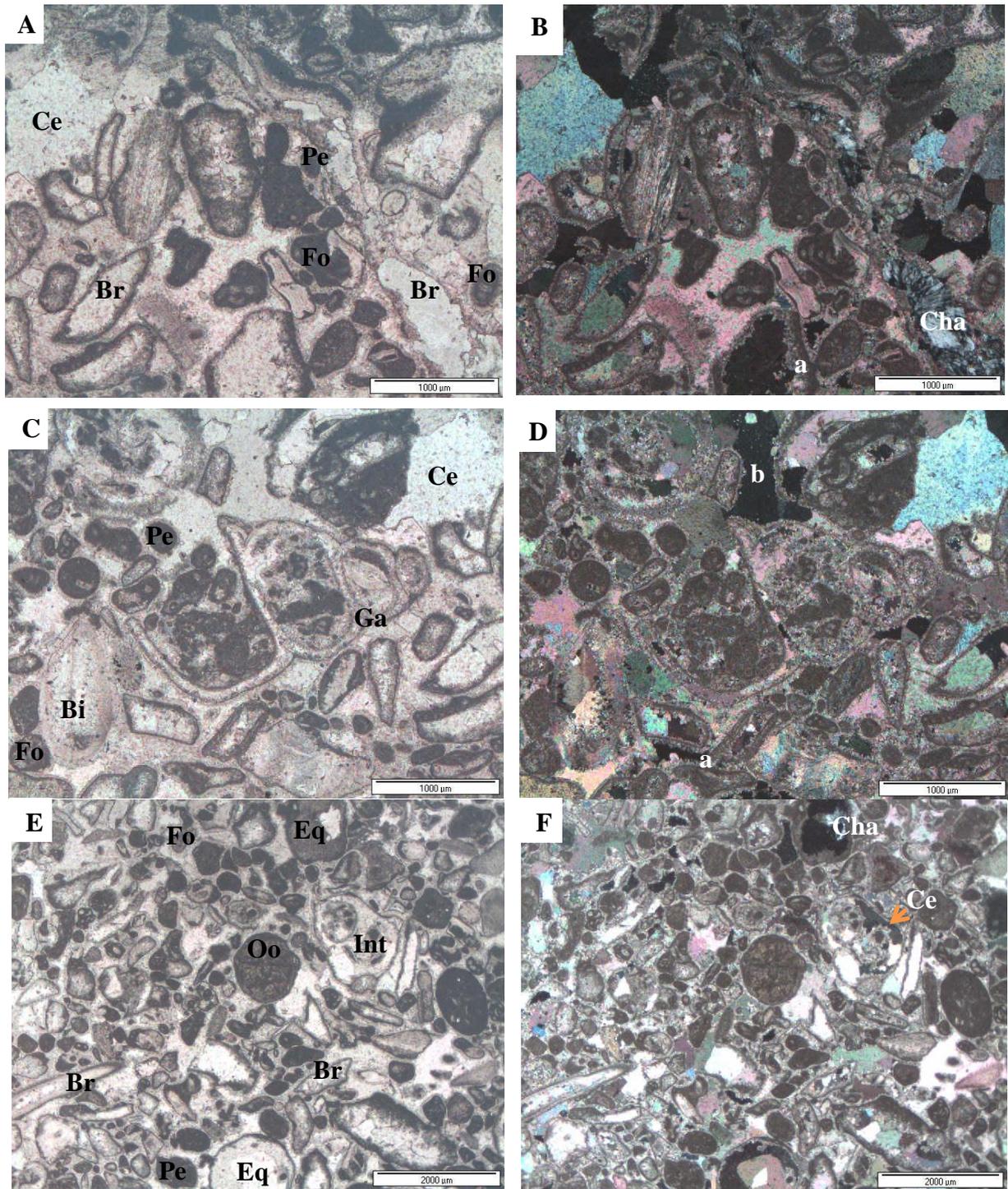


Figura 37: Packstone bioclástico com grão terrígenos. (A e B) Braquiópodes com substituição por sílica amorfa, (C e D) gastrópode com pelóides no interior do fragmento, cimento de calcita espática e bivalves articulado, em (E e F) ocorre equinodermas sendo substituído por sílica amorfa, oóides com núcleo de bioclastos micritizados e intraclastos com fragmentos de bioclastos com calcita espática. (Eq) Equinoderma, (Int) intraclasto, (Fo) foraminíferos, (Br) braquiópodes, (Ce) calcita espática, (Pe) pelóides, (Cha) sílica amorfa, (Oo) oóides e (Br) braquiópodes. Nicóis paralelos em (A, C e E) e nicóis cruzados em (B, D e F).

➤ *Packstone oolítico bioclástico – Pob*

Essa microfácies ocorre somente no nível superior da sucessão estudada. O arcabouço é constituído predominantemente por oóides, seguido por bioclastos como foraminíferos, braquiópodes, equinodermas e gastrópodes, além de minerais como pirita e sílica amorfa, esta última ocorre substituindo os bioclastos. Observa-se ainda a ocorrência de matriz micrítica.

Os oóides possuem diâmetro médio de 1 mm, forma esférica e elíptica de estrutura concêntrica e radial (Figura 38A), sendo o núcleo formado por bioclastos (Figura 38B). Os equinodermas ocorrem de vários tamanhos e formas que variam desde tabular a circular, por vezes com cimento syntaxial de calcita (Figura 38A). Os foraminíferos com aproximadamente 0,3 mm de tamanho, apresentam testas do tipo: uniserial, tubular, trochoid e de forma aglutinada, com envelope micrítico e câmaras preenchidas por calcita espática.

Espinhos em seção transversal e longitudinal de braquiópodes com até 1 mm, ocorrem preenchidos por calcita espática. Além dos espinhos, tem-se fragmentos de braquiópodes onde foi possível identificar *Composita sp.* Menos abundante têm-se os pelóides, pelecípodes e gastrópodes cujas conchas encontram-se geralmente com envelope micrítico ou completamente micritizados.

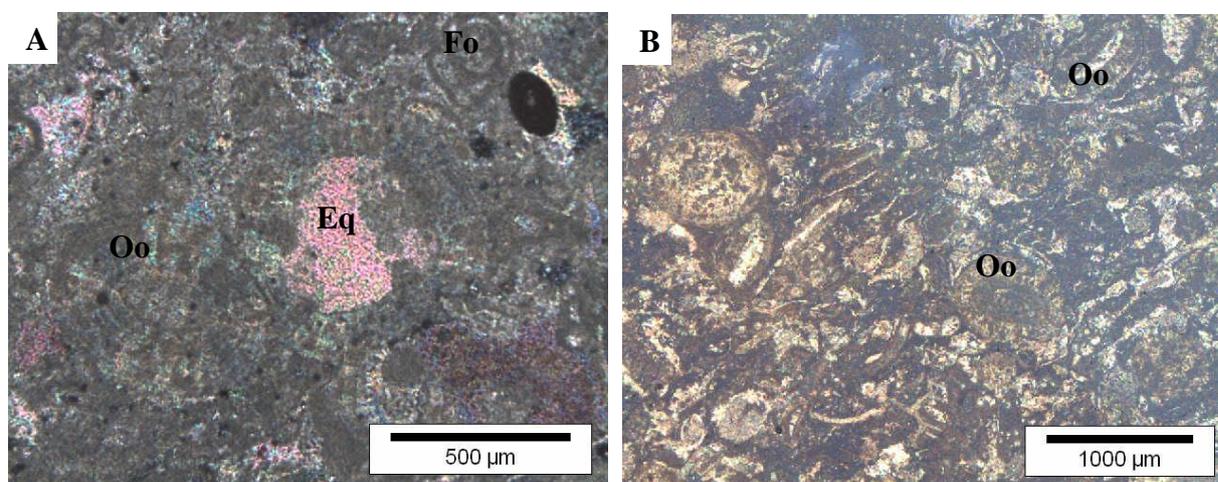


Figura 38: Packstone oolítico bioclástico. (A e B) Vários tipos de núcleo de oóides emersos em matriz micrítica, além de equinodermas e foraminíferos. (Oo) Oóide, (Eq) equinoderma e (Fo) foraminífero. Nicóis paralelos em (B) e nicóis cruzados em (A).

➤ *Mudstone bioclástico com grãos terrígenos - Mbt*

Esta microfácies ocorre no nível médio da sucessão estudada. Seu arcabouço é predominantemente “lamoso” e constituído por bioclastos e grãos terrígenos de quartzo, além de minerais opacos como pirita.

Moldes de carapaças foram observados (Figura 39A e 39B), sendo de difícil identificação devido à alteração e por serem bastante fragmentados, no entanto, é possível identificar o preenchimento de calcita espática.

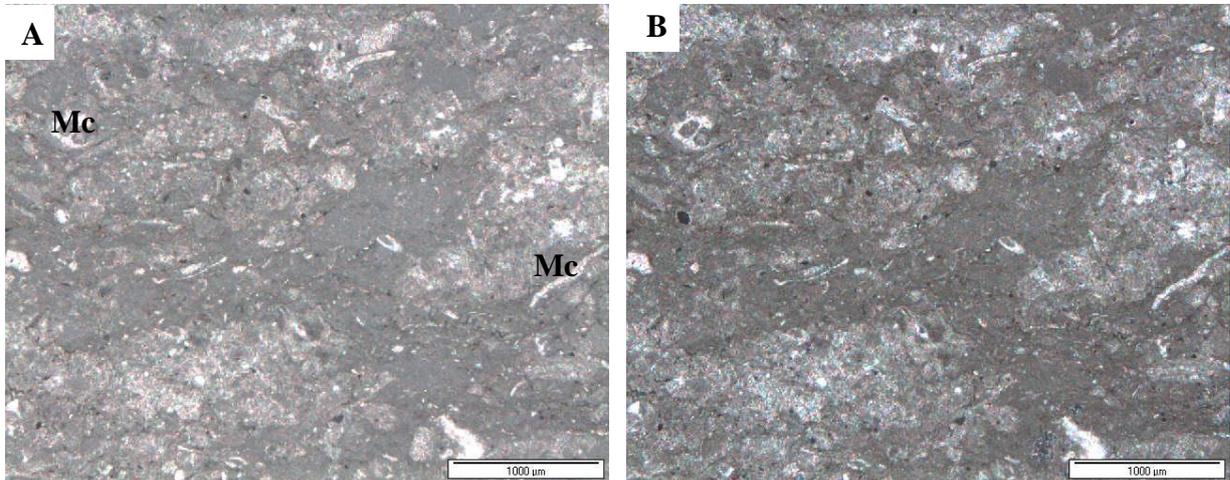


Figura 39: Packstone oolítico bioclástico. (A e B) Vários tipos de núcleo de oóides emersos em matriz micrítica, além de equinodermas e foraminíferos. (Oo) Oóide, (Eq) equinoderma e (Fo) foraminífero. Nicóis paralelos em (B) e nicóis cruzados em (A).

Os grãos terrígenos são representados por quartzo monocristalino de granulometria muito fina, subangulosos a subarredondados. Possui uma orientação marcada por níveis de matéria orgânica (Figura 40A e 40B).

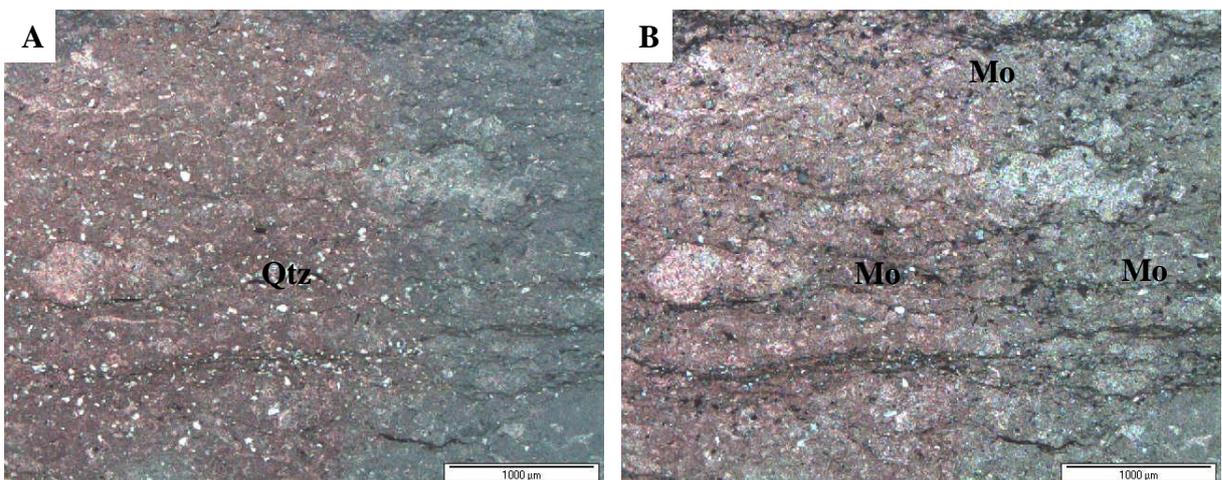


Figura 40: Mudstone bioclástico com grãos terrígenos. (A e B) Grãos terrígenos de quartzos e níveis de matéria orgânica. (Mo) níveis de matéria orgânica e (Qtz) grãos de quartzo. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (D).

- **Fácies calcarenito maciço fossilífero – Camf**

Esta fácies ocorre somente no nível superior da sucessão estudada (Figura 13E). Possui espessura de 2 m com granulometria média a fina, coloração cinza claro, fossilífero como foraminíferos e conchas desarticuladas provavelmente de braquiópodes, estrutura maciça e fraturas preenchidas por carbonato. Possui duas microfácies que são: packstone bioclástico (Pb) e wackestone híbrido bioclásticos (Whb).

- ✓ **Microfácies**

- *Packstone bioclástico –Pb*

O arcabouço microfaciológico é constituído predominantemente por bioclastos e minerais como anidrita, sílica amorfa, dolomita, quartzo e pirita. Os minerais evaporíticos ocorrem como substituição nos bioclastos ou associados à calcita nos espaços intergranulares. Os grãos de quartzo apresentam-se com granulometria muito fina, monocristalinos, subangulosos a subarredados, associados ao fluxo dolomitizado rico em bioclastos (Figura 41A).

Dos grãos aloquímicos se tem a predominância de braquiópodes e equinodermas, sendo menos frequentes trilobitas, briozóários, foraminíferos, ostracodes e pelecípodes.

Os braquiópodes com tamanho médio de 4 mm ocorrem como espinhos e conchas desarticuladas do tipo impunctate e punctate de textura crenulada e fibrosa (Figura 41B e 41C). Dentre esses tipos de braquiópodes foram identificados *Composita sp.* (Figura 41D e 41E).

Os equinodermas ocorrem até 1 mm de tamanho, exibem formas retangulares a circulares, estrutura em peneira (Figura 41D), e por vezes sendo a calcita substituída por anidrita.

Os fragmentos de trilobitas possuem até 1 mm de tamanho, apresentando bandas característica de zonação de calcita (Figura 41D e 41E). Os briozóários com tamanho de 1,5 mm ocorrem em seção longitudinal sendo que os zoécios encontram-se micritizados e/ou preenchidos por calcita espática (41A).

Os foraminíferos com tamanho de até 0,5 mm são encontrados em vários tipos de testas como: uniserial, biserial, tubular, milioloid, evolute coil (Fusulinid (*Tricites sp.*)), trochoid, predominando os de forma aglutinada. Em alguns casos as câmaras estão preenchidas por calcita espática ou micritizados (Figura 41F).

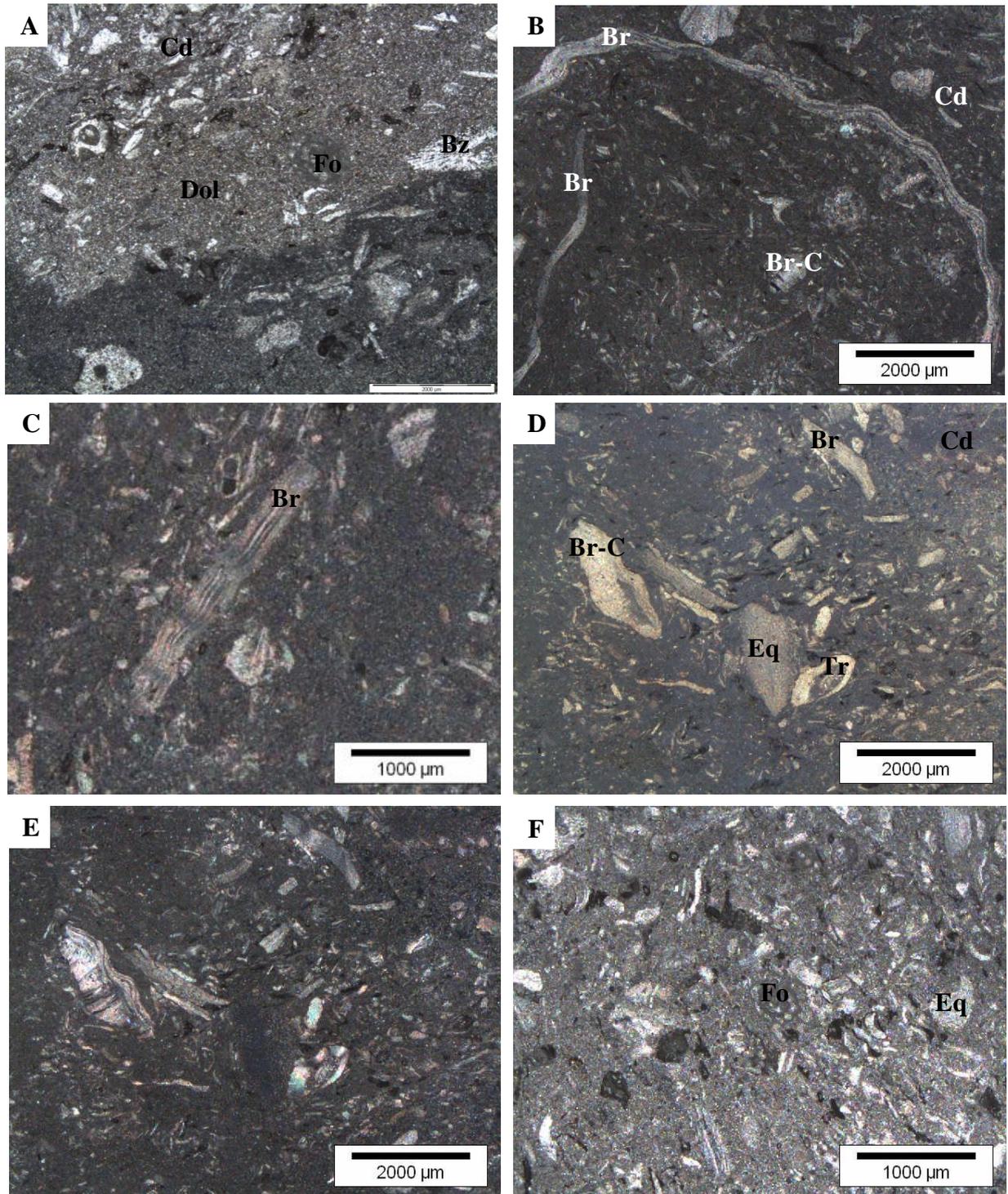


Figura 41: Packstone bioclástico. (A) Fluxo dolomitizado com bioclastos, (B, C, D e E) tipos de braquiópodes, (B, D e E) braquiópode *Composita sp.*, trilobita (D e E), equinoderma (D, E e F), (F) foraminíferos e fragmentos de diversos tipos de bioclastos. (Br) Braquiópode, (Br-C) braquiópode do tipo *Composita sp.*, (Fo) foraminífero, (Eq) equinoderma, (Cd) conchas desarticuladas, (Tr) trilobita e (Dol) dolomita. Nicóis paralelos em (D e F) e nicóis cruzados em (A, B, C e E).

A ocorrência de ostracodes é a menos expressiva, assim como os pelecípodes. Apresentam-se como conchas desarticuladas preenchidas por calcita espática, sendo por vezes micritizados (Figura 42A e 41B).

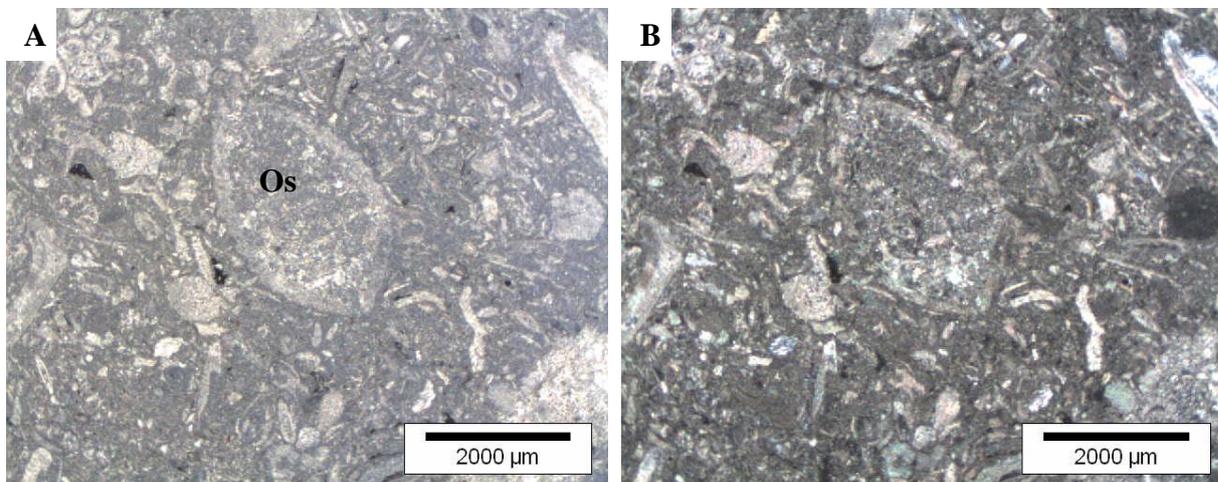


Figura 42: Packstone bioclástico. Em A e B ostracode preenchido por micrito e calcita espática, além de e fragmentos de bioclastos. (Os) ostracodes. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

➤ *Wackestone híbrido bioclástico – Whb*

O arcabouço é constituído por grãos terrígenos seguido por cristais de calcita, dolomita, anidrita e pirita emersos em matriz micrítica. Como grãos aloquímicos se têm a presença de braquiópodes, equinodermas, foraminíferos, pelecípodes, briozoários, pelóides e oóides.

Os grãos terrígenos são representados por cristais de quartzo de granulometria fina, angulosos a subarredondados, microcristalinos (Figura 43A e 43B). Os bioclastos mais abundantes são braquiópodes de até 0,5 mm, encontrados na forma de conchas desarticuladas e espinhos. Com estrutura fibrosa e cristais prismáticos de calcita orientados perpendicularmente a estrutura da concha, foram identificados como sendo *Composita sp.*. Dos tipos encontrados, os mais comuns são na forma de impunctate e punctate, com substituição de calcita por anidrita. Os oóides com diâmetro de 2 mm, possuem estrutura concêntrica com núcleo bastante micritizado. Com cerca de 0,3 mm de tamanho, os equinodermas ocorrem de forma retangular a circular com a típica estrutura em peneira. Menos frequentes foram os foraminíferos e conchas desarticuladas possivelmente de pelecípodes, assim como briozoários e pelóides.

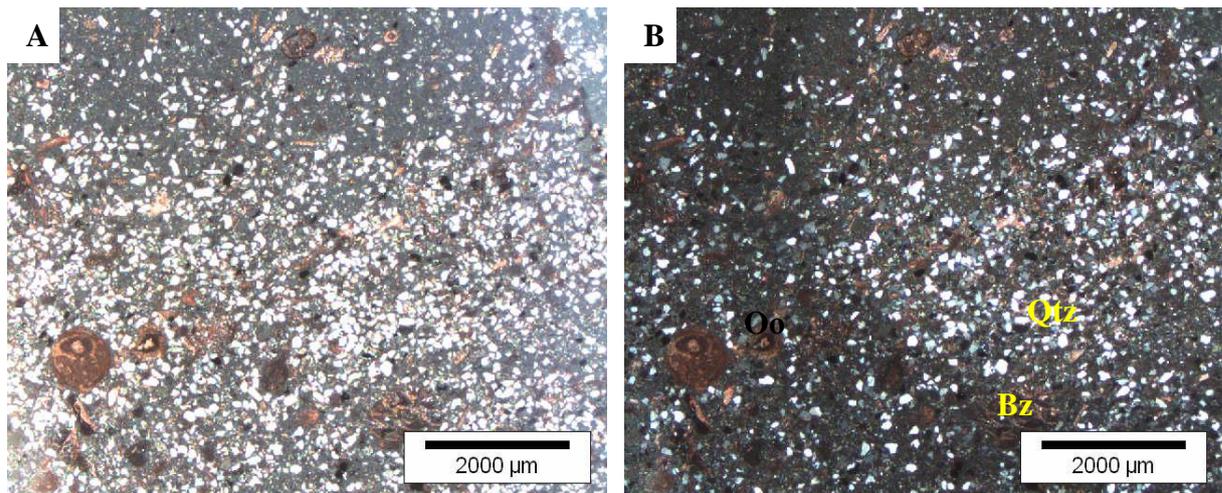


Figura 43: Wackestone híbrido bioclástico. (A e B) Grãos terrígenos de quartzo em matriz micrítica com a presença de bioclastos. (Qtz) Quartzo, (Oo) oóides e (Bz) briozoário. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

• Fácies calcarenito com intercalações de argila – Caia

Esta fácies ocorre somente no nível superior da sucessão estudada (Figura 13E). Possui espessura de 1,5 m com granulometria média a fina, coloração cinza esbranquiçada e ausência de macrofósseis, associados a intercalações de níveis argilosos. Também foi observada a presença da fácies calcarenito maciço fossilífero (Camf), que possui 0,50 cm de espessura, entre esta fácies. Na fácies (Caia) foram identificadas as microfácies: wackestone peloidal bioclásticos com grão terrígenos (Wpbg), packstone peloidal oolítico (Ppo) e packstone bioclásticos oolítico (Pbo).

✓ Microfácies

➤ *Wackestone peloidal bioclástico com grão terrígenos – Wpbt*

Esta microfácies é diferente da microfácies (Wpb) que ocorre no nível inferior, pois nessa fácies a amostra possui cristais de quartzo, o que não ocorre na microfácies do nível inferior da sucessão estudada.

Seu arcabouço é constituído por pelóides e bioclastos do tipo: pelecípodes, foraminíferos, briozoários, braquiópodes, equinodermas e ostracodes, além de grãos terrígenos de quartzo monocristalino, anguloso a subarredondado, de granulometria fina, bem como minerais opacos (pirita) emersos em matriz micrítica. Observou-se também a presença de pequenas laminações de matéria orgânica (Figura 44A e 44B).

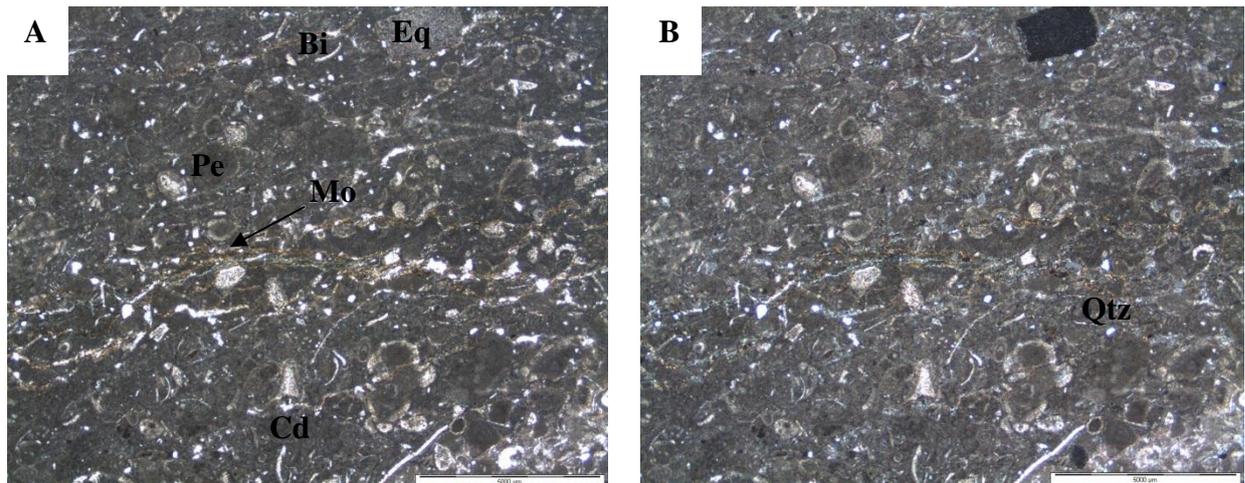


Figura 44: Wackestone peloidal bioclástico com grãos terrígenos. (A e B) grãos de quartzos, laminações de matéria orgânica, equinodermas, pelóides e conchas desarticuladas. (Bi) bivalves, (Eq) equinodermas, (Mo) matéria orgânica, (Pe) pelecípodes, (Cd) conchas desarticuladas e (Qtz) grãos de quartzos. Nocóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B).

Fragmentsos de conchas desarticuladas são as mais abundantes, com tamanho médio de 0,5 mm, sendo possivelmente de pelecípodes e ostracodes, preenchidos por calcita e por vezes micritizados (Figura 44A, 44B e 45A). Os pelóides ocorrem de várias formas e tamanhos, ocorrendo por vezes como produto da micritização de bioclastos (sendo a maioria foraminíferos).

Os foraminíferos ocorrem com até 0,3 mm de tamanho, na forma de planispiral, aglutinada, trochoid, milioloid, uniserial, onde as câmeras encontram-se preenchidas por calcita ou até mesmo micritizados formando os pelóides.

Os briozoários com tamanho aproximado de 2,2 mm apresentam os zoécios preenchidos por calcita espática ou até mesmo micritizados (Figura 45B).

Os braquiópodes com tamanho máximo de 2,5 mm encontram-se substituídos internamente por calcita, e alguns micritizados, apresentando textura fibrosa do tipo impunctate. Foi possível identificar o braquiópode do tipo *Composita sp.* (Figura 45C). Os menos abundantes de todos os bioclastos encontrados foram equinodermas e ostracodes. Os equinodermas apresentam-se com até 1,2 mm de tamanho, ocorrendo na forma retangular a circular, com cimento syntaxial de calcita e a típica estrutura em peneira observada na maioria dos equinodermas. Os ostracodes ocorrem na forma articulada, com tamanho de até 0,5 mm, sendo preenchidos por calcita micritizada.

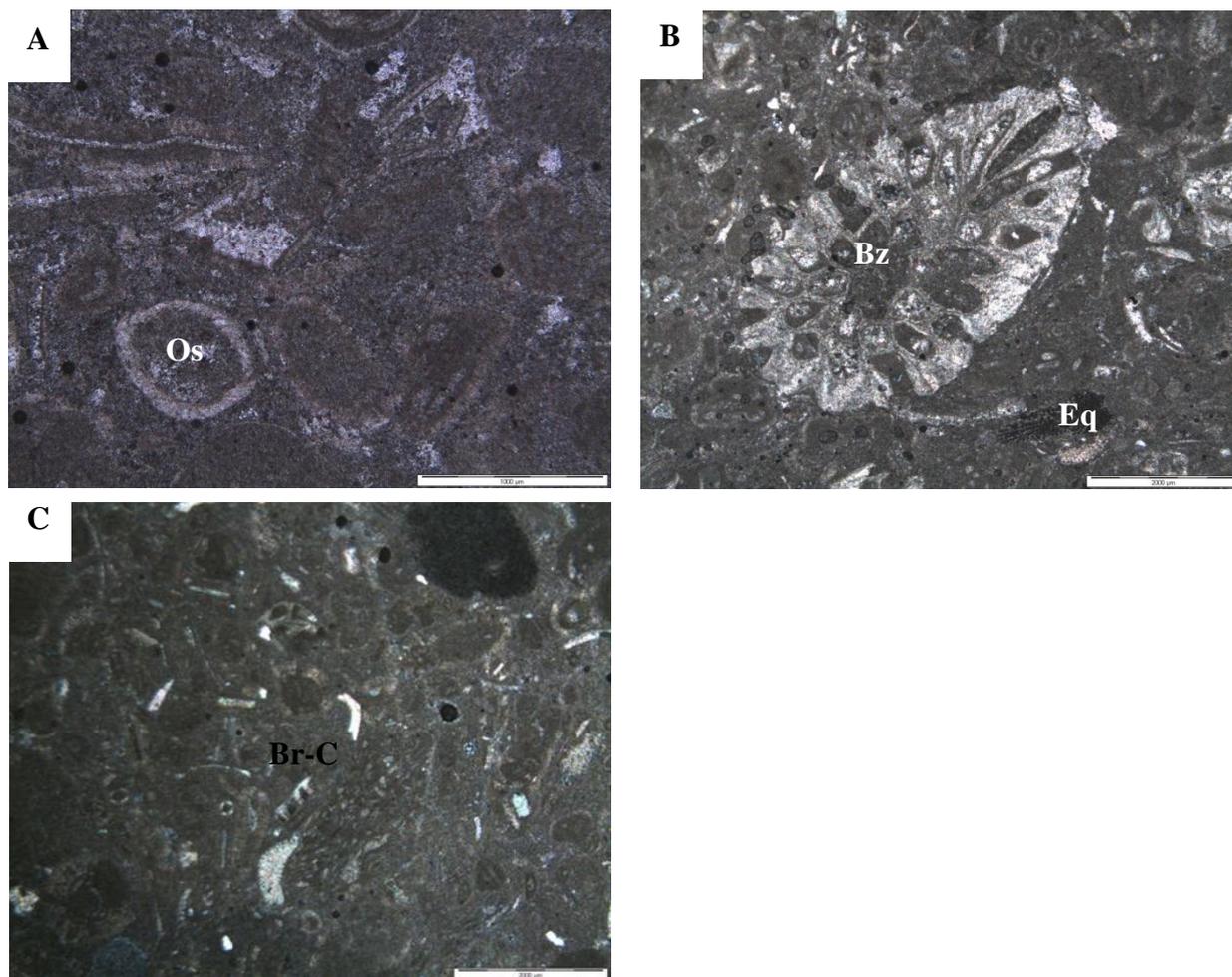


Figura 45: Wackestone peloidal bioclástico com grãos terrígenos. , (A) Ostracodes preenchido de calcita espática e internamente micritizado, (B) fragmento de briozoário preenchidos por calcita espática e os zoécios micritizados e (C) braquiópodes do tipo *Composita sp.* (Eq) Equinodermas, (Os) ostracodes, (Bz) briozoário e (Br-C) *Composita sp.*. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B e C).

➤ *Packstone peloidal oolítico – Ppo*

O arcabouço é constituído predominantemente por pelóides seguido por oóides, bioclastos, grãos terrígenos e minerais evaporítico (anidrita), opaco (pirita) e sílica amorfa que ocorre substituindo a calcita. Os grãos terrígenos de quartzo possuem granulometria fina, são monocristalinos e subangulosos.

Os pelóides possuem tamanho máximo de 1 mm e formas esféricas, sendo a maioria produto de micritização de bioclastos, principalmente de foraminíferos. Os oóides com diâmetro médio de 0,8 mm ocorrem de forma esférica e elíptica, com estruturas entre concêntricas e radiais. O núcleo é formado por bioclastos como braquiópodes, foraminíferos, pelóides e equinodermas pouco micritizados (Figura 46A, 46B, 46C e 46D) além de calcita

espática. Alguns desses oóides encontram-se piritizados, possuindo por vezes dois núcleos (Figura 46A).

Os bioclastos são representados por: foraminíferos, braquiópodes, equinodermas e menos abundantes pelecípodes (bivalve) e trilobitas (Figura 46D).

Os foraminíferos com tamanho máximo de 0,5 mm apresentam os seguintes tipos de testas: uniserial, tubular, trochoid e de forma aglutinada. São bastante micritizados e alguns possuem câmaras preenchidas por calcita espática.

Os braquiópodes ocorrem com até 0,5 mm de tamanho, correspondem a moldes preenchidos por calcita espática, com cimento em mosaico no interior e em franja nas bordas, além de envelope micrítico em alguns casos (Figura 46B e 46C). Na amostra analisada foi possível identificar a *Composita sp.*. Os equinodermas ocorrem com tamanho aproximado de 0,4 mm, apresentam-se de forma retangular a circular, geralmente com cimento sintaxial de calcita sendo substituída por sílica amorfa.

Observou-se a presença de conchas desarticuladas, as quais possivelmente são de pelecípodes, com tamanho aproximado de 0,4 mm preenchidas por calcita espática. Também foram identificados raros fragmentos de trilobitas, com até 0,5 mm de tamanho com extinção em bandas (Figura 46D).

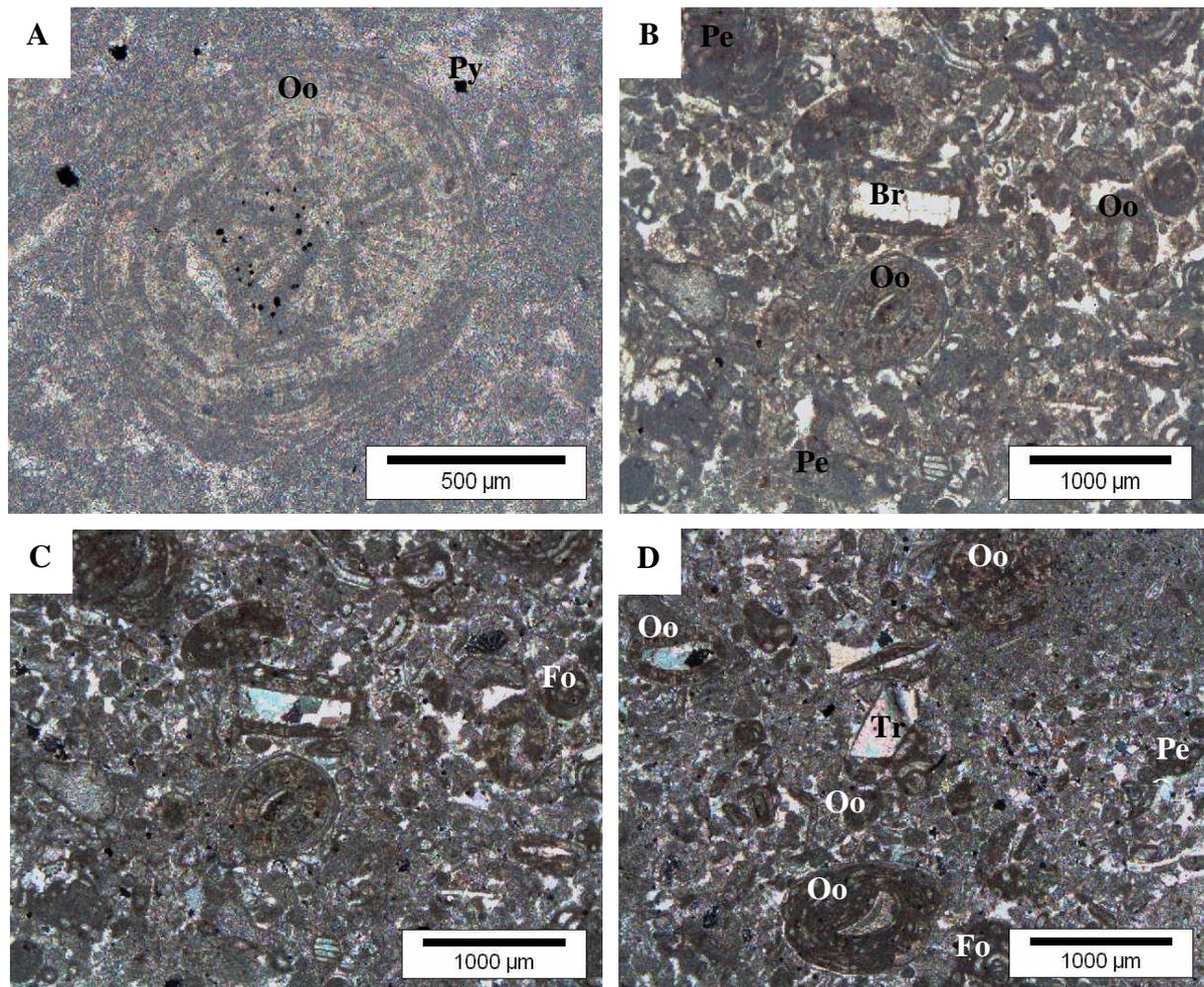


Figura 46: Packstone pelóidal oolítico. (A) Oóide policomposto, ou seja, com dois núcleos. (B) braquiópode com envelope micrítico, assim como em (C) e (D) oóides com núcleos de bioclastos micritizados e fragmento de trilobita. (Oo) oóides, (Pe) pelóides, (Br) braquiópodes e (Tr) trilobitas. Nicóis paralelos em (A e B) e nicóis cruzados em (C e D).

➤ *Packstone bioclástico oolítico – Pbo*

Seu arcabouço é constituído por bioclastos, oóides e minerais como anidrita (substituindo a calcita) e pirita. Os fragmentos de bioclastos encontram-se emersos em matriz micritizada.

Os bioclastos são representados por equinodermas, braquiópodes, foraminíferos e pelecípodes (bivalves). Os equinodermas com tamanho aproximado de 1,2 mm são retangulares a esféricos com cimento sintaxial de calcita (Figura 47A, 47C e 47D). Os oóides com diâmetro médio de 0,5 mm exibem forma esférica à elíptica com estruturas concêntrica e radial, sendo o núcleo formado principalmente por bioclastos por vezes micritizados (Figura 47B).

Braquiópodes alcançando até 3 mm de tamanho e ocorrem na forma de espinhos e conchas desarticuladas com estrutura fibrosa, por vezes micritizados (Figura 47A). Os foraminíferos com cerca de 0,5 mm ocorrem em quatro diferentes tipos de testas: uniserial, tubular, trochoid e de forma aglutinada, cujas câmaras encontram-se preenchidas por calcita espática na forma de mosaico e em franja nas bordas externa do bioclasto.

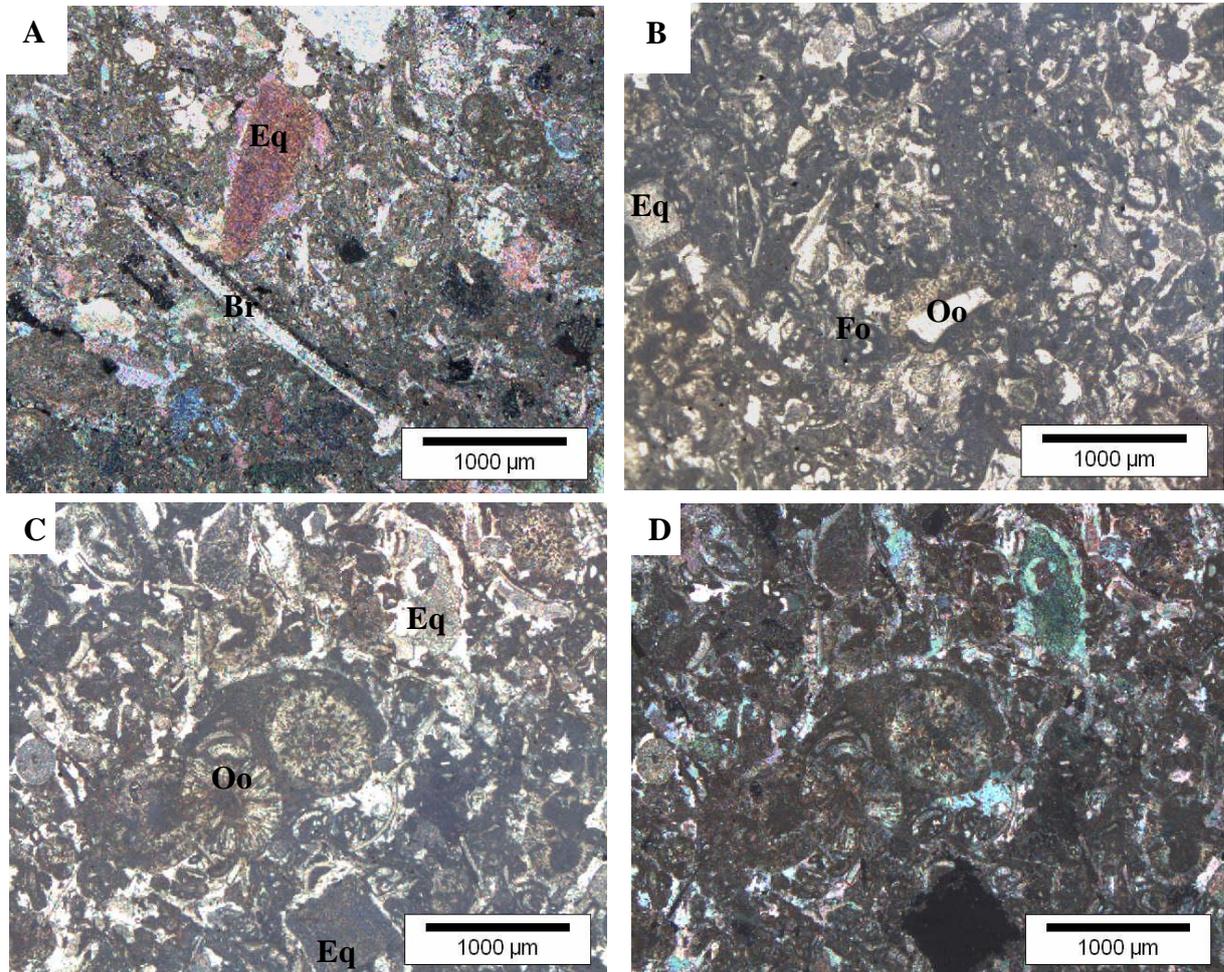


Figura 47: Packstone bioclástico oolítico. (A) Equinoderma com cimento sintaxial de calcita e fragmento de braquiópode, (B) oóide com núcleo de bioclasto, (C e D) oóide de estrutura radial emerso em matriz micrítica com núcleo de bioclasto micritizado. (Eq) Equinoderma (Br), braquiópode e (Oo) oóide. Nicóis paralelos em (B e C) e nicóis cruzados em (A e D).

5.2 - Evolução Diagenética

Os processos diagenéticos identificados foram classificados de acordo com as análises petrográficas, sendo encontrados nos carbonatos estudados os processos como: cimentação, micritização, substituição, compactação (soterramento), dissolução e dolomitização.

Definida uma sucessão cronológica dos eventos diagenéticos atuantes nos carbonatos da borda norte da bacia, a sucessão fica disposta da seguinte maneira:

Tabela 2: Eventos diagenéticos na borda norte da bacia do Amazonas.

Processos	Estágios Diagenéticos	
	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE
Cimentação marinha	_____	
Cimentação meteórica	_____	
Micritização		_____
Substituição	_____	
Redução da porosidade primária	_____	
Dolomitização		_____
Compactação mecânica		_____
Compactação química		_____
Dissolução		_____
Geração de porosidade secundária		_____

Como indicativo da eodiagênese, tem-se o registro da cimentação marinha e a cimentação que ocorre na diagênese meteórica. A cimentação marinha ocorre principalmente nos *grainstones*, em que provavelmente se tinha a presença da aragonita e devido a sua instabilidade mineral, foi substituída por calcita espática blocosa, tanto na forma de cimento preenchendo os bioclastos como na matriz (Figura 48A). Nos bioclastos, também há presença do envelope micrítico entorno dos moldes de carapaças (Figura 48A). A cimentação que ocorre em zonas meteóricas é observada através dos cimentos precipitados na borda dos constituintes. Indicando uma diagênese em zona vadosa, foi observada a presença do cimento do tipo menisco formado por calcita espática nas bordas dos constituintes (Figura 48B). Na transição para zona freática, é observada a presença de cimento syntaxial de calcita, que ocorre somente nos equinodermas (Figura 48C). Já na zona freática, nas bordas dos constituintes, ocorreu à precipitação de cimento na forma de franjas finas (Figura 48D).

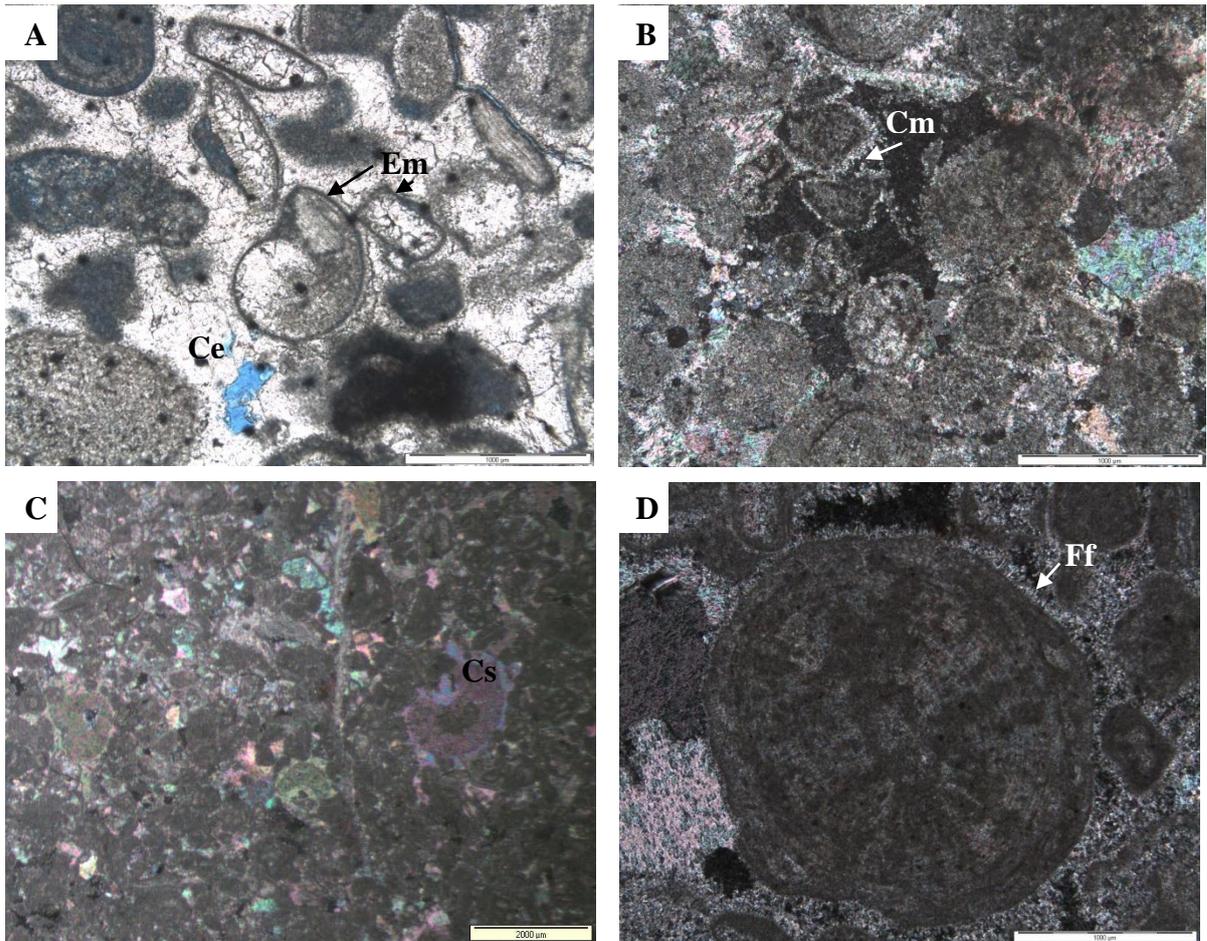


Figura 48: Processos diagenéticos que ocorre na *Eodiagenese*. (A) Cimento de calcita espática na matriz e no bioclástico, além de envelope micrítico; (B) cimento na forma de menisco; (C) cimento syntaxial em equinoderma, e ; (D) cimento na forma de franjas finas. Calcita espática (Ce), envelope micrítico (Em), cimento na forma de menisco (Cm), cimento syntaxial (Cs), franjas finas (Ff). Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B, C e D).

Aumentando a profundidade e devido ao soterramento, há a expulsão dos fluídos dos poros que percolam a rocha, causando a lixiviação dos fragmentos de bioclastos e outros minerais. O processo de lixiviação com a dissolução dos minerais instáveis e a precipitação de outros minerais (calcita ou dolomita), pode começar na zona vadosa com a cimentação ocorrendo apenas na zona freática. Nesse contexto, há geração de porosidades devido às dissoluções e o soterramento da rocha, sendo identificada a porosidade do tipo intragranular, ocasionada pela lixiviação do núcleo dos oóides (Figura 49A) que posteriormente com a completa lixiviação do constituinte carbonático, se tem a geração da porosidade do tipo módica (Figura 49B). Outros tipos de porosidade como canal (Figura 49B), vug (Figura 49C) e intergranular (Figura 49D), são originadas devido a percolação do fluído.

A micritização é o processo que ocorre devido à atuação de algas, bactérias e fungos endolíticos (Tucker & Wright, 1990), sendo este o processo mais atuante em todas as fácies estudadas. Ocorre como envelope nos bioclastos principalmente em braquiópodes, bivalves e gastrópodes, sendo que nos foraminíferos a micritização é muito intensa que chega a formar pelóides desse organismo (Figura 49E). Atuando também em matriz carbonática nas fácies *mudstones*, *wackestones* e em alguns *packstones* pelóidais.

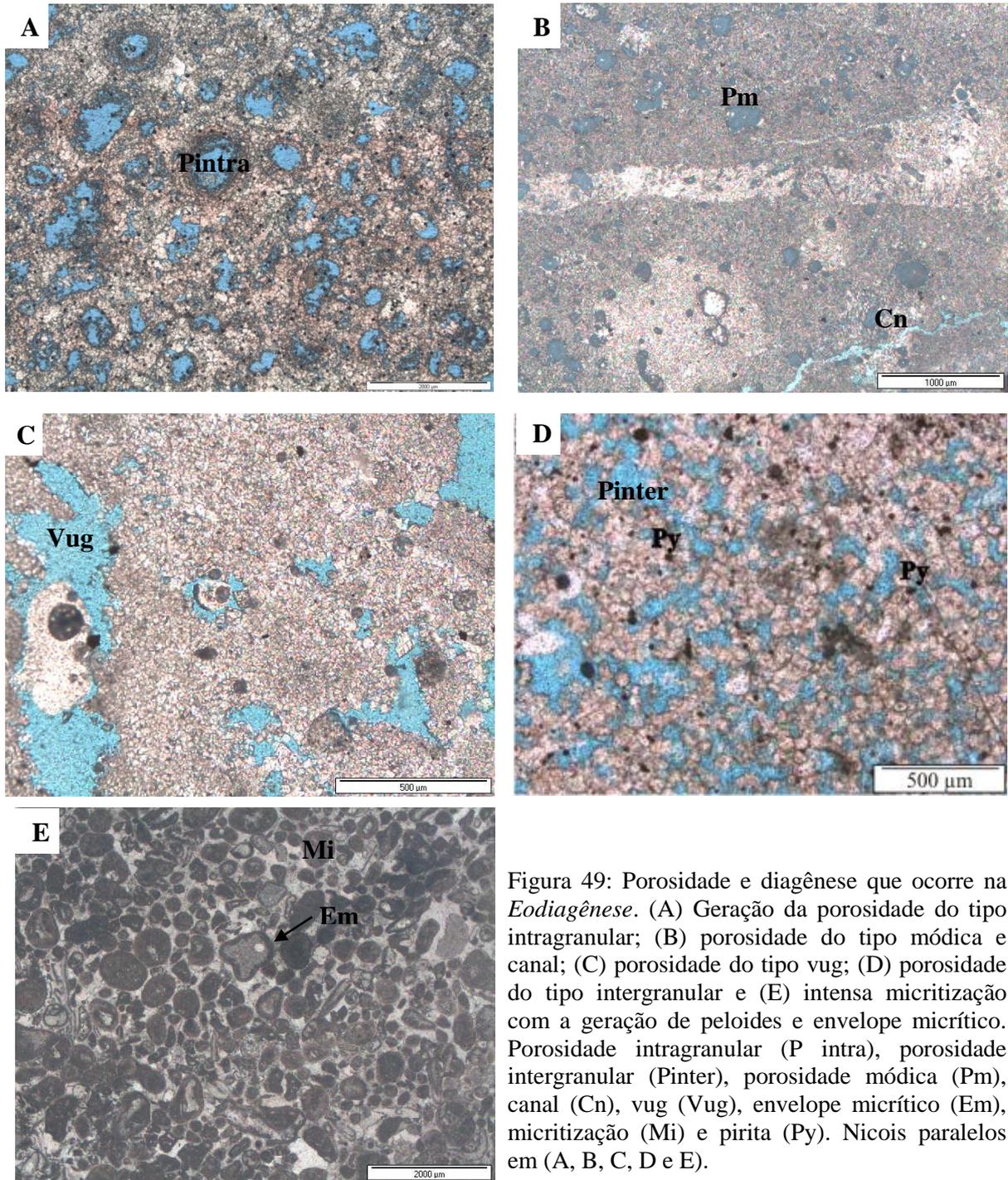


Figura 49: Porosidade e diagênese que ocorre na *Eodiagênese*. (A) Geração da porosidade do tipo intragranular; (B) porosidade do tipo mó dica e canal; (C) porosidade do tipo vug; (D) porosidade do tipo intergranular e (E) intensa micritização com a geração de peloides e envelope micrítico. Porosidade intragranular (P intra), porosidade intergranular (Pinter), porosidade mó dica (Pm), canal (Cn), vug (Vug), envelope micrítico (Em), micritização (Mi) e pirita (Py). Nicois paralelos em (A, B, C, D e E).

No ambiente de mistura ou evaporação, a maioria das fácies estudadas apresentou o processo de substituição, e em outras a dolomitização. A substituição ocorre na maioria dos casos em fragmentos de carapaças de braquiópodes, bivalves, gastrópodes, ostracodes e conchas desarticuladas onde a aragonita foi substituída por calcita espática, e esta última por sua vez, substituída por anidrita. Especificamente nos equinodermas e braquiópodes, observou-se a calcita espática sendo substituída por sílica amorfa (processo de silicificação, que provavelmente ocorre durante e após a dolomitização, onde a calcita é substituída seletivamente pela sílica (Figueiras & Truckenbrodt, 1987) (Figura 50A), o que permite interpretar que essas amostras possuem feições diagnósticas de influência de águas meteóricas.

A dolomitização ocorre na fácies *dolomítica* e no *wackestone bioclástico dolomitizado* (Wbd), onde se desenvolve com total dolomitização da matriz calcítica microcristalina (Figura 50B) e nos bioclastos, sendo observado na fácies Wbd (Figura 50C). Portanto, a precipitação de anidrita e dolomita, explica a presença de águas hipersalinas e a intensa evaporação.

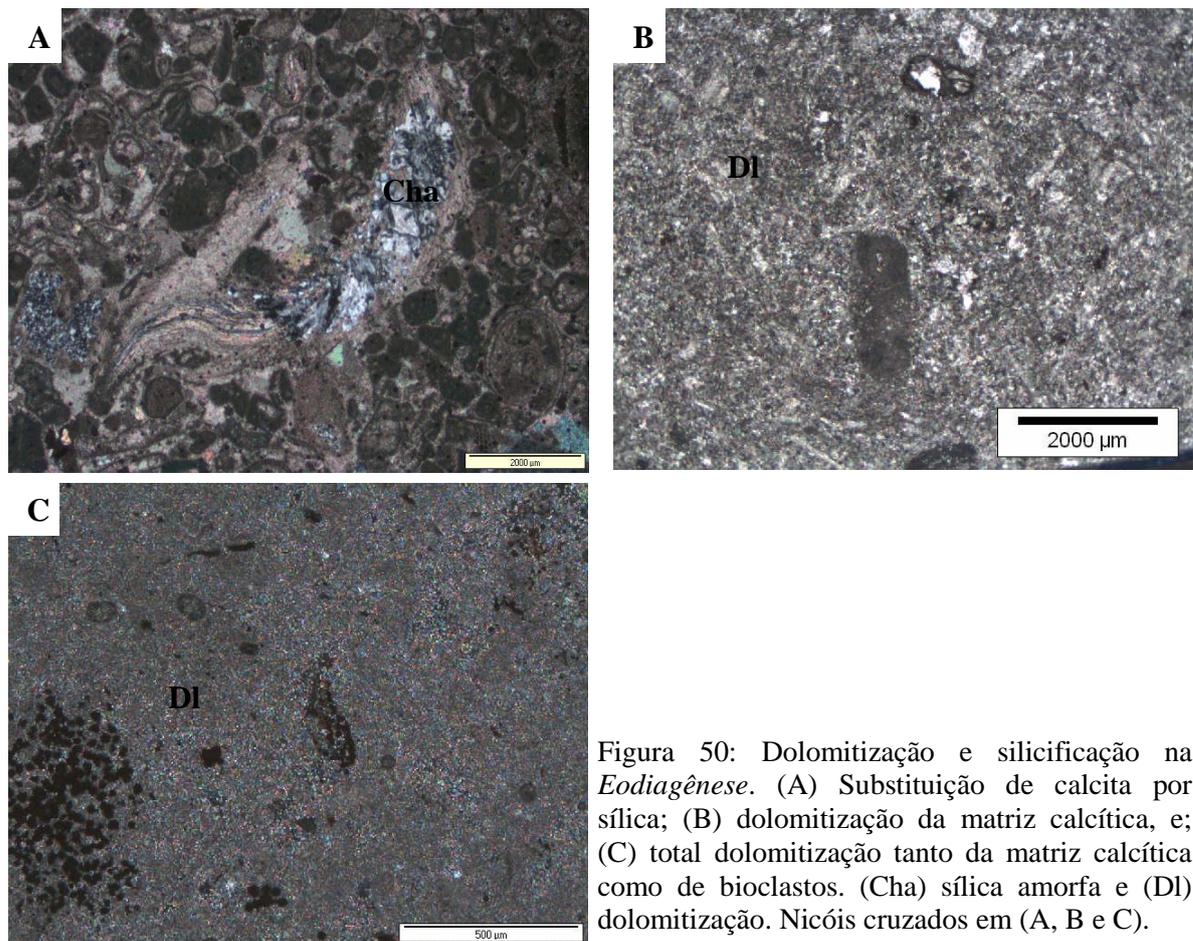


Figura 50: Dolomitização e silicificação na *Eodiagenese*. (A) Substituição de calcita por sílica; (B) dolomitização da matriz calcítica, e; (C) total dolomitização tanto da matriz calcítica como de bioclastos. (Cha) sílica amorfa e (DI) dolomitização. Nicóis cruzados em (A, B e C).

À medida que a rocha é soterrada e submetida a processos de compactação mecânica (que começa no final da eodiagênese), no contexto da mesodiagênese, os grãos carbonáticos apresentam contatos pontuais a reto, indicando o início do soterramento (Figura 51A). Com o aumento da profundidade, os contatos começam a ser do tipo côncavo-convexo (Figura 51B) e começa a romper parte da rocha, surgindo às fraturas que posteriormente são preenchidas por calcita blocosa (Figura 51C).

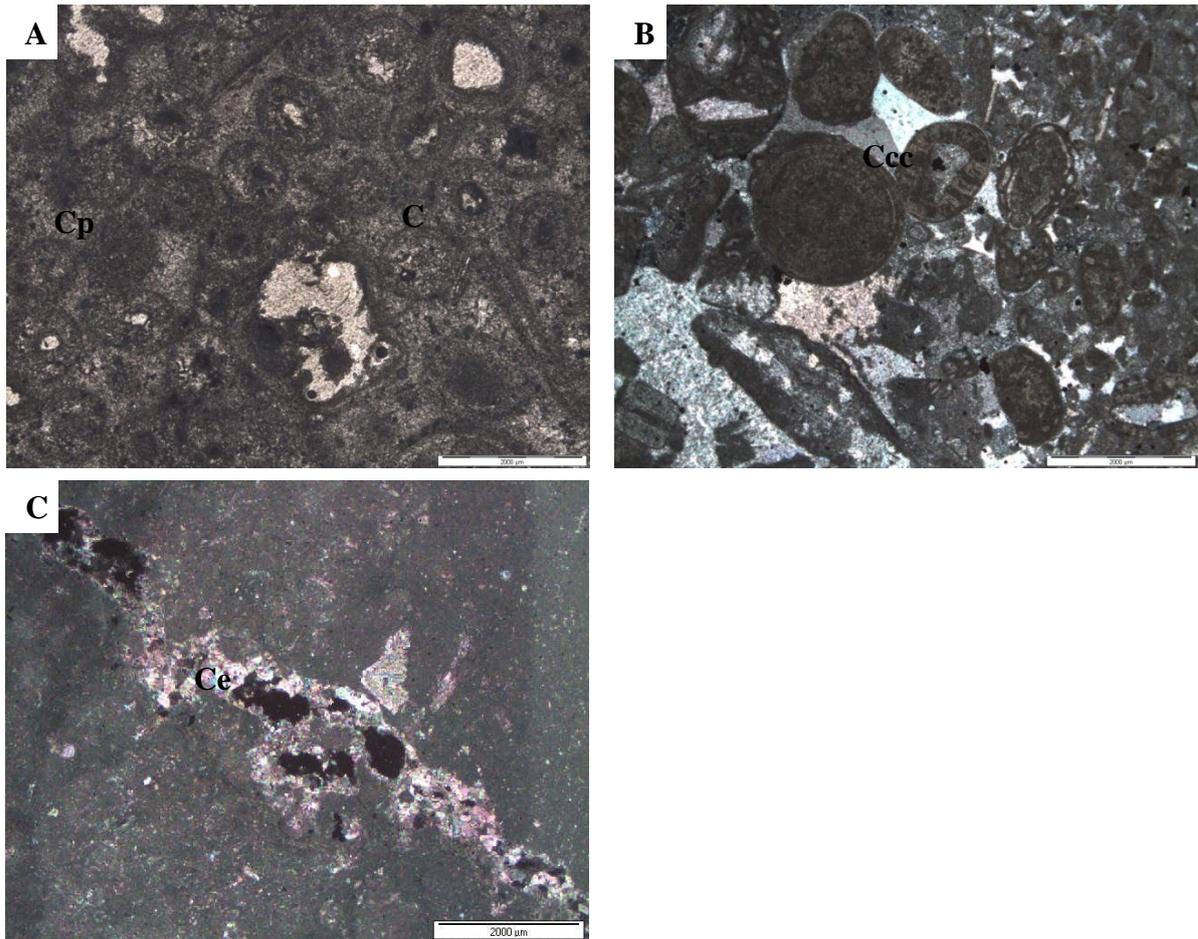


Figura 51: Processos diagenéticos que ocorre na *Mesodiagênese*. (A) Contato do tipo pontual a reto; (B) contato côncavo-convexo; (C) fratura preenchida por calcita espática. Nicóis paralelos em (A) e nicóis cruzados em (B e C).

Na medida em que a profundidade aumenta, tem-se a formação de filmes de matéria orgânica (Figura 52A) e estilólitos (Figura 52B) associados a atuação da compactação química. Ainda no contexto da mesodiagênese, ocorre o processo de piritização nas fácies estudadas.

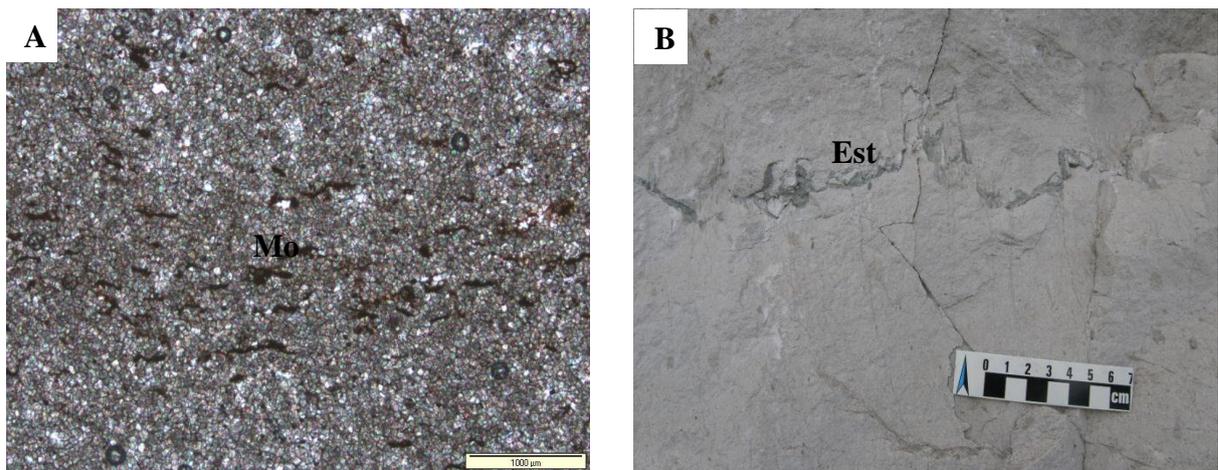


Figura 52: Processos diagenéticos que ocorre na *Mesodiagenese*. (A) Níveis de matéria orgânica e (B) estilólitos. (Mo) matéria orgânica e (Est) estilólitos. Nicóis cruzados em (A).

5.3 - Associação de Fácies

O estudo de rochas carbonáticas em termos macroscópicos, não permite a individualização faciológica com muito detalhe quando comparado com o estudo microscópico, pois certos constituintes, estruturas, texturas, entre outros, só são possíveis de identificar na petrografia. Portanto, as fácies estudadas foram agrupadas em três associações com base nas características macroscópicas e na individualização de microfácies, sendo representativas de laguna, banco bioclástico e marinho raso (Tabela 1).

5.3.1 - Associação de Fácies 1 (AF1) – Laguna

Essa associação de fácies é constituída pelas microfácies: dolomito (Dol), dolomito com moldes de bioclastos (Dmb), calcário cristalino (Cc), mudstone bioclásticos (Mb), mudstone bioclástico com terrígenos (Mbt), wackestone peloidal bioclásticos (Wpb), wackestone bioclásticos dolomitizado (Wbd), wackestone híbrido bioclásticos (Whb), wackestone peloidal (Wp) e wackestone peloidal bioclástico com terrígenos (Wpbt). Esta associação registra a deposição de carbonatos de um ambiente marcado por apresentar bastante lama carbonática, matéria orgânica, além de minerais silicosos, evaporíticos e sulfetos, sendo interpretada como o registro deposicional ocorrido em uma laguna.

Em termos de bioclastos, foram identificados nessa associação: foraminíferos, equinodermas, braquiópodes, gastrópodes, pelecípodes, ostracodes, briozoários, pelóides e na transição com a associação de fácies 2 (AF2) tem-se a presença de oóides.

A ocorrência de bioclastos principalmente de alguns foraminíferos com características marinhas, são indicativos de que o sistema lagunar formado tinha conexão marinha e apresentava taxas de oxigenação e salinidade adequadas para o desenvolvimento de uma fauna.

O ambiente da AF1 é indicativo de baixa energia e com variações na taxa de salinidade, sendo diferenciado em termos de temperatura e padrões de circulação. Com a subida do nível d'água ocorre uma maior oxigenação, ocasionando a proliferação de organismos. No entanto, quando se tem a parada do nível d'água ocorre um empobrecimento de nutrientes e oxigênio, resultando na acumulação de lama e matéria orgânica depositada por suspensão de forma laminada, e tratando-se de um ambiente redutor, ocorre a presença do mineral pirita. Ainda dentro desse contexto deposicional, tem-se a ocorrência de pelóides e intraclastos, que é produto de retrabalhamento de carbonatos da própria área deposicional. Os grãos terrígenos de quartzo encontrados nessa associação são comuns, pois o ambiente formado apresenta proximidade com áreas continentais. A precipitação de sais como a anidrita e a formação de dolomita são características de um ambiente cujo clima é mais quente e próximo a áreas de exposição subaérea, que possui uma elevada taxa de evaporação com variações no nível d'água, ou seja, quando o nível d'água está baixo e com intensa evaporação, tem-se a precipitação de sais evaporíticos e formação de dolomitas.

Características mencionadas anteriormente, são indicativas de ambiente de laguna com conexão marinha, sendo a associação de fácies 2 (AF2) continuidade do ambiente de intermaré.

5.3.2 - Associação de Fácies 2 (AF2) – Banco Bioclástico

Esta associação de fácies é formada pelas seguintes microfácies: packstone bioclástico oolítico (Pbo), packstone oolítico bioclástico (Pob), packstone bioclástico com terrígenos (Pbt), wackstone oolítico (Wo), grainstone oolítico peloidal (Gop) e grainstone peloidal oolítico (Gpo). Nessa associação a concentração de lama carbonática começa a diminuir quando comparada com a AF1, foram identificados bioclastos como equinodermas,

braquiópodes, foraminíferos, gastrópodes, pelecípodes, ostracodes, briozoários, trilobitas, além de pelóides, intraclastos, oóides e minerais de quartzo, anidrita, pirita e sílica amorfa.

A associação é constituída de uma assembléia fossilífera com predominância marinha, sendo formada por concentrações de fragmentos, conchas desarticuladas, oóides e intraclastos evidenciando o ambiente de energia moderada a alta, com ação de ondas e correntes, onde se registra um ambiente de maior concentração carbonática, cujos constituintes não se formaram no local, sendo transportados de áreas próximas e acumulados na forma de bancos, que provavelmente constiuam as barreiras que separavam a laguna do mar aberto. O oóide é o único constituinte formado no local, devido as suas particularidades serem dependente de ambiente de alta energia. O registro de anidrita evidência períodos de exposição além da concentração de sais na água do mar.

A presença de sílica amorfa ocorre devido aos processos diagenéticos ocorrido durante a sedimentação, sendo que com a dissolução da calcita e/ou anidrita esse espaço gerado pôde ser preenchido pela precipitação de fluído silicioso. Além da sílica amorfa, também foram identificados grãos terrígenos de quartzo, sendo provavelmente oriundos de áreas próximas e transportado pela ação do vento. Essa associação é representativa do ambiente de banco bioclástico de intermaré.

5.3.3 - Associação de Fácies 3 (AF3) – Inframaré

Compõem a associação de fácies 3 (AF3) as seguintes microfácies: packstone bioclástico peloidal (Pbp), packstone bioclástico (Pb), packstone peloidal oolítico (Ppo), grainstone peloidal bioclástico (Gpb) e grainstone bioclástico (Gb), que apresentam minerais como anidrita, pirita, sílica amorfa, dolomita e bioclastos do tipo: foraminíferos, braquiópodes, equinodermas, gastrópodes, trilobitas, briozoários, pelecípodes, ostracodes, oóides e raros pelóides. Nesta associação, praticamente não há lama carbonática.

Essa associação possui características de ambiente de alta energia, onde se tem a atuação de ondas normais com a deposição de carbonatos próximo ao banco bioclástico, cuja assembléia fossilífera é constituída por conchas fragmentadas devido o ambiente ser influenciado pela atuação de fortes ondas e correntes. O avanço do ambiente de inframaré em direção ao centro da bacia é representado por uma menor taxa de sedimentação e energia. Contudo, essa associação reflete um ambiente marinho raso de inframaré próximo ao banco bioclástico.

Considerando as três associações de fácies apresentadas tem-se a configuração de um panorama característico de uma plataforma carbonática rasa, onde a área estudada corresponde ao registro de três diferentes ambientes, sendo estes: laguna (AF1), banco bioclástico de intermaré (AF2) e inframaré (AF3).

5.4 - Modelo Depositional

Os depósitos carbonáticos estudados, aflorantes na borda norte da bacia do Amazonas, foram interpretados como produto de deposição em plataforma rasa do tipo rampa carbonática, tendo sido reconhecidos três ambientes deposicionais de acordo com as associações de fácies, a saber: laguna, banco bioclástico e inframaré (Figura 53).

O ambiente lagunar em questão apresenta características de períodos com exposição subáerea, onde se teve a precipitação de dolomitas e evaporitos (anidrita), assim como a presença de pirita indicando também, épocas de redução em termos de oxigenação. Nesse ambiente, ocorre a presença de grãos terrígenos de quartzo, sendo estes transportados pela ação do vento. Possui uma assembléia fossilífera marinha, o que sugere uma conexão com o mar efetiva. Em direção ao centro da bacia, ocorre o banco bioclástico, formado por conchas desarticuladas e fragmentos fossilíferos, bem como oóides indicando um ambiente com energia moderada a alta, mais ainda com a presença de lama carbonática. Caracterizando um ambiente de inframaré, tem-se o registro do ambiente marinho raso, bem próximo ao banco bioclástico, que possui pouca ou nenhuma matriz e é constituído por fragmentos bioclásticos marinhos devido à ação de ondas e correntes.

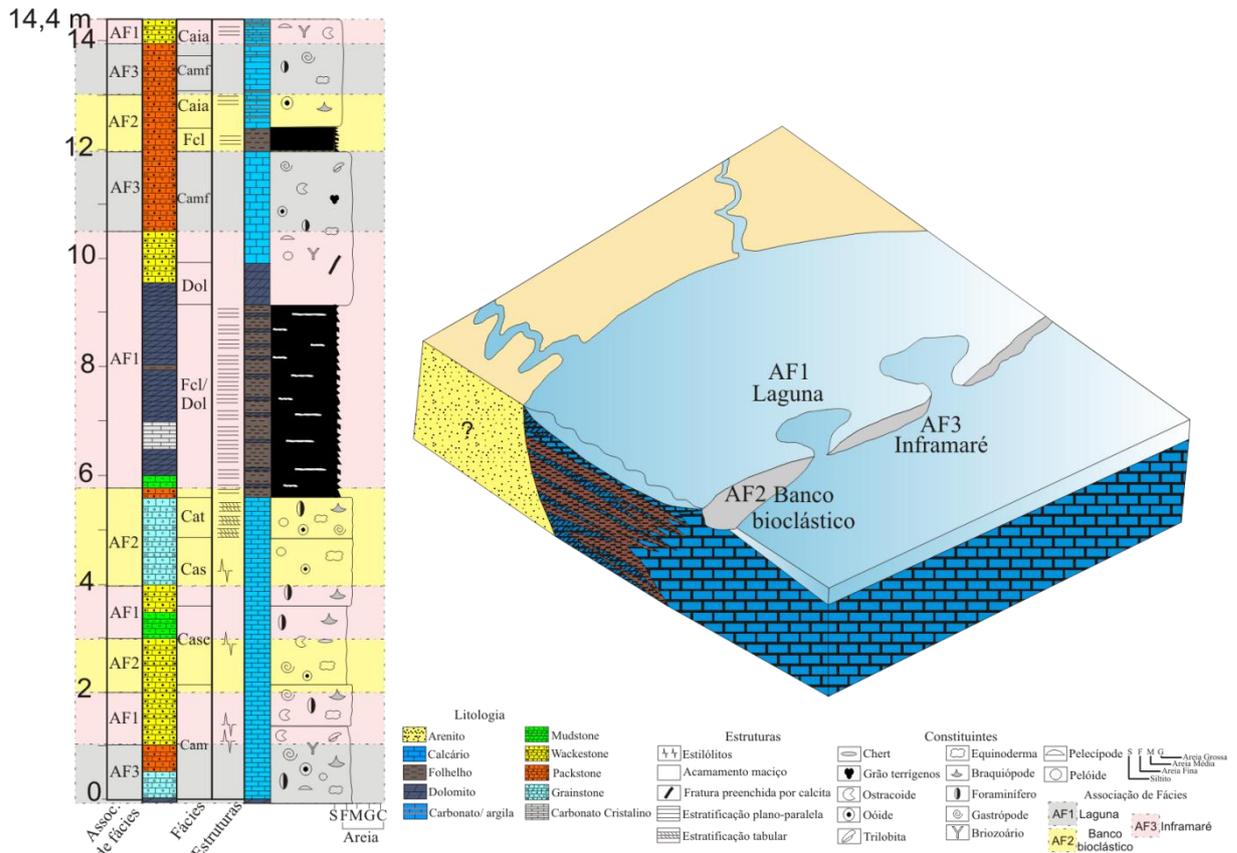


Figura 53: Modelo deposicional idealizado para os carbonatos da borda norte da bacia do Amazonas.

5.5. Composição Mineralogia

Utilizado como método para a identificação mineralógica e ferramenta auxiliar na petrografia, a difração de raios-x nas rochas carbonáticas estudadas identificou uma composição mineralógica simples, formada por calcita (CaCO_3) e dolomita ($\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$), seguido por quartzo (SiO_2), muscovita ($\text{KAl}_2\text{Si}_3\text{AlO}_{10}(\text{OH},\text{F})_2$), ilita e caulinita ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$), tendo como mineral acessório pirita (FeS_2) e pouco presente a ankerita ($\text{Ca}(\text{Fe}^{+2},\text{Mg})(\text{CO}_3)_2$).

Como resultado dessa análise, foi permitido individualizar a frente de lavra da mina em quatro seções. A primeira seção está localizada no topo do perfil, sendo formada por variações de calcita e dolomita, seguidas por quartzo e às vezes por ilita e muscovita, apresentando como mineral acessório pirita e ankerita. A presença dos minerais de ilita e muscovita deve-se as intercalações de argilas encontradas no topo e no meio dessa seção (Figura 54).

A segunda seção corresponde ao nível médio do perfil, sendo constituído por uma predominância de dolomita, ilita, muscovita e menos frequente quartzo e caulinita. Como

mineral acessório há ocorrência de pirita e raramente calcita (Figura 54). Em particular, essa foi à única seção em que os minerais de illita e muscovita se destacaram, na qual, a rocha estuda se tratar de um folhelho com lentes de dolomito, por isso que o mineral calcita não ocorre predominante como observado nas outras seções.

A terceira seção é constituída por todo o nível inferior, sendo formado basicamente por calcita seguido por quartzo. Em termos de afloramento é constituída por calcário fossilífero com porções de chert e níveis estilolíticos, sendo identificado na petrografia oóides. Por último, a quarta seção corresponde ao piso da frente de lavra, que é formada predominantemente por dolomita e raramente se tem a presença de quartzo (Figura 54).

A presença dos argilominerais illita e caulinita sugere um clima quente e úmido predominantes naquela região, pouco chuvoso quando comparados com o dia de hoje.

5.6. Geoquímica

A geoquímica com base nos óxidos maiores e elementos traços, incluindo os terras raras, permitiu estabelecer as principais diferenças entre os níveis carbonáticos estudados.

5.6.1 – Elementos maiores

CaO e perda ao fogo (PF) são os constituintes mais elevados nas rochas estudadas, o primeiro varia entre 28,57% a 55,2% no nível inferior, enquanto a variação menor ocorre no nível superior de 36,65% a 49,83%. A variação da PF é um pouco maior no nível inferior, entre 40,2% a 44% e de 40,3% a 43,6% no nível superior (Tabela 3).

Tabela 3: Química dos carbonatos em relação aos óxidos maiores em porcentagem.

Amostras	CaO	SiO ₂	MgO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	TiO ₂	Na ₂ O	P ₂ O ₅	PF	Soma
31	49,83	4,99	0,94	1,54	0,60	0,44	0,06	0,04	0,10	40,8	99,75
29	49,26	4,50	0,98	1,21	0,46	0,34	0,05	0,03	0,05	41,0	99,49
27	42,53	7,65	5,29	2,22	0,94	0,60	0,09	0,08	0,07	40,3	99,83
25	49,48	5,83	1,21	1,05	0,48	0,30	0,05	0,07	0,19	41,2	99,90
23	36,65	4,55	11,99	1,29	1,06	0,35	0,05	0,08	0,06	43,6	99,72
21	28,31	6,20	17,92	1,24	1,68	0,31	0,07	0,06	0,04	43,7	99,68
19	7,01	43,65	7,06	14,15	4,85	4,03	0,62	0,19	0,11	18,1	99,83
17	12,80	34,35	10,07	11,04	3,43	3,04	0,45	0,17	0,09	24,3	99,79
15	11,70	36,60	9,38	11,74	3,81	3,17	0,48	0,16	0,09	22,6	99,78
13	54,06	1,96	0,58	0,18	0,19	0,06	<0,01	0,02	0,02	42,8	99,92
11	55,20	0,86	0,28	0,08	0,09	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	43,4	99,96
9	53,91	3,71	0,19	0,03	0,06	0,02	<0,01	<0,01	0,02	42,0	99,95
7	50,35	8,59	0,30	0,19	0,22	0,07	<0,01	<0,01	<0,01	40,2	99,95
5	54,04	2,95	0,25	0,10	0,07	0,04	<0,01	<0,01	<0,01	42,5	99,97
3	52,90	4,39	0,30	0,05	0,11	0,02	<0,01	<0,01	<0,01	42,1	99,90
1	28,57	5,51	18,67	1,22	1,19	0,31	0,05	0,06	0,02	44,0	99,67

O nível médio tem conteúdos menores de CaO, entre 7,01% a 54,06% e de PF, 18,1% a 43,7%, pois trata-se de rochas dolomíticas associadas a folhelhos que apresentam elevadas proporções de caulinita e ilita o que aumenta o conteúdo de SiO₂, MgO, Al₂O₃ e K₂O. Nesse nível o Fe₂O₃, TiO₂ e Na₂O também são os mais elevados (Figura 55). O elevado teor em Fe₂O₃ (entre 0,19% e 4,85%) é explicado pela presença dos minerais de pirita e ankerita,

enquanto o MgO (entre 0,58% e 17,92%) está associado a illita/muscovita e a dolomita (Figura 54).

No piso da frente de lavra apesar dos teores elevados de CaO em relação ao MgO, o mesmo não chega a formar calcários sendo, portanto dolomitas. As razões $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ mais baixas no nível superior e médio retratam a presença de caulinita em relação ao nível inferior com maior proporção de quartzo (Figura 55).

5.6.2 – Elementos traços

Dentre os elementos traços analisados destacam-se no nível superior as maiores concentrações de Co, Sr, Mo, Ba e U; no nível médio Sc, V, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Zr, Nb, Cs, Hf, Pb e Th, principalmente nas amostras 15, 17 e 19, sendo estas amostras rochas dolomíticas e folhelhos; as menores concentrações estão no nível inferior que são rochas puramente carbonáticas, exceto o piso da frente de lavra que é dolomito e possui a maior concentração de Zn (0,44 ppm). As amostras 3, 5 e 11 do nível inferior apresentam teores de Sr mais elevado que às demais desse nível (Tabela 4). Os elementos traços mostram que há transição entre a base do nível superior e o topo do nível médio (amostras 23 e 21 respectivamente), assim como entre a base deste e o topo do inferior (amostras 13 e 11, respectivamente).

A razão Rb/Sr é um dos parâmetros que se utiliza para monitorar a presença de constituintes terrígenos nas rochas carbonáticas (Figueiredo, 2006). Como o esperado, maior razão Rb/Sr ocorre no nível médio, estando associado a folhelhos e dolomitos, devido à presença de minerais como illita e muscovita (Tabela 4).

Tabela 4: Química dos carbonatos em relação aos elementos traços e razão Rb/Sr em ppm.

Amostras	Sc	V	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Zr	Nb	Mo	Cs	Ba	Hf	Pb	Th	U	Rb/Sr_(N)
31	2	28	16,4	7,5	5,1	9	1,8	15,1	270,2	26,7	1,4	0,6	0,8	1646	0,7	2,6	1,9	4,5	0,07
29	1	36	61,1	7,4	5,2	19	2,6	11,1	421,3	19,5	1,1	0,8	0,6	3607	0,6	3	1,3	2,1	0,03
27	2	21	3,7	11,2	3,2	11	2,7	21,9	282	68,3	2,1	13,9	1,1	128	1,7	4,1	1,7	8,3	0,10
25	<1	15	1,8	6,4	2,3	53	1,3	9,7	399,5	23,9	1,1	5,6	0,5	48	0,5	2,1	0,9	11,3	0,03
23	2	26	1,7	6,9	2,1	12	1,4	12,3	155,4	17,3	1,3	6,9	0,6	49	0,4	3,3	1,4	11,4	0,10
21	1	22	4,7	6,9	1,4	14	1,4	11,4	79,8	22,7	1,6	5,5	0,5	242	0,7	2,7	1,7	2,5	0,18
19	14	112	13,2	33,7	18,1	29	17,8	155	105,2	120,3	13,5	4,5	8,5	287	3,4	19,6	10,6	4,3	1,84
17	10	86	9,0	31,6	14,7	24	13,5	118,1	113,3	90,5	9,7	9,4	6,5	230	2,7	15,4	7,1	5,7	1,30
15	11	90	10,3	37,3	16	29	14,2	127	100,4	89,2	10	8,0	6,8	235	2,5	16,2	7,1	7,4	1,58
13	<1	10	1,4	1,4	1,9	7	<0,5	1,9	363,4	6,5	0,2	0,2	<0,1	100	<0,1	1,4	<0,2	3	0,01
11	<1	<8	<0,2	0,3	<0,1	6	<0,5	0,8	212,9	5,1	<0,1	<0,1	<0,1	5	0,1	0,3	<0,2	1	0,00
9	<1	<8	<0,2	<0,1	<0,1	5	<0,5	0,4	116	3,3	0,1	0,1	<0,1	4	<0,1	0,4	<0,2	1,8	0,00
7	<1	<8	0,4	2,0	0,5	3	<0,5	1,9	88,5	4,8	0,2	0,6	<0,1	11	<0,1	0,4	<0,2	1,9	0,03
5	<1	<8	<0,2	<0,1	<0,1	5	<0,5	0,9	208	4,9	0,1	<0,1	<0,1	7	<0,1	0,5	<0,2	1,8	0,01
3	<1	<8	<0,2	<0,1	<0,1	5	<0,5	0,5	205,6	2,7	<0,1	0,2	<0,1	7	<0,1	0,4	<0,2	2,4	0,00
1	1	15	1,3	1,6	1,3	37	1,6	10,5	76,3	20,4	1,4	2,5	0,5	51	0,6	1,6	1,0	2,3	0,17

Isso é explicado pela pouca afinidade da dolomita com o Sr, sendo ele retido preferencialmente pela calcita devido à semelhança de seu raio iônico com o Ca (Figueiredo, 2006). No restante das amostras os valores são mais baixos, pois são rochas que apresentam teores mais elevados de Sr e Ca.

O fracionamento dos elementos traços demonstraram que elas estão empobrecidas em relação aos folhelhos australianos pós-arqueanos (PAAS – Taylor & McLennan, 1985) e que possuem, em geral acentuadas anomalias positivas em Sr, Mo e U e negativas em Cu, Nb, Cs e Th (Figura 56). Somente as amostras 15, 17 e 19 do nível médio diferem desse padrão pela ausência de anomalia positiva em Sr e por serem as menos fracionadas, enquanto as do nível inferior são as mais fracionadas. Há pequenas anomalias em Co e Ba nas amostras 29 e 31 e em Zn na amostra 25, todas do nível superior.

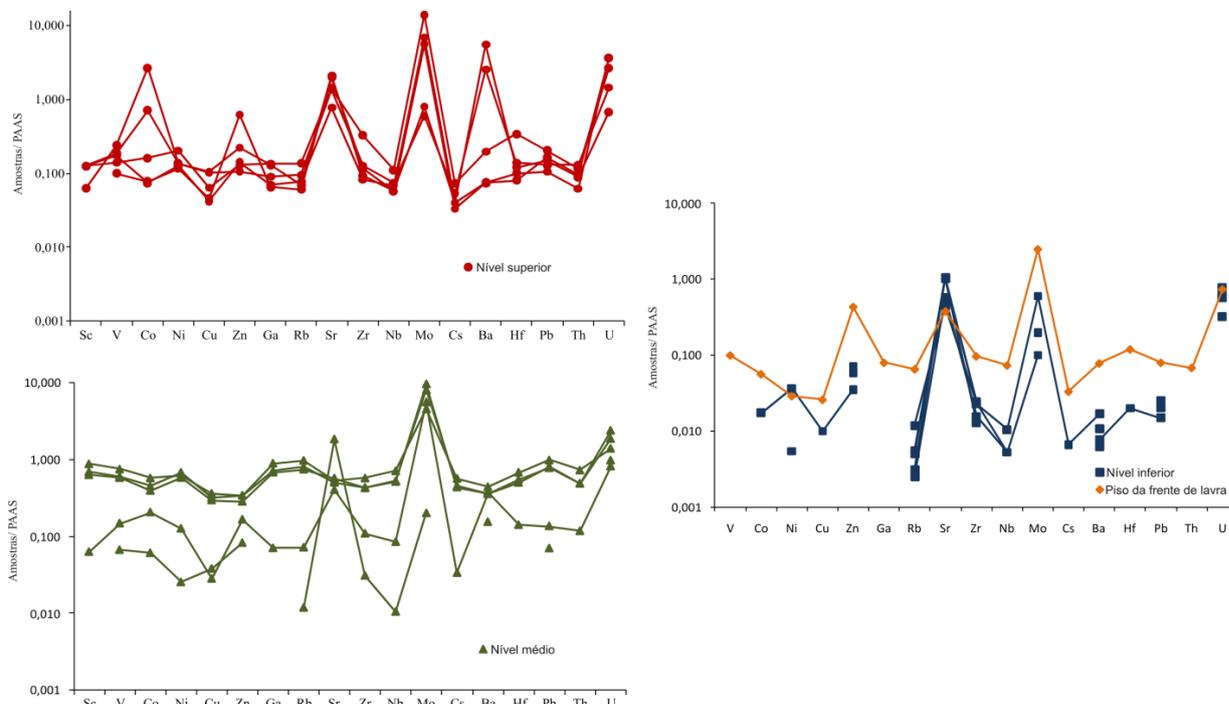


Figura 56: Concentração dos elementos traços nos diferentes níveis da sucessão estudada.

5.6.3 – Elementos terras raras (ETR)

As rochas carbonáticas apresentam baixas concentrações em ETR com somatória de ETRL (elementos terras raras leves) e ETRP (elementos terras raras pesados) similar (Tabela 5).

Tabela 5: Química dos carbonatos em relação aos terras raras em ppm.

Amostras	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Lu	ETRL_(N)	ETRP_(N)
31	6,6	16,9	1,57	6,2	1,27	0,28	1,25	0,20	1,04	0,22	0,59	0,09	0,08	1,19	1,79
29	7,4	24,2	2,05	8,3	1,53	0,34	1,46	0,23	1,27	0,24	0,61	0,08	0,08	1,51	1,93
27	6,8	17,4	1,65	6,3	1,20	0,26	1,08	0,18	1,02	0,21	0,57	0,09	0,08	1,19	1,71
25	5,3	13,5	1,79	7,6	1,29	0,28	1,30	0,19	0,97	0,19	0,47	0,07	0,05	1,19	1,53
23	7,2	17,2	2,19	9,1	1,70	0,38	1,68	0,27	1,44	0,28	0,71	0,10	0,09	1,51	2,25
21	6,4	16,4	2,03	8,5	1,69	0,36	1,69	0,26	1,33	0,26	0,64	0,09	0,07	1,44	2,05
19	27,1	56,3	6,25	23,1	4,36	0,87	3,61	0,62	3,36	0,77	2,16	0,34	0,35	4,33	6,36
17	20,3	42,1	4,60	17,0	3,36	0,66	2,79	0,47	2,67	0,58	1,63	0,26	0,26	3,25	4,81
15	20,6	41,4	4,48	16,4	3,04	0,61	2,66	0,43	2,48	0,54	1,58	0,24	0,24	3,11	4,49
13	2,2	5,6	0,65	2,5	0,46	0,10	0,42	0,07	0,38	0,06	0,19	0,02	0,02	0,44	0,54
11	0,9	1,9	0,21	0,8	0,14	0,02	0,12	0,02	0,11	0,02	0,05	0,01	<0,01	0,14	0,16
9	0,6	0,9	0,10	0,5	0,09	<0,02	0,06	<0,01	0,06	<0,02	0,03	<0,01	<0,01	0,07	0,04
7	1,0	1,4	0,15	0,7	0,09	<0,02	0,08	0,01	0,09	<0,02	0,05	<0,01	<0,01	0,10	0,07
5	0,7	1,4	0,15	0,5	0,12	0,02	0,12	0,02	0,13	0,02	0,08	<0,01	<0,01	0,11	0,15
3	0,7	1,3	0,16	0,7	0,11	<0,02	0,11	0,02	0,09	0,02	0,06	<0,01	<0,01	0,09	0,14
1	4,7	10,2	1,21	4,5	0,96	0,20	0,78	0,13	0,63	0,13	0,36	0,06	0,06	0,86	1,16

Os maiores teores estão no nível médio, principalmente nas amostras 15, 17 e 19 que correspondem as rochas dolomíticas e os folhelhos e são elas que possuem pequeno enriquecimento em Sm, Tb, Dy, Tm, Yb e Lu quando fracionados em relação aos folhelhos australianos pós-arqueanos (PAAS – Taylor & McLennan, 1985) (Figura 57). O grau de fracionamento dos ETR que separa as amostras nos três níveis (superior, médio e inferior) é similar ao dos demais elementos traços (Figura 56).

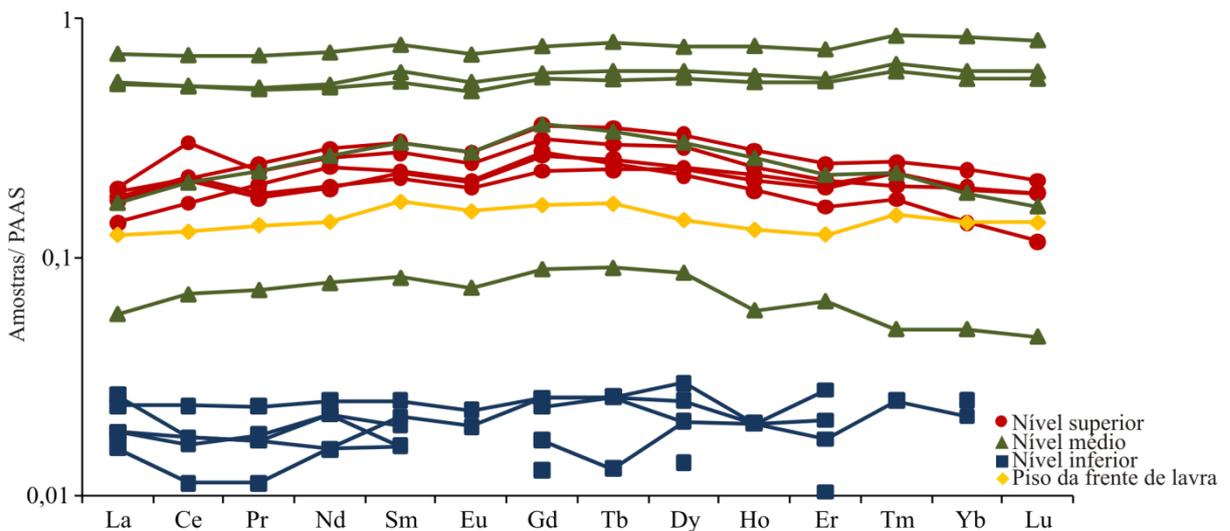


Figura 57: Concentração dos elementos terras raras nos diferentes níveis da sucessão estudada.

Os teores mais elevados em SiO_2 , MgO , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2 , Na_2O , elementos traços (Sc, V, Ni, Cu, Zn, Ga, Rb, Zr, Nb, Cs, Hf, Pb e Th) assim como nos ETR estão nos folhelhos e dolomitos do nível médio, o que indica sua relação de controle da concentração total de ETR pelas fases terrígenas.

É importante ressaltar que de acordo com Zhao *et al.*, (2009) os padrões de ETR de carbonatos usualmente não sofrem alterações durante a diagênese, nem durante o processo de dolomitização (McLennan 1989).

5.7. Isótopos Estáveis de Carbono e Oxigênio

5.7.1 - Histórico

A assinatura isotópica de carbono e oxigênio em um sedimento carbonático traz informações sobre a composição da água a partir da qual a precipitação se deu, podendo fornecer indícios de variações nas condições paleoambientais bem como, especialmente no caso do oxigênio, de condições e processos pós-deposicionais. Este tópico consiste de uma breve discussão sobre os ciclos do carbono e oxigênio, e de como alguns processos interferem nestes ciclos, levando a um conseqüente fracionamento isotópico. Também serão apresentados e discutidos, os resultados obtidos para as amostras da porção norte da Bacia do Amazonas.

Existem três isótopos estáveis de oxigênio, ^{16}O , ^{17}O e ^{18}O . A razão isotópica usada para definir variações no sistema isotópico desse elemento é $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$. Essa razão pode ser calculada em relação a dois diferentes padrões de referência internacionais, SMOW (*Standard Mean Ocean Water*) ou PDB (*Pee Dee Belemnite*), segundo a seguinte relação:

$$\delta^{18}\text{O} = \left[\frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{amostra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{padrão}}} \right] \times 10^3 \quad (1)$$

Os valores obtidos a partir da equação (1) são reportados em notação δ expressa em unidade por mil (‰). Valores obtidos em relação ao SMOW podem ser convertidos para PDB através da seguinte relação:

$$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}} = 1.03091(\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}) + 30.91 \quad (2)$$

Os principais reservatórios de oxigênio na Terra são a atmosfera, os oceanos, os sedimentos e a biosfera (Figura 58). As interações entre esses reservatórios são refletidas no fracionamento dos isótopos de oxigênio, bem como de outros isótopos estáveis como o carbono, o ferro e o enxofre, entre outros.

Nos oceanos atuais a composição isotópica do oxigênio varia com a profundidade e as concentrações são fornecidas pelos valores de $\delta^{18}\text{O}$ do oxigênio dissolvido (Sharp, 2007). Os valores de $\delta^{18}\text{O}$ na superfície da água são de +24‰ em função da troca com o O_2 atmosférico. Com o aumento da profundidade, os valores de $\delta^{18}\text{O}$ diminuem em conseqüência do consumo preferencial de oxigênio leve na oxidação de matéria orgânica. A cerca de 1 km de

profundidade ocorre o valor máximo de $\delta^{18}\text{O}$ igual a +30 ‰. Depois dessa profundidade os valores de $\delta^{18}\text{O}$ decrescem para um valor aproximadamente constante em torno de +26‰.

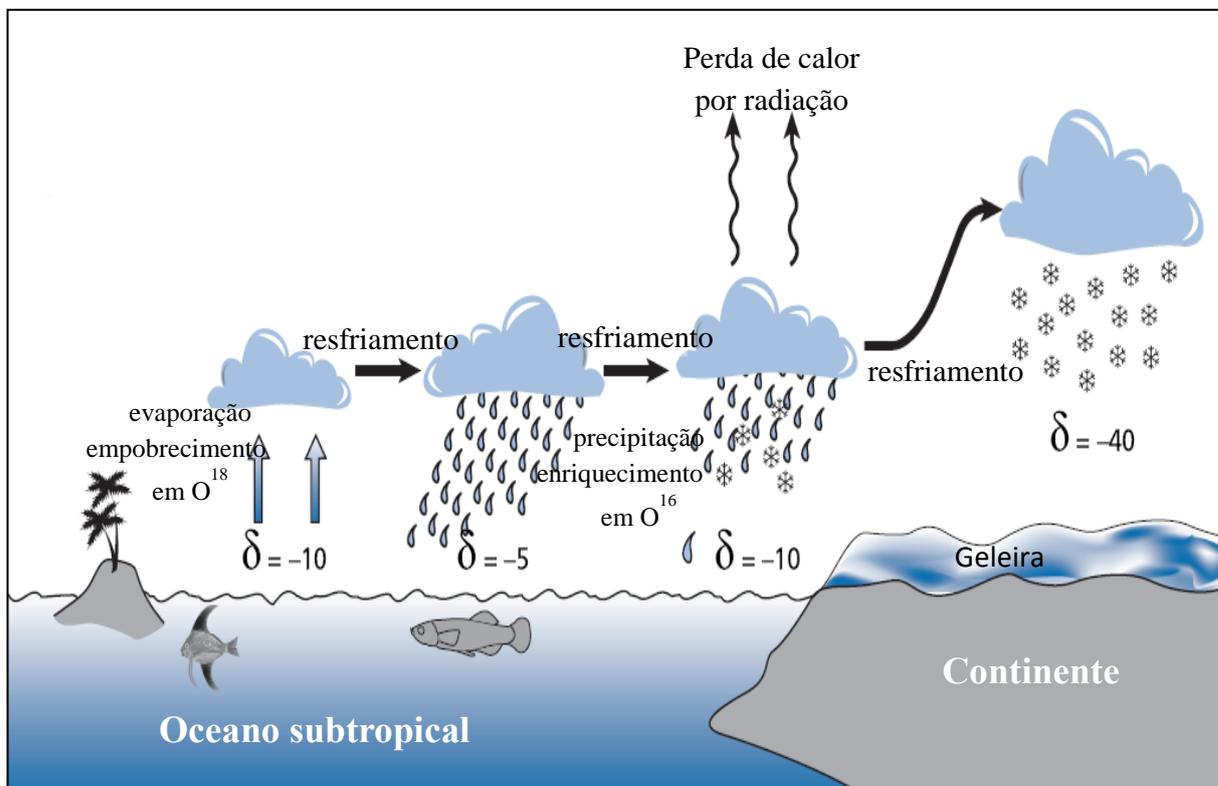


Figura 58: Ciclo do oxigênio. Modificado de Dansgaard (1964).

Os isótopos estáveis de carbono são dois: ^{12}C e ^{13}C . Suas variações são expressas em função da razão isotópica em relação ao padrão de referência internacional PDB na notação δ expressa em partes por mil (‰). Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ são obtidos de uma relação semelhante àquela expressa para o oxigênio na equação (1).

Existem dois importantes reservatórios de carbono: carbono orgânico e carbono inorgânico, os quais recebem contribuições de diferentes fontes (Figura 59). Nesse sentido as variações no $\delta^{13}\text{C}$ refletem mudanças na razão entre o carbono orgânico e o carbono inorgânico que é removido dos oceanos através do soterramento de matéria orgânica e da deposição de carbonato sedimentar (Frank *et al*, 2003). Assim sendo, excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}$ nos sedimentos oceânicos refletem um aumento no soterramento de carbono orgânico em relação ao carbono inorgânico, enquanto excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$ indicam o oposto. Assumindo variações em um estado de equilíbrio (*steady state*), essas relações podem ser expressas como:

$$f_{\text{org}} = (\delta^{13}\text{C}_i - \delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}) / \Delta_c \quad (3)$$

onde f_{org} representa a fração orgânica do fluxo de carbono soterrado, $\delta^{13}C_i$ representa a composição isotópica de carbono derivado de intemperismo e de fluxos vulcânicos, $\delta^{13}C_{carb}$ é dado pela composição do carbonato marinho e Δ_c é a diferença isotópica entre carbono inorgânico e carbono orgânico soterrado (Des Marais, 1997). A equação acima mostra que se Δ_c e $\delta^{13}C_i$ são constantes, uma mudança na taxa de remoção de carbono orgânico do sistema oceânico será registrada no $\delta^{13}C_{carb}$ (Kump & Arthur, 1999).

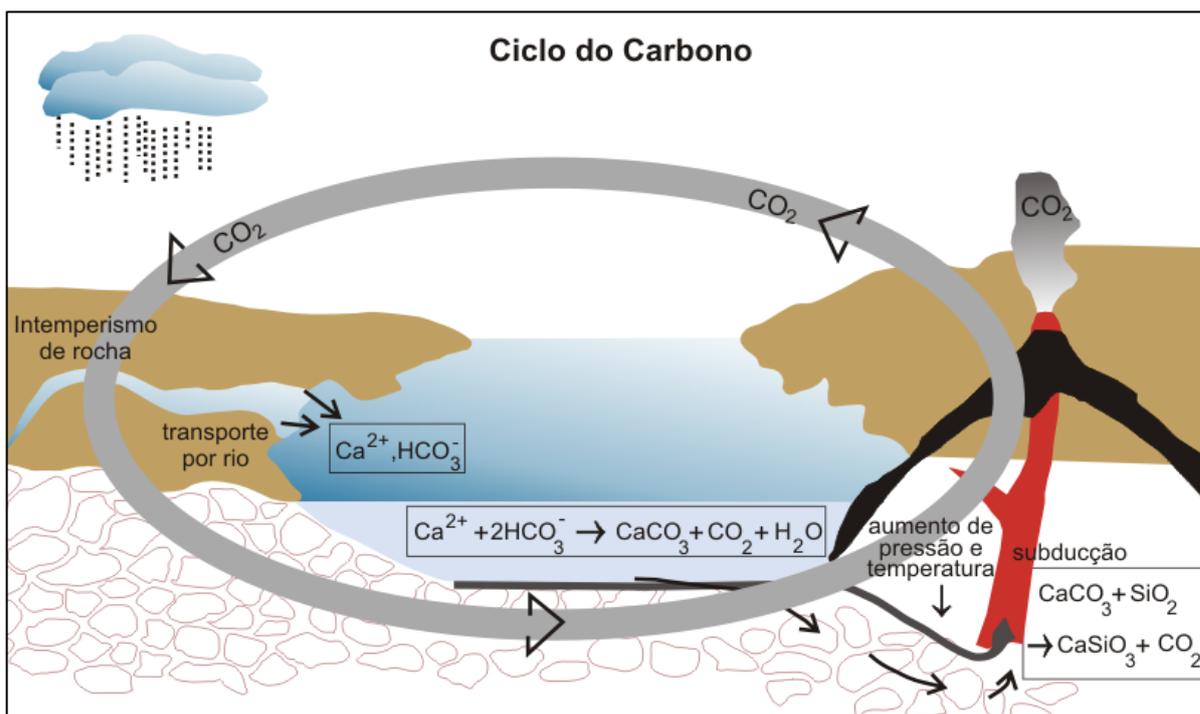


Figura 59: Ciclo do carbono.

Os valores de carbono orgânico total dissolvido variam de acordo com a fonte. A média global varia entre -5‰ e -9‰ (Sharp, 2007). Dependendo do mecanismo envolvido, os valores de $\delta^{13}C$ para sedimentos influenciados por metanogênese podem chegar até -100‰, resultando, em contrapartida, na formação de matéria orgânica com valores de $\delta^{13}C$ extremamente baixos (Kaplan, 1966). Em reservatórios de hidrocarboneto os valores de $\delta^{13}C$ variam entre -30‰ e -27‰. O carbono inorgânico total dissolvido (essencialmente HCO_3^-) do oceano tem valores de $\delta^{13}C$ em torno de 0‰ (Sharp, 2007). Para carbonatos marinhos inalterados os valores médios de $\delta^{13}C$ são também aproximadamente 0‰. O valor de $\delta^{13}C$ de carbonatos em equilíbrio com águas superficiais varia de 2‰ a 4‰.

As rochas carbonáticas podem ser usadas como indicadores da composição isotópica de carbono dos oceanos. Isso ocorre porque o sistema calcita-bicarbonato apresenta

fracionamento isotópico pequeno e é relativamente insensível a mudanças de temperatura, preservando o registro original.

5.7.2 – Resultados Obtidos

Os resultados obtidos para os carbonatos da região do rio Jatapú, mostram uma assinatura isotópica de carbono bastante variável ao longo do perfil com valores desde -0.32‰ até 4.86‰. Também a assinatura isotópica de oxigênio exibe ampla variação ao longo da sessão com valores indo de -6.23‰ até 2.83‰ (Tabela 6).

Tabela 6: Valores da análise isotópica de carbono e oxigênio em rocha total.

Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
	PDB	PDB		PDB	PDB
32	1,13	-5,66	16	2,15	-3,20
31	4,38	-6,12	15	3,99	0,98
30	4,28	-6,23	13	4,00	-4,15
29	4,86	-5,91	12	2,12	-4,45
28	4,67	1,90	11	2,09	-5,52
27	4,32	-2,99	10	2,82	-5,37
26	4,20	-3,87	9	0,36	-5,02
25	4,22	-4,43	8	0,84	-5,28
24	4,08	-1,06	7	-0,32	-6,09
23	4,32	-1,38	6	0,48	-5,77
21	4,86	0,03	5	2,82	-5,14
20*	-	-	4	3,27	-5,50
19*	-	-	3	2,62	-5,60
18	4,36	1,50	2	2,49	-5,72
17	4,61	2,47	1	4,27	-2,06

* Amostras 20 e 19 não obtiveram gás suficiente para a leitura dos isótopos estáveis de carbono e oxigênio.

A sucessão estudada pode ser dividida em cinco intervalos, quando observado o comportamento das curvas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 60).

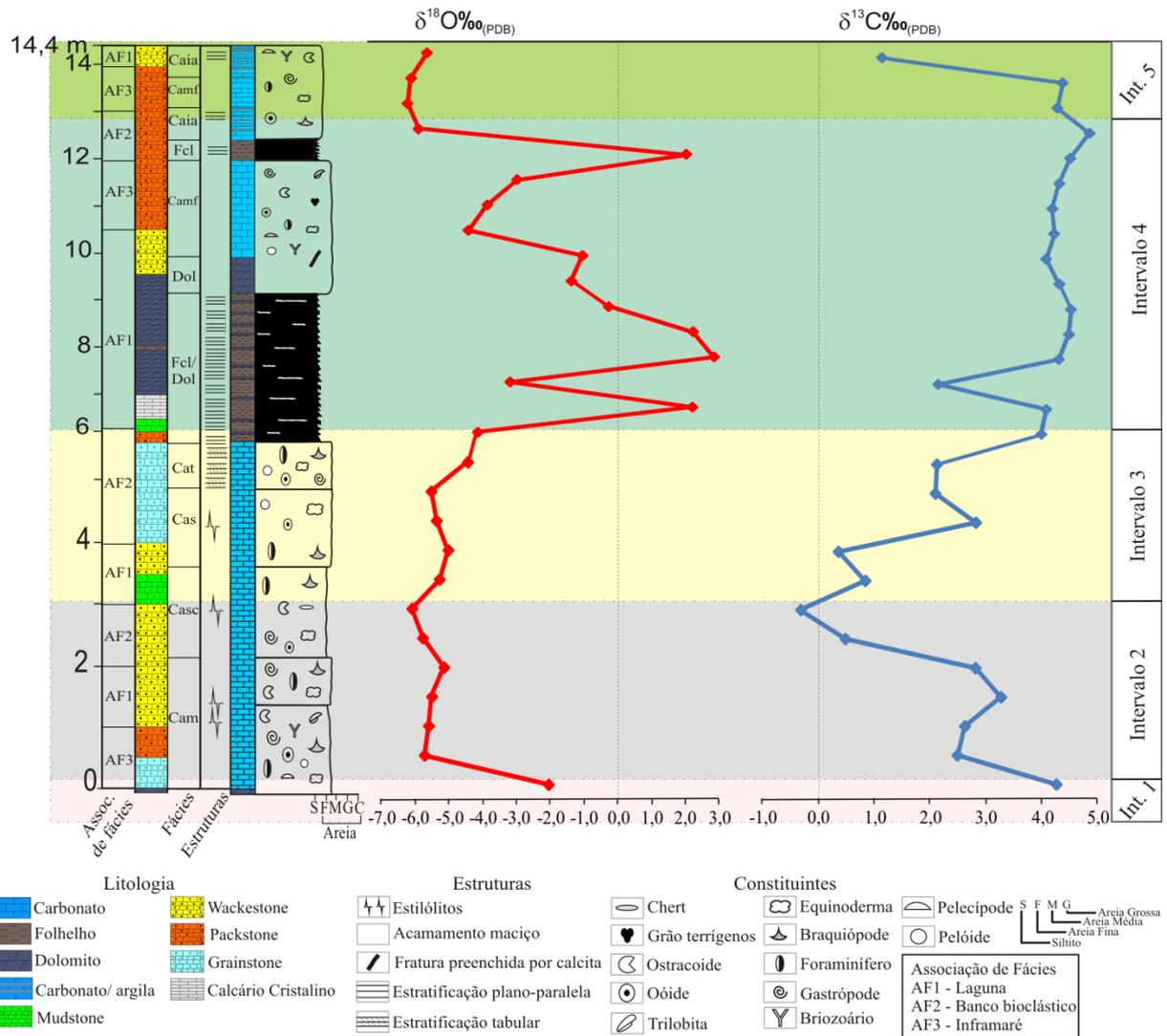


Figura 60: Perfil estratigráfico com assinatura isotópica de carbono e oxigênio ao longo do perfil da área estudada.

O primeiro intervalo corresponde ao piso da frente de lavra que é constituído de rochas dolomíticas, com os valores de $\delta^{18}\text{O}$ próximo de $-2,0\text{‰}$ e valores de $\delta^{13}\text{C}$ positivo acima de $4,0\text{‰}$, caracterizando um ambiente restrito onde houve uma intensa evaporação e formação de dolomitas. Em direção ao topo do perfil, caracterizando o segundo intervalo, é observado os valores mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e valores de $\delta^{13}\text{C}$ tendendo a zero. Possivelmente, trata-se de um ambiente aberto, úmido, marcado pela presença das microfácies de wackestone, packstone e grainstone, com uma grande diversidade fossilífera.

Marcando o intervalo 3, ainda com valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$ e valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$, variando aproximadamente de $4,0\text{‰}$ a 0‰ , representado pelas microfácies mudstone, wackestone e com o predomínio de fácies grainstone, este intervalo caracteriza um ambiente

de clima úmido, próximo ao banco bioclástico, que apresenta períodos de exposições devido a variação do nível do mar, ocasionando erosão das partes expostas desse ambiente. O processo de aridez torna-se cada vez mais intenso no ambiente estudado, sendo registrado nas curvas que tendem a valores positivos de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$.

O intervalo 4 corresponde ao padrão mais errático da curva de $\delta^{18}\text{O}$, e valores mais positivos de $\delta^{13}\text{C}$ (exceto a segunda amostra deste intervalo da base para o topo). Padrão esse representado pelas microfácies folhelho, calcário cristalino, dolomito, wackestone e packstone, que marcam um ambiente restrito de clima quente com precipitação de minerais evaporíticos e formação de dolomitas. E, representativo do intervalo 5, tem-se as microfácies wackestone e packstone, onde as curvas isotópicas de $\delta^{18}\text{O}$ e $\delta^{13}\text{C}$ voltam a apresentar um comportamento semelhante ao intervalo 2, ou seja, valores de $\delta^{18}\text{O}$ com tendência a serem positivo e valores de $\delta^{13}\text{C}$ que tendem a serem negativos, caracterizam um ambiente de mar aberto de clima úmido.

No gráfico de $\delta^{13}\text{C}$ contra $\delta^{18}\text{O}$, observa-se que as amostras podem ser separadas em quatro grupos distintos. O primeiro (Gr1) constituído por amostras com valores de $\delta^{13}\text{C}$ que variam de -0.32‰ a 1.13‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ variando de -6.09‰ até -5.02‰; o segundo grupo (Gr2), constituído por amostras com valores $\delta^{13}\text{C}$ entre 2.09‰ e 3.27‰, e os valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -5.72‰ e -3.20‰; o terceiro grupo (Gr3) apresenta valores isotópicos de carbono variando de 4.0‰ até 4.86‰, para o $\delta^{18}\text{O}$ os valores variam desde -6.23‰ até -0.29‰; e o quarto e último grupo (Gr4) é composto por amostras cujos valores de $\delta^{13}\text{C}$ variam de 4.08‰ a 4.52‰ e os de $\delta^{18}\text{O}$ de 2.01‰ até 2.83‰ (Figura 61).

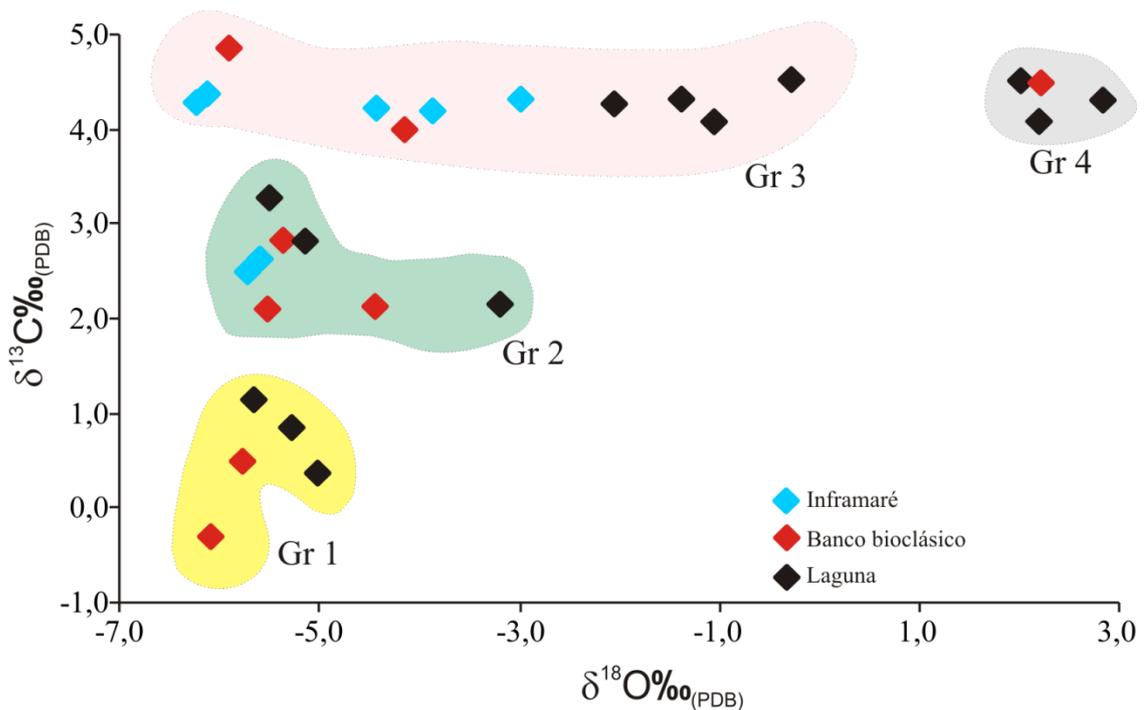


Figura 61: Gráfico de isótopos estáveis de carbono e oxigênio das rochas carbonáticas da borda norte da Bacia do Amazonas. Grupo (Gr).

De modo geral, todos os grupos apresentam uma tendência a valores positivos de carbono e negativos de oxigênio, com exceção do Gr4, onde se observa valores essencialmente positivos para oxigênio. Analisando os grupos separadamente é possível notar que o Gr1 é compreende os valores mais baixos de $\delta^{13}\text{C}$ e os mais negativos de $\delta^{18}\text{O}$ de todas as amostras, sendo estas representativas de ambiente lagunar e banco bioclástico, com registros de constituintes de origem marinha na laguna, pois os carbonatos de origem marinha são progressivamente mais empobrecidos isotopicamente.

Tanto o Gr2 quanto o Gr3 possuem amostras representativas de todos os ambientes identificados, apresentando assinatura negativa de $\delta^{18}\text{O}$ e valores positivos em $\delta^{13}\text{C}$ chegando a 5‰. A diferença principal entre as amostras dos dois grupos está relacionada em critérios de ausência de matriz nas amostras do Gr2 e bastante lama carbonática, assim como amostras dolomitizadas no Gr3, que se deve principalmente a presença de fluídos que foram originados em zonas meteóricas. Com base no modelo proposto por Matsuda (2002) ao analisar as dolomitas da borda sul da Bacia do Amazonas, a assinatura isotópica das amostras encontradas no Gr3, foram identificadas como dolomitas do tipo B e C.

É interessante notar que dos quatros grupos, três deles (Gr1, Gr2 e Gr3) apresentam valores negativos de $\delta^{18}\text{O}$, mas um dos grupos (Gr4) pode ser individualizado por

compreender amostras cujos valores de $\delta^{18}\text{O}$ são essencialmente positivos. Além disso, neste grupo (Gr4) os valores de $\delta^{13}\text{C}$ também são muito positivos, o que leva a consideração de que se trate de valores obtidos em carbonatos gerados em condições de maior salinidade, provavelmente dolomitas formadas em porções expostas da planície de maré, o que de fato foi observado na petrografia. A idéia de raseamento e exposição é corroborada pela ocorrência expressiva de depósitos evaporíticos a leste da área de estudo, que provavelmente correspondem a um ambiente de planície *Sabkha*. No Gr4 apenas uma amostra refere-se a um contexto de banco bioclástico, essa amostra possui minerais evaporíticos que assim como todo o Gr4 caracteriza um ambiente de clima quente árido de intensa evaporação.

Também foram realizadas análises pontuais para investigar a composição isotópica de diferentes elementos como grãos, matriz e cimento. A composição isotópica do carbono nos oóides varia desde -0.07‰ até 4.25‰, cujos valores isotópicos de oxigênio variam de -6.19‰ até -4.63‰; nos bioclastos os valores $\delta^{13}\text{C}$ variam desde 2.41‰ até 4.49‰, para $\delta^{18}\text{O}$ os valores vão de -5.53‰ até -2.71‰; a matriz apresenta valores $\delta^{13}\text{C}$ desde 0.35‰ até 4.45‰, e de $\delta^{18}\text{O}$ variando de 5.67‰ até 1.81‰; e por fim, no cimento analisado a assinatura de $\delta^{13}\text{C}$ é de 1.98‰ e de $\delta^{18}\text{O}$ -4.50‰ (Tabela 7).

Tabela 7: Valores da análise pontual dos isótopos de carbono e oxigênio.

Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	Amostras	$\delta^{13}\text{C}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰
	PDB	PDB		PDB	PDB
31 (oóide)	4,25	-6,19	12 (cimento)	1,98	-4,50
27 (fóssil)	4,49	-2,71	9 (oóide)	-0,07	-5,53
27 (matriz)	4,45	1,81	9 (matriz)	0,35	-5,67
18 (matriz)	3,98	-3,68	8 (matriz)	1,64	-5,57
14 (matriz)	3,32	-4,42	5 (fóssil)	2,41	-5,53
12 (oóide)	1,67	-4,63	4 (fóssil)	3,04	-5,63

Quando comparados os valores de rocha total com os valores da análise pontual dos constituintes, observou-se que em geral os mesmos não apresentavam valores muito diferentes. Contudo, ainda que pequena pode-se notar que nas amostras onde foram analisados diferentes constituintes como oóides e cimento, ou bioclastos e matriz, por

exemplo, há diferenças nas composições isotópicas. Essas pequenas diferenças podem estar relacionadas em parte a variações restritas na composição da solução a partir da qual houve a precipitação e, em parte a entrada de novos fluídos durante a diagênese, que teriam gerado cimentos com composições isotópicas ligeiramente diferentes daquela dos grãos primários ou da matriz. Embora tenham sido detectadas essas pequenas variações é importante frisar que se trata de uma variação mínima o uso da assinatura isotópica obtida em rocha total para avaliar o comportamento isotópico ao longo da sucessão é válido.

Capítulo 6 – Conclusões e Recomendações

Os dados faciológicos, petrográficos, mineralógicos, geoquímicos e isotópicos obtidos a partir do estudo das rochas carbonáticas da borda norte da Bacia do Amazonas, permitiram uma contribuição quanto às condições paleoambientais, bem como da história deposicional dessas rochas e da geologia da região.

A área de estudo é composta basicamente por dolomitos, calcários e folhelhos dispostos em uma sucessão dividida, da base para o topo, em três níveis: inferior (calcário), médio (folhelho friável) e superior (dolomito, folhelho e calcário). Contudo, subordinadamente há dolomitos na base do nível superior e inferior e em lentes nos folhelhos. Também há uma pequena camada de folhelhos no superior.

O estudo mineralógico permitiu a individualização de quatro seções dentro da sucessão estudada, onde além da calcita e dolomita, ocorrem quartzo, illita/muscovita, caulinita, pirita e ankerita. A primeira seção ocorre no topo do perfil formado por variações de calcita e dolomita, seguidas por quartzo e às vezes por illita e muscovita, apresentando como mineral acessório pirita e ankerita. A segunda seção corresponde ao nível médio da frente de lavra, sendo constituído por uma predominância de dolomita, illita, muscovita e menos frequente quartzo e caulinita e como mineral acessório pirita e raramente calcita. A terceira seção é constituída por todo o nível inferior, sendo formado basicamente por calcita seguido por quartzo. Por último, a quarta seção corresponde ao piso da frente de lavra, que é formada predominantemente por dolomita e raramente se tem a presença de quartzo.

Na sucessão estudada foram identificadas 8 fácies sendo estas: calcarenito com intercalações de argila (Caia), calcarenito maciço fossilífero (Camf), folhelho calcífero laminado (Fcl), dolomito (Dol), calcarenito tabular (Cat), calcarenito com estilólito (Cas), calcarenito com estilólito e cherts (Casc) e calcarenito maciço (Cam), que dentro dessas fácies foram classificadas e 21 microfácies, a saber: dolomito (Dol), dolomito com moldes de bioclastos (Dmb), calcário cristalino (Cc), mudstone bioclástico (Mb), mudstone bioclástico com grãos terrígenos (Mbt), wackestone peloidal (Wp), wackestone peloidal bioclástico (Wpb), wackestone híbrido bioclástico (Whb), wackestone bioclástico dolomitizado (Wbd), wackestone peloidal bioclástico com grãos terrígenos (Wpbt), wackestone oolítico (Wo), packstone bioclástico oolítico (Pbo), packstone oolítico bioclástico (Pob), packstone bioclástico com grãos terrígenos (Pbt), grainstone peloidal oolítico (Gpo), grainstone oolítico peloidal (Gop), packstone peloidal oolítico (Ppo), packstone bioclástico (Pb), packstone

bioclástico peloidal (Pbp), grainstone peloidal bioclástico (Gpb) e grainstone bioclástico (Gb). As fácies e microfácies foram agrupadas em 3 associação faciológicas representativas de ambientes de laguna (AF1), banco bioclástico (AF2) e inframaré (AF3).

Com base na assembléia fossilífera com características marinhas, e a abundância e diversidade dos fósseis encontrados, associados exclusivamente com as rochas carbonáticas, as mesmas são posicionadas estratigraficamente como correlacionáveis com a Formação Itaituba, sendo diferente dos carbonatos da Formação Nova Olinda, pois esta não possui uma assembléia fossilífera diversificada em constituintes marinhos, sendo comum a ocorrência de evaporitos, o que foi pouco encontrado nas rochas estudadas. No entanto, seria interessante aprimorar essa correlação com dados geocronológicos e detalhamento taxonômico da assembléia fossilífera.

A geoquímica também reflete uma variação ao longo da sucessão estudada. A maior concentração dos elementos químicos analisados (exceto o Ca) está no nível médio associado aos dolomitos e folhelhos, cuja composição mineralógica é a mais diversificada. No nível inferior o Ca foi o único elemento com o maior conteúdo, sendo o restante dos elementos como SiO₂, MgO, Al₂O₃, K₂O, Fe₂O₃, TiO₂, Na₂O e P₂O₅, ETR e elementos traços os menos concentrados nesse intervalo, e devido a essas características, foram denominados de calcário puro. O nível superior possui as concentrações intermediárias, cuja composição litológica é constituída por dolomito, calcário e folhelhos.

Em se tratando de isótopos estáveis, foi observado variações no nível do mar que marcaram ambientes de clima quente e por vezes úmido, bastante árido, cujo ambiente lagunar possui conexão marinha, além do ambiente marinho aberto com períodos de exposição ocasionado erosão, assim como a identificação de diferentes tipos de dolomitos que ocorrem na área, sendo estas do tipo B e C.

Portanto, o modelo deposicional da área estudada indica um ambiente de plataforma rasa do tipo rampa carbonática, desenvolvida em condições de clima quente e úmido. Podendo ainda ser diferenciado três ambientes, sendo estes: lagunar, banco bioclástico e inframaré.

Como recomendações, é sugerida a continuidade dos estudos referente à borda norte da Bacia do Amazonas, para aprofundar nos conhecimentos dos calcários da pedreira através de estudos em furos de sondagens da mina da NASSAU, ou até mesmo em testemunhos de poços perfurados pela PETROBRAS nas proximidades (poço Jatapú-1). Para um refinamento dessa pesquisa, faz se necessários estudos de detalhes sobre a origem dos oóides, ciclos deposicionais, diagênese e da paleontologia dos fósseis encontrados, dentre outros.

Capítulo 7 – Referências Bibliográficas

A

Ahr, W.M. 1973. The Carbonate Ramp: as Alternative to the Shelf Model. Trans. Gulf – Cst. Ass. Geol. Socs. 23, p. 221-225.

B

Bathurst, R.G.C. 1975. Carbonate Sediments and Their Diagenesis: Amsterdam, Elsevier, p. 658.

Burchette, T.P. & Whight, V.P. 1992. Carbonate Ramp Depositional Systems: Sedimentary Geology. V. 79. p. 3-57.

C

Caputo M.V., Rodrigues R., Vanconcelos D.N.N. 1971. Litoestratigrafia da Bacia do Amazonas. Belém: PETROBRAS/RENOR, Relatório Interno.

Caputo M.V. 1984. Stratigraphy, Tectonics, Paleoclimatology and Paleogeography of Northern basins of Brazil. PhD Dissertation: University of California, Santa Barbara. p. 583.

Cordani U.G., Brito Neve B.B., Fuck R.A., Porto R., Thomaz Filho A., Cunha F.M. 1984. Estudo Preliminar de Integração Precambriano com os Eventos Tectônicos das Bacias Sedimentares Brasileiras. Série Ciência Técnica Petróleo, 15: 27-34.

Costa, M. G. F. 1984. Fácies deposicionais e ambiente de sedimentação da Formação Monte Alegre (Neo-Carbonífero), na área de Autás-mirim e adjacências – Bacia do Médio Amazonas. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. p. 90.

Cunha P.R.C., Gonzaga F.G., Coutinho L.F.C. 1994. Bacia do Amazonas. Rio de Janeiro: Boletim de Geociências da PETROBRAS, 8 (1): 47-55. Janeiro/Março.

Cunha P.R.C., Melo J.H.G., Silva O.B. 2007. Bacia do Amazonas. Boletim de Geociências da PETROBRAS, 15 (2): p. 227-252.

D

Dansgaard W (1964) Stable isotope in precipitation. Tellus 16: p. 436–468.

Des Marais, D.J. 1997. Isotopic Evolution of the Biogeochemical Carbon Cycle During the Proterozoic Eon. *Organic Geochemistry*. V. 27. p. 185–93.

Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W.E. (ed). Classification of carbonate rocks. AAPG Bulletin. p. 108-121.

F

Figueiredo, M. F. 2006. Químioestratigrafia das rochas ediacarianas do extremo norte da Faixa Parguai, Mato Grosso. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo. p. 119.

Folk, R. L. (1962) Spectral subdivision in limestone type. Memoir AAPG, n.1, p. 62-84.

Folk, R. L. 1959. Practical Petrographic Classification of Limestones. Bulletin of American Association of Petroleum Geologists, V. 43, N. 1, p. 1-38.

Frank, T. D., Kah, L. C., Lyons, T. W. 2003. Changes in Organic Matter Production and Accumulation as a Mechanism for Isotopic Evolution in the Mesoproterozoic Ocean. Geological Magazine. 140 (4). p. 397–420.

Frimmel, H.E. 2009. Trace Element Distribution in Neoproterozoic Carbonates as Palaeoenvironmental Indicator. Chemical Geology, 258: p. 338–353.

G

Galloway, W.E., 1984, Hydrogeologic regimes of sandstone diagenesis, in D.A. McDonald and R.C. Surdam, eds., Clastic Diagenesis: AAPG Memoir 37, p. 3-14.

Ginsburg, R.N. 1957. Early Diagenesis and Lithification of Shallow Water Carbonate Sediments in South Florida. In: Le Blanc. R.J. & Breeding. J.G. (eds.). Regional Aspects of Carbonate Deposition. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication. 5: p. 80-100.

Ginsburg, R.N. & James, N.P. 1974. Holocene Carbonate Sediments of Continental Shelves, in Burke, C.A. e Drake, C.L. (eds.). The Geology of Continental Margins: Berlin, Springer-Verlag. p. 137-155.

H

Hartt C.P. 1874. Report of a Reconnaissance of the Lower Tapajós. Bulletin Cornell University (Science), 1: 1-37.

J

James, N.P. & Mountjoy, E.W. 1983. Shelf-slope Break in Fossil Carbonate Platforms: An Overview. In: Stanley, D. J. e Moore, G.T. (eds.). The Shelf-break: Critical Interface on Continental Margins: Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 33, p. 189-206.

K

Kaplan, I.R., & Nissenbaum, A. 1966. Anomalous Carbon Isotope Ratios in Nonvolatile Organic Matter. *Science*, 153. p. 744-745.

Kump, L.R. & Arthur, M.A. 1999. Interpreting Carbon Isotope Excursions: Carbonates and Organic Matter. *Chem. Geology*. N. 161. p. 181-198.

L

Lemos V.B. 1990. Assembléia de Conodontes do Carbonífero da Bacia do Amazonas. Tese de Doutorado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.

M

Matsuda, N.S. 2002. Carbonate Sedimentation Cycle and Origin of Dolomite in the Lower Pennsylvanian intracratonic Amazon Basin - Northern, Brazil. PhD Dissertation: University of Tokyo, Japan.

McKenzie, J.A. 1991, The Dolomite Problem: An Outstanding Controversy. In: Müller, D.W. *et al.*, (eds.). *Controversies in Modern Geology: Evolution of Geological Theories in Sedimentology, Earth History and Tectonics*: London, Academic Press. p. 37–54.

McLennan, S.M. 1989. Rare Earth Elements in Sedimentary Rocks: Influence of Provenance and Sedimentary Processes. *Rev. Mineral.*, 21: p. 169-200.

Melo, J.H.G. & Loboziak, S. 2003. Devonian Early Carboniferous Miospore Biostratigraphy of the Amazon Basin, Northern Brazil: *Review of Paleobotany and Palynology*, V. 124. p. 131-202.

Miall, A. D. 1977. A Review of the Braided River Depositional Environment. *Earth Science Reviews*, 13(1): p. 1-62.

Milani, E.J.; Zalán P.V. 1998. The Geology of Paleozoic Cratonic Basins and Mesozoic Interior Rifts of Brazil. (Brazilian Geology part One). AAPG International Conference & Exhibition, p. 184.

Moore, P.F. 1989. The Kaskaskia Sequence: Reefs, Platforms, and Foredeeps. The Lower Kaskaskia Sequence Devonian. In: Ricketts, B.D.(eds.). *Western Canada Sedimentary Basin A Case History*: Calgary, Canadian Society of Petroleum Geologists. p. 139–164.

Montalvão, R.M.G.; Bezerra P.E.L. 1980. Geologia e Tectônica da Plataforma (Cráton) Amazônica (Parte da Amazônia Legal Brasileira). *Revista Brasileira de Geociências*, 10: 27.

Moutinho, L.P.; Scomazzon, A.K.; Lemos, V.B. 2006. Taphonomy and Paleocology of Invertebrates from the Carboniferous (Pennsylvanian) of the Itaituba Formation – Amazonas Basin, Brazil. *Palaios*.

N

Neves, C.A.O.; Campos, J.N.P.; Arana, J.; Texeira, L.B.; Rodrigues, R.; Triguís, J.A. 1989. Integração Geológica e Exploração da Bacia do Amazonas. Belém: PETROBRAS/DENOC, Relatório Interno.

P

Playford, G.B.; Dino, R. 2000. Palynostratigraphy of Upper Paleozoic Strata (Tapajós Group), Amazon Basin, Brazil: Part. One. *Palaeontographica Abt. B. Bd. 255*: 1-46.

R

Read, J.F. 1982. Carbonate Platforms of Passive (Extensional) Continental Margins: Types, Characteristics and Evolution: *Tectonophysics*. V. 81. p. 195-212.

Reis, N.J.; Almeida M.E.; Riker, S.L.; Ferreira, A.L. 2006. Geologia e Recursos Minerais do Estado do Amazonas: Texto Explicativo dos Mapas Geológicos e de Recursos Minerais do Estado do Amazonas; Escala 1:1.000.000. 1: p. 97-99.

S

Scomazzon, A.K. 2004. Estudo de Conodontes em Carbonatos Marinhos do Grupo Tapajós, Pensilvaniano Inferior a Médio da Bacia do Amazonas com Aplicação de Isótopos de Sr e Nd neste intervalo. 2004. p.294. Tese (Doutorado em Geociências). Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.

Sharp, Z. 2007. Principles of Stable Isotope Geochemistry, Pearson Prentice Hall. 1eds. United States of America. p. 344.

Silva, O.B.; Lemos. V.B. 1996. Controle dos Ciclos Sedimentares na distribuição Estratigráfica dos Conodontes do Pensilvaniano (Formação Itaituba) - Bacia do Amazonas. Belém: Simpósio de Geologia da Amazônia. 5: p. 199-202.

Sverjensky, D.A. 1981. The Origin of a Mississippi Valley Type Deposit in the Viburnum Trend, Southeast Missouri. *Econ. Geol.* 76: p. 1848-72.

T

Taylor S. R. and McLennan S. M. (1985) *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.

Terra, G.S. 2001. Condicionadores da Sedimentação Carbonática Marinha de Águas Quentes. Notas de Curso. Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. p.62.

Torres, A. M. 1989. Litofácies e evolução diagenética dos arenitos da Formação Monte Alegre na Região do Rio Tapajós, Bacia do Amazonas. Dissertação de mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, p. 144.

Tucker, M.E.; Wright, V.P. 1990. Carbonate Sedimentology. Oxford: Blackwell Scientific, p. 482.

Tucker, M.E. 1992. Sedimentary Petrology – An Introduction to the Origin of Sedimentary Rocks: J. Wiley. Geoscience Texts. V. 3. p. 252.

V

Vasconcelos, C. & Mackenzie, J.A. 1997. Microbial Mediation of Modern Dolomite Precipitation and Diagenesis Under Anoxic Conditions (Lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brasil). J. Sediment. Res., Sect. A. Sediment. Pet. Proc., **67**: p. 378-390.

W

Walker, R.G. & James N.P. (eds). 1992. Facies Models Response to Sea Level Change. Geological Association of Canadá. p. 407.

Wanderley, J. R. 1991. Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua Correlação com o Embasamento. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, p. 125.

Wanderley Filho, J. R. & Costa, J. B.S. 1991. Contribuição a Evolução Estrutural da Bacia do Amazonas e sua Relação com o Embasamento. In: SBG, Simp. Geol. Amaz., 3, Belém, p. 244.

Wilson, J.L. 1975. Carbonate Facies and Geologic History. Berlin: Springer-Verlag, p.471.

Z

Zhao Y.; Zheng Y.; Chen F. 2009. Trace Element and Strontium Isotope Constraints on Sedimentary Environment of Ediacaran Carbonates in Southern Anhui, South China. Chemical Geology, 265: p. 345-362.