



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

TESE DE DOUTORADO N° 116

**PALEOAMBIENTE, PALEOGEOGRAFIA E ISÓTOPOS DE
CARBONO E OXIGÊNIO DE DEPÓSITOS CARBONÁTICOS
MIOCENOS DA PLATAFORMA BRAGANTINA, NORDESTE
DO ESTADO DO PARÁ, BRASIL**

Tese apresentada por:

KAMILLA BORGES AMORIM

Orientador: Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA)

BELÉM-PA

2016

Dados Internacionais de Catalogação-na-Publicação (CIP)
Sistema de Bibliotecas da UFPA

Amorim, Kamilla Borges, 1985-

Paleoambiente, paleogeografia e isótopos de carbono e oxigênio de depósitos carbonáticos miocenos da Plataforma Bragantina, NE do estado do Pará, Brasil / Kamilla Borges Amorim. - 2016.

Orientador: Orientador: Afonso César Rodrigues Nogueira.

Tese (Doutorado) - Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2016.

1. Geologia estratigráfica – Oligoceno. 2. Geologia estratigráfica – Mioceno. 3. Formações (Geologia) – Pará, Nordeste. 4. Carbono - isótopos. I. Título.

CDD 22. ed. 551.785



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica

**PALEOAMBIENTE, PALEOGEOGRAFIA E ISÓTOPOS DE
CARBONO E OXIGÊNIO DE DEPÓSITOS CARBONÁTICOS
MIOCENOS DA PLATAFORMA BRAGANTINA, NE DO
ESTADO DO PARÁ, BRASIL**

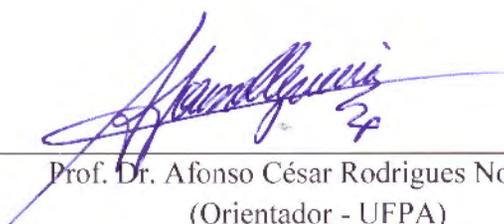
TESE APRESENTADA POR

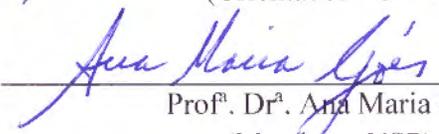
KAMILLA BORGES AMORIM

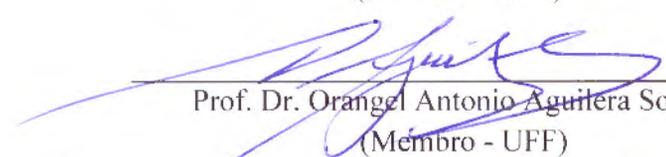
Como requisito parcial à obtenção do Grau de Doutor em Ciências na área de
GEOLOGIA

Data da Aprovação: 16 / 09 / 2016

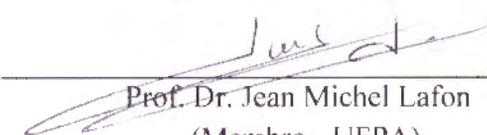
Banca Examinadora:


Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira
(Orientador - UFPA)


Prof. Dr.ª Ana Maria Góes
(Membro - USP)


Prof. Dr. Orangel Antonio Aguilera Socorro
(Membro - UFF)


Prof. Dr. Werner Truckenbrodt
(Membro - UFPA)


Prof. Dr. Jean Michel Lafon
(Membro - UFPA)

À minha amada mãe Maria Lúcia Ribeiro Borges
Aos meus irmãos Carla e Vinícius
À minha querida avó Francisca Ribeiro Borges

AGRADECIMENTOS

A Deus, por me fazer acreditar que a fé nos torna mais fortes.

A minha família, em especial a minha mãe Maria Lúcia, pelo seu amor e incentivo, e por me dar força em todas as etapas deste trabalho. Você é o melhor exemplo de persistência e bondade, Te amo! Aos meus irmãos pelo apoio e amizade.

A Universidade Federal do Pará (UFPA) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pela infraestrutura oferecida.

A CAPES e ao CNPq pela concessão da bolsa de doutorado e doutorado sanduíche.

Ao prof. Dr. Afonso Nogueira, pela confiança ao aceitar me orientar, quando imaginei estar à deriva, pelo apoio e pelas inúmeras oportunidades aprendizado acadêmico e pessoal, e pelo esforço para que o nosso trabalho fosse concluído com sucesso. Jamais esquecerei os nossos dias de trabalho árduo e os livros caindo da estante...rsrsrs...Obrigada!

Ao professore Dr. Rômulo Angélica por grandes ensinamentos, incentivo e discussões científicas para este trabalho.

Ao Prof. Dr. Alcides N. Sial, do Laboratório de Isótopos Estáveis da UFPE, por realizar as análises de isótopos de C e O. À Joelma Lobo, do Laboratório de Laminação da UFPA, pela confecção de lâminas. A equipe do Laboratório de Microanálise da UFPA, pelo auxílio na análise de MEV. A equipe do Laboratório de caracterização mineral da UFPA pelo auxílio nas análises de difração de raios-x.

Je remercie Prof. PhD. Pierre Sansjofre pour les importantes orientations, amitié et pour l'opportunité de travailler à LDO-IUEM. Je remercie également à tous de l'équipe du Laboratoire Domaines Océaniques du Institut Universitaire Européen de la Mer, en particulier Stefan Lalonde et Oanez Lebeau. J'exprime ma gratitude à toutes les personnes que j'ai rencontrées en France, en particulier Andea Viana, Chiara Balestrieri e Annalisa Minelli, vous me manques.

Ao professor Dr. Joelson Soares por sua amizade, incentivo e discussões em todas as etapas deste trabalho. Sua ajuda foi fundamental para que eu pudesse concluir este trabalho.

Ao Dr. Isaac Daniel Rudnitzki, pelo apoio, discussões e correções durante a elaboração deste trabalho, e pelos conselhos nas horas difíceis.

Ao Msc. Jhon Afonso pelas inúmeras contribuições na elaboração deste trabalho e por ser o melhor companheiro nas horas complicadas. Sua atenção, amizade, carinho, paciência e amor me fazem querer melhorar a cada dia pra te ofecerer tudo isso em dobro. Te amo!

A Dr^a e amiga Carla Barreto por estar sempre ao meu lado e por me mostrar que o tempo é o senhor de tudo, capaz de nos fazer enxergar pessoas maravilhosas que apenas víamos passar. Que nossa amizade seja infinta e que a lealdade que nos une sempre prevaleça. Te amo.

Aos meus amigos Hudson Santos, Isaac Salém e Francisco Abrantes pelos inúmeros momentos de descontração e apoio em todas as etapas deste trabalho. A ajuda e o incentivo de vocês foram fundamentais nesta caminhada dura. Sinto-me imensamente feliz e honrada em tê-los como amigos. Muito obrigada por tudo!

Aos companheiros do grupo GSED, Porf Dr.José Bandeira, Ana Andressa, Pedro Augusto, Meireanny Gonçalves, Raiza Renne, Alexandre Castelo, Alexandre Ribeiro, Walmir, Renato Sol, Cleber Eduardo, e, em especial aos amigos Franco Felipe e Luiz Saturnino pelas inúmeras e acaloradas discussões científicas na sala 8 e por proporcionarem um ambiente de estudo e trabalho agradáveis.

Finalmente, agradeço a todos que, de alguma forma, colaboraram para a conclusão deste trabalho. Obrigada!

*“Jamais se desespere em meio as sombrias
aflições de sua vida, pois das nuvens mais
negras cai água límpida e fecunda.”*

Provérbio Chinês

RESUMO

A transição Oligoceno-Mioceno, que representa o início do Neógeno, foi marcada por eventos globais de variação do nível do mar, que promoveu uma das maiores transgressões marinhas do planeta. No Brasil depósitos associados a essa transgressão são observados na costa equatorial norte, com significativas exposições na porção leste da Plataforma Bragantina, norte do Pará. Esse registro consiste em depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Formação Pirabas, que correspondem a porção *onshore* de uma plataforma carbonática rasa. Estudos estratigráficos possibilitaram a divisão da Plataforma Pirabas em plataforma interna e interna/intermediária. A plataforma interna é constituída por depósitos de *tidal flats* e laguna (rasa e profunda). Os *tidal flats* são caracterizados por *dolomudstone* com terrígeno, *dolomudstone* peloidal, *boundstone* com laminação microbial, ritmito bioturbado e argilito maciço. A laguna rasa é caracterizada por *wackestone/packstone* laminado e *calcimudstone* bioturbado e a laguna profunda é constituída por *dolowackestone*, *floatstone* maciço com briozoário e *wackestone* maciço com equinodermos. A plataforma interna/intermediária é composta por depósitos de *tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*. O *tidal flats* é constituído por *wackestone/packstone* com briozoário, *packstone* com briozoário e *grainstone* com foraminíferos e algas vermelhas que apresentam estratificações cruzadas de baixo ângulo. As barreiras bioclásticas/*front shoal* são compostas por *bafflestone* com briozoário, *wackestone/packstone* com *Marginopora sp.* e terrígenos, *packstone/grainstone* com foraminíferos e *rudstone* com bivalve. A plataforma apresenta rico conteúdo fóssilífero, composto principalmente por fósseis de briozoários, equinodermos, bivalves, gastrópodes, foraminíferos bentônicos e planctônicos, algas verdes e vermelhas, ostracodes, fragmentos de corais, traços fósseis de *Gyrolithes*, *Thalassinóides* e *Sinusichnus*, estes últimos traços fósseis de crustáceos decápodes. Na plataforma interna a diversidade faunística é menor com predomínio de briozoários, foraminíferos planctônicos, ostracodes e traços fósseis, enquanto que na zona de plataforma interna/intermediária a diversidade faunística é maior, e constituída em grande parte por fósseis bentônicos de foraminíferos, briozoários, bivalves e gastrópodes. A plataforma mostra uma variação no conteúdo mineralógico, com a quantidade de calcita diretamente relacionada a períodos de expansão da plataforma interna/intermediária com maior precipitação carbonática. Por outro lado, as proporções de dolomita, quartzo, gipsita e pirita estão diretamente associadas a períodos de progradação da plataforma interna, relacionada a maior taxa de evaporação e influxos continentais. As variações faciológicas, fóssilíferas e mineralógicas mostram que a deposição da Formação Pirabas foi diretamente

associada a variações do nível do mar, que proporcionou intensas mudanças na linha de costa, registrada em ciclos de raseamento ascendentes de alta frequência, que nas porções basais da sucessão mostram-se predominantemente retrogradantes, enquanto que nas porções superiores são mais progradantes. O arcabouço quimiostratigráfico da Formação Pirabas foi construído a partir de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$), elementos terras raras e traços. As razões isotópicas de carbono refletem assinatura isotópica primária e os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variam em função de cada ambiente deposicional. As razões de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresentam um padrão dispersivo e os valores mostram influenciados diagenética.. Os ETR's mostram um padrão homogêneo, com concentrações enriquecidas em ETR's leves e depleção nos ETR's pesados. A concentração dos elementos traços (Fe, Sr e Mn) está dentro dos valores esperados para rochas carbonáticas com influência mínima da diagênese no conteúdo geoquímico. As tendências e excursões da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ coincidem com as variações observadas nos ciclos deposicionais de raseamento ascendente da Formação Pirabas. Os intervalos relacionados ao aumento do nível do mar são marcados por razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ próximas a 0‰, já as os intervalos dos ciclos relacionados a queda do nível do mar são marcadas por anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. A correlação entre as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Pirabas e global não mostrar estreita covariância, no entanto é possível sugerir que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos da sucessão estudada refletem, mesmo que minimamente, as excursões isotópicas globais observadas no período interglacial do Eomioceno ao Mesomioceno. A curva de variação do nível do mar da Formação Pirabas apresenta intervalos semelhantes à curva de eustática global de curta duração. No entanto, a maior frequência dessas variações do nível do mar, observadas na curva eustática da sucessão estudada, indica uma provável interferência de fatores tectônicos locais na sedimentação. Trabalhos anteriores sugeriram que o colapso da plataforma carbonática na região da Plataforma Bragantina foi influenciado desenvolvimento pelo influxo siliciclástico do Proto-cone do rio Amazonas durante o Mesomioceno. A análise comparativa dos dados estratigráficos das bacias e plataformas localizadas ao longo da porção leste da zona costeira da Amazônia sugere que aumento progressivo da sedimentação siliciclástica, observada no topo da Formação Pirabas está relacionada com a progradação da Formação Barreiras, em resposta tectônica transpressiva/transensiva do Eo/Mesomioceno, devido reativações de falhas geradas no último evento de subsidência térmica na costa brasileira durante a formação do Atlântico Sul.

Palavras-chave: Plataforma carbonática. Formação Pirabas. Arcabouço quimioestratigráfico. Plataforma Bragantina. Oligoceno-Mioceno.

ABSTRACT

The onset of the Neogene is marked by the Oligocene-Miocene transition characterized by sea level global variations that triggered one of the major marine transgressions in the Earth. In Brazil, deposits related to this event are recorded in north equatorial coast with meaningful exposures in eastern Bragantina Platform, north of Pará State. These are composed by carbonate and siliciclastic deposits of the Pirabas Formation corresponding to onshore portion of a shallow carbonate platform. Stratigraphic studies allowed the Pirabas Platform division in inner platform and inner/middle platform. The inner platform is composed by tidal flats and lagoon (shallow and deep) deposits. The tidal flats are characterized by terrigenous dolomudstone, peloidal dolomudstone, boundstone with microbial mats, bioturbated rhythmites, and massive argillite. Shallow lagoon deposits are composed by laminated wackestone/packstone and bioturbated calcimudstone and the deep lagoon are constituted by dolowackstone, massive floatstone with bryozoan and massive wackestone with equinoderms. The inner/middle platform is composed by tidal inlets and bioclastic/front shoal barriers. Tidal flats deposits are constituted by wackestone/packstone with bryozoan, packstone with bryozoan and grainstone with foraminifers and red algae that display low-angle cross stratification. Bioclastic/front shoal barriers are constituted by bafflestone with bryozoan, wackestone/ packstone with *Marginopora sp.* and terrigenous, packstone/grainstone with foraminifers, and rudstone with bivalves. The platform displays a rich fossiliferous content composed by bryozoan, equinoderms, bivalves, gastropods, benthic and planktonic foraminifers, green and red algae, ostracods, coral fragments fossils; *Gyrolithes*, *Thalassinoids*, *Sinusichnus* trace fossils, this last one made by decapods crustaceous. In the inner platform the faunistic diversity is smaller dominated by bryozoan, planktonic foraminifers, ostracods, and trace fossils, while in the inner/middle platform zone this diversity is higher widely constituted by benthonic foraminifers fossils, bryozoans, bivalves and gastropods. The platform shows variations in the mineralogical content, where the calcite amount is directly related to exposition periods of the inner/middle platform with great carbonate precipitation. On the other hand, the dolomite, quartz, gypsum and pyrite are related to progradation periods in the inner platform, with higher evaporation rates and continental influx. Faciological, fossiliferous and mineralogical variations displays that the Pirabas Formation was closely related to sea level variations leading to changes in shoreline recorded in high frequency shallow-upward cycles, with the cycles in the base of succession predominantly retrogradational while in the top are progradational. The chemostratigraphic

framework from Pirabas Formation was made by carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) isotopes, rare earth elements (ETR) and traces. Carbon isotopic ratios reflect a primary isotopic signature with variations of values related to each depositional environment. Oxygen isotopic ratios demonstrate a dispersive pattern related to diagenetic influence. The ETR's show a homogeneous pattern with enriched concentrations in light ETR's and heavy ETR's depletion. Trace elements concentration (Fe, Sr and Mn) is within expected values to carbonate rocks with little influence of diagenesis in the geochemical content. The trend and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ excursion curve coincide with the variations observed in shallow-upward depositional cycles from Pirabas Formation. Intervals related to the sea level rise are marked by the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ratios close to 0‰ while the intervals of the cycles with negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ anomalies are linked to sea level falls. Correlations among $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ curves from Pirabas Formation and global do not show close covariance, however we suggested that the $\delta^{13}\text{C}$ purchased reflect, even minimally, the global isotopic excursions that marks the Eomiocene-Mesomiocene interglacial period. The sea level curve variation of Pirabas Formation display intervals similar to the short-term global eustatic curve. However, the bigger frequency of this sea level variations observed in Pirabas Formation probably indicates local tectonic factors interference in the sedimentation. Previous works suggested that the carbonate platform collapse in the Bragantina Platform region was influenced by the siliciclastic influx from Proto-cone of Amazonas River during the Mesomiocene. The comparative analysis of stratigraphic dates from basins and platforms along the coastal eastern portion in Amazon coastal zone suggests that the progressive increase of siliciclastic sedimentation, noted in the upper Pirabas Formation is related to the Barreira Formation progradation, as an answer to the transpressive/transpressive tectonic in Eo/ Mesomiocene due faults reactivations generated in the last thermal subsidence event in the Brazilian coast during the south Atlantic ocean formation.

Keywords: Carbonate platform. Pirabas Formation. Chemostratigraphic framework. Bragantina Platform. Oligocene-Miocene.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO 01

- Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo com indicação dos perfis litoestratigráficos 03

CAPÍTULO 03

- Figura 3.1 - Evolução tectônica da margem Atlântica Equatorial, com destaque para o sistema de grabéns que deram origem às bacias da Foz do Amazonas (FA), Marajó (M: sub-bacia Maxiana; L: sub-bacia Limoeiro; C: sub-bacia Cametá), Bragança Viseu (BV), São Luis (SL), Ilha Nova (IN) e Barreirinhas (B), além da Plataforma Pará – Maranhão (PM)..... 11
- Figura 3.2 - Contexto tectônico simplificado da margem equatorial norte do Brasil, com destaque para a Plataforma Bragantina e os feixes de falhas normais NW-SE, embasamento Pré-cambriano, cinturões de cisalhamento e coberturas sedimentares fanerozóicas 12
- Figura 3.3 - Carta litoestratigráfica da Plataforma Bragantina e do Pará no nordeste do Estado do Pará, Brasil) 14
- Figura 3.4 - Configuração dos continentes na transição Oligoceno-Mioceno, com destaque para a circulação oceânica nas zonas equatoriais..... 16
- Figura 3.5 - Variação isotópica do carbono e oxigênio durante o Cenozóico, com ênfase na passagem Oligoceno-Mioceno até a transição Eo/Mesomioceno. 19
- Figura 3.6 - Comparação global, e interbacial, das variações isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em diferentes regiões, mostrando as variações com as curvas feitas por Zachos *et al.* (2001) e Miller *et al.* (1987). 20
- Figura 3.7 - Correlação das razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ de sequências carbonáticas de águas profundas (Zachos *et al.*, 2001) e de plataforma marinha rasa (Reuter *et al.*, 2013), com a curva de variação do nível do mar (Haq *et al.*, 1987) e as curvas mostrando a influência dos eventos de variações eustáticas globais. 21

CAPÍTULO 04

- Figura 4.1 - Mapa geológico da Plataforma Bragantina e seus limites geológicos/estruturais (A) com destaque para o mapa da área de estudo (B) 26

- Figura 4.2 - Coluna litoestratigráfica da região nordeste do Estado do Pará, que compreende um seguimento da Plataforma Bragantina. 27
- Figura 4.3 - Perfis litoestratigráficos da Formação Pirabas. A) Seções de afloramentos na região costeira do nordeste do estado do Pará. B) Seções estratigráficas de furos de sondagens na região de Primavera e da mina B-17 região de Capanema, porção continental da Plataforma Bragantina. *Sedimento Pós-Barreiras = SPB. 29
- Figura 4.4 - Fácies do *tidal flat*: A) *dolomudstone* com terrígenos exibindo matriz dolomítica (Md) e abundantes grãos de quartzo monocristalino e policristalino (Qz); B) *dolomudstone* peloidal com peloides (círculos) e de dolomita (DI); C) *boundstone* com laminações microbiais (setas) e grãos de quartzo (círculo); D) ritmito com traço fóssil perpendicular as laminações; E) lentes de *coffee-grounds* com fragmentos de madeira cinza e amarronzados; F) Argilito maciço com fragmento de madeira piritizada; *Nicóis paralelos (/); Nicóis cruzados (//)..... 33
- Figura 4.5 - Fácies da laguna rasa: A) *wackestone/packstone* laminado com foraminíferos; B) *calcimudstone* bioturbado com tubos horizontais de *Sinusichnus*; C) *wackestone/packstone* laminado com foraminíferos globigerinóides (círculo), ostracodes desarticulados (O), equinodermos (Eq) com cimento sintaxial de calcita, fragmentos esqueléticos micritizados (fm); D) *wackestone/packstone* laminado com foraminíferos exibindo alternância de lâminas micríticas e grão de quartzo (Qz) e lâminas de calcita pseudoespática e espática (linhas), com cristais de pirita (círculo) nos horizontes espáticos; E) *calcimudstone* bioturbado com matriz microcristalina e pseudo espática formando frentes de neormorfismo (linhas), grãos de quartzo (Qz) e pirita (círculo); *Nicóis paralelos (/)..... 36
- Figura 4.6 - Fácies da laguna profunda: A) camadas de *wackestones* tabulares e contínuas; B) *dolowackestone* com matriz de dolomita micrítica (Dm), dolomita pseudoespática (Dp), briozoários com zoécios preenchidos por micrito (Bz), foraminífero miliolídeo (Fm), gatropodes (G) e intraclastos de micrito e bioclastos fragmentados (It); C) *floatstone* maciço com fósseis dispersos (círculo); D) *floatstone* com destaque para predomínio de calcita micrítica (Cm), briozoários milimétricos (Bz), bivalves (Bv) e poros em fratura (Pf); E) *wackestone* com destaque para equinodermas (Eq), ostracodes (O) e abundância de matriz de calcita micrítica (Cm). *Nicóis paralelos (/), nicóis cruzados (//). 38

- Figura 4.7 - Fácies de *tidal inlet*: A) aspecto geral do *wackestone/packstone* com briozoário com traços fósseis de *Gyrolithes* (Cisculos); B) *packstone* com briozoário mostrando arcabouço maciço; C) grãos sustentados por matriz de calcita micrítica, cristais dispersos de dolomita pseudoespática (Dp), briozoários com zoécios micritizados e preenchidos por micrito (Bz), foraminíferos globigerinóide (Fg), grãos subarredondados de quartzo (Qz) e poros vug (Pv), bioclasto micritizado (m); D) *packstone* com destaque para os briozoários micritizados e zoécios preenchidos por micrito (Bz), espinho de equinodermos (Eq), fragmentos de bivalve (Bv), fragmento de alga vermelha (Av), grãos de quartzo (Qz) e poros interpartícula (Pi); E) estratificação cruzada de baixo ângulo no *grainstone*; F) traço fóssil de *Thalassinoides*; G) *grainstone* com destaque para foraminíferos bentônicos do gênero *Spiroclypeus?* (FS) com multicâmaras preenchidas por micrito, algas vermelhas com envelope micrítico (Av), fragmento de equinodermos (Eq) com cimento sintaxial (Cs) e intraclastos (círculos). *Nicóis paralelos (/). 42
- Figura 4.8 - Fácies da barreira bioclástica/*front shoal*: A) *bafflestone* com briozoário; E) *bafflestone* com destaque para estrutura ramificada dos briozoários (linhas) preenchida principalmente por quartzo (Qz) e bordejadas por calcita micrítica (Cm), C) *wackestone/packstone* com *Marginopora sp.* e terrígenos com estratificações cruzadas de baixo ângulo e estratificações onduladas; D) *wackestone/packstone* com *Marginopora sp.* e terrígenos com destaque para calcita pseudoespática (Cpe) e calcita microcritica (Cm); E) Foraminífero *Marginopora sp.* com multicâmaras preenchidas por calcita micrítica (seta), e grãos de quartzo. *Nicóis paralelos (/). 46
- Figura 4.9 - Barreira bioclástica/*front shoal*: A e B) aspecto geral do *packstone/grainstone* com foraminíferos com arcabouço maciço e fósseis fragmentados; C) *packstone/grainstone* com foraminíferos, calcita espática (Ce) entre os grãos constituintes, foraminíferos *Spiroclypeus* (FS) com multicâmaras preenchidas por micrito e calcita pseudoespática, fragmentos de briozoários (Bz) com zoécios preenchidos por micrito, equinoides (Eq) com cimento sintaxial, gastrópodes (G) e algas vermelhas (Av) parcialmente micritizados e peloides dispersos (círculo); D) Detalhe de foraminífero *Marginopora sp.* (FM) e grãos de quartzo (Qz); E) e F) aspecto geral do *rudstone* com bivalve com fósseis dispersos e fragmentados, maiores que 2 mm (setas); G) *rudstone* com bivalve com destaque para calcita espática (seta) preenchendo valvas desarticuladas de bivalves (Bv) que ocorrem mostrando certa orientação na matriz micrítica, gastrópodes (G) parcialmente preenchidos por micrito, fragmentos de equinoide (Eq),

| | | |
|---------------|---|----|
| | algas vermelhas (Av) e grãos de quartzo (Qz)..... | 48 |
| Figura 4.10 - | Distribuição das fácies, conteúdo fossilífero e mineralógico ao longo da Plataforma Pirabas | 52 |
| Figura 4.11 - | Correlação das seções estudadas, mostrando a variação do nível do mar nos ciclos de raseamento ascendente, que nas porções basais e intermediárias mostram características retrogradantes, enquanto que as porções superiores apresentam uma tendência progradante..... | 55 |
| Figura 4.12 - | Modelo paleogeográfico da área de estudo com base na distribuição das seções estudadas, com estrapolação lateral para áreas adjacentes..... | 56 |

CAPÍTULO 05

| | | |
|--------------|--|----|
| Figura 5.1 - | Mapa de localização da Formação Pirabas, NE do Pará, mostrando a distribuição desta formação e os pontos de amostragem (perfis estudados). | 61 |
| Figura 5.2 - | Arcabouço quimioestratigráfico da Formação Pirabas com os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ em relação aos seus respectivos subambientes..... | 65 |
| Figura 5.3 - | Feições e ambientes eodiagenéticos da sucessão carbonática da Formação Pirabas..... | 70 |
| Figura 5.4 - | Feições diagnéticas da Formação Pirabas, com destaque para: A) micritização (M) em fragmento de briozoário, além de poros interpartícula (Pi), em canal (Pc) e intrapartícula (seta); B) Cimento de calcita em franja (Cf) em torno de um bioclasto fragmentado; C) neomorfismo (N) associado a bioturbação; D) cimento de calcita na forma de mosaico granular (Cb); E) cimento sintaxial de calcita em torno de um fragmento de equinoderma; F) cimento de calcita tipo bladed (Cbl) associado a um fragmento de alga vermelha; G) Poros móldicos (Pm) em bivalves desarticulados; H) poros tipo <i>vug</i> (Pv) dispersos na matriz micrítica; I) <i>dolomudstone</i> com dolomita microcristalina (Dm) e dolomita pseudoespática (Dpe), além de poros intercrystal (seta) e <i>vug</i> (Pv). *pe/e: calcita pseudoespática/espática; Bz: briozoário; Bv: bivalve; F: foraminífero planctônico; B.b: barreira bioclástica. | 74 |
| Figura 5.5 - | Constituintes das fácies da Formação Pirabas, com destaque para: A) fragmento de bivalve; B) fragmento de briozoário; C) foraminífero | |

| | | |
|---------------|---|----|
| | planctônico com a carapaça coberta por matriz micrítica; D) fragmento de foraminífero planctônico sem película micrítica; E) matriz micrítica de calcita; F) alternância de matriz calcítica (Cm) e calcita pseudoespática/espática (Cpe/e). | 75 |
| Figura 5.6 - | Padrão dos elementos terras raras da Formação Pirabas (A), mostrando uma leve anomalia negativa de Ce e anomalias positivas de Eu e Y (B)..... | 77 |
| Figura 5.7 - | Razão Y/Ho associada aos valores de carbono de acordo com os subambientes, indicando separação de porções da plataforma interna e plataforma interna/intermediária | 79 |
| Figura 5.8 - | Variação isotópica de carbono e oxigênio das áreas de plataforma interna e interna/intermediária, mostrando similaridade do sinal isotópico na maioria das amostras, porém algumas amostras mostram influência diagenética, evidenciada por valores mais negativos de carbono e oxigênio. | 81 |
| Figura 5.9 - | Assinatura isotópica dos constituintes das fácies da Formação Pirabas, mostrando pouco fracionamento isotópico com sinal dentro do intervalo considerado primário para $\delta^{13}\text{C}$ | 82 |
| Figura 5.10 - | Diagrama das razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ vs razão Mn/Sr. A) diagrama mostra $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr; B) diagrama mostra $\delta^{18}\text{O}$ vs Mn/Sr. Os intervalos dos diagramas com Mn/Sr > 2 indica sinal alterado por diagênese meteórica. | 84 |
| Figura 5.11 - | Relação entre o arcabouço estratigráfico, quimioestratigráfico e curva relativa do nível do mar da Formação Pirabas. A) Perfis estratigráficos e correlação; B) Ciclos de sedimentação; C) Curva relativa do nível do mar; D) Curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ | 88 |
| Figura 5.12 - | Curvas de $\delta^{13}\text{C}$ global (Zachos <i>et al.</i> , (2001) e Cramer <i>et al.</i> (2009) e da Formação Pirabas, associadas às curvas eustáticas observadas local (Formação Pirabas) e global (Haq <i>et al.</i> , 1987, 1998). | 92 |

CAPÍTULO 06

| | | |
|--------------|---|----|
| Figura 6.1 - | Tectonic compartments in the Western Amazonia coastal zone (Modified of Soares Jr. <i>et al.</i> , 2011)..... | 97 |
|--------------|---|----|

| | | |
|--------------|--|-----|
| Figura 6.2 - | Stratigraphic chart of the Foz do Amazonas Basin. Carbonate deposits are frequent since Paleogene with dramatic disappearance during Serravalian (Figueiredo, 2007; Soares et al., 2007). | 98 |
| Figura 6.3 - | Comparison of stratigraphic charts of the Marajó basin and the Bragantina Platform, showing the predominance of siliciclastic sedimentation in the first and the second occurrence of a carbonate sequence that interbedded upsection with sandstones. Source: Zalán & Matsuda, 2007 - Marajó Basin; Modified Rossetti et al, 2013 -. Bragantina Platform, Zalán, 2007 - Basin Bragança-Vise..... | 100 |
| Figura 6.4 - | Barreiras deposits (yellow polygons) correlated along the Brazilian coast in several basins related to the last extension event linked to the South Atlantic rifting Evolution (Modified of Cordani <i>et al.</i> , 2000)..... | 101 |
| Figura 6.5 - | Facies of Pirabas Formation. A) Rapid transition between shales and biocalcirrudites. B) Contact with wackstone bioturbated with massive mudstone..... | 103 |
| Figura 6.6 - | Facies succession of the Pirabas Formation in B-17 quarry, Capanema region, Bragantina Platform. A) Rapid transition between shales and biocalcirrudites represented fast change between transitional paleoenvironments. B) Hardgrounds with encrusted bryozoan overlies marls beds. C) Contact with bioturbated green shales with black shales. D) Carbonized leaves preserved in grey mudstones..... | 104 |
| Figura 6.7 - | Facies and taphofacies of the Pirabas Formation in Atalaia Beach outcrop, Northern Brazil. The transition of Pirabas carbonate to the Barreiras siliciclastic deposits exhibits biocalcirrudites sharply underlaid by lagoonal/mangrove and tidal flat deposits with life - position individuals on coquina substrate. A) <i>Flabellum waillesi</i> , scale bar-1,5 cm; B and C) <i>Turbinella tuberculata</i> , scale bar in B-10 cm.; D and E) <i>Mercenarya prototypa</i> , scale bar in D-3 cm and in E, 5 cm; F) Internal mold of bivalve in equilibrium position related to a current..... | 105 |
| Figura 6.8 - | Azimuthal orientation of <i>Turbinella tuberculata</i> and <i>Mercenarya prototypa</i> in expositions found in Atalaia Beach, Northern Brazil. A) <i>T. tuberculata</i> individuals shows different sizes B) <i>M. prototypa</i> . Both individuals exhibit bimodal pattern and predominant orientation of NW-SE..... | 107 |

- Figura 6.9 - Taphonomic model for the upper Pirabas Formation. (A) The biota development in a shallow marine shelf deposit. (B) The disruptive action of recurrent storm, caused erosion of the substrate, where infaunal and benthic fauna fragmented and accumulated, changing the substrate topography. (C) The formation of coquinas (firm-ground). (D) The substrate is recolonized during low-energy periods and under the action of the current (oscillatory flow) as seen in the predominant fossil orientation of NW-SE. (E) Rapid burial of epifauna and infauna during high siliciclastic inflow provided by progressive event related to the forced regression of the Barreiras deposits 108
- Figura 6.10 - Mid-Miocene Paleogeography of the Eastern Amazonia Coast. The Proto-Amazonas continental inflow on Marajó Graben and the Foz do Amazonas basin was concomitant with the Barreiras progradation in the Bragantina Platform. A mud-dominated coastal zone in the Amapá Platform provided by suspended-load discharge of Proto-Amazonas was influenced by north-northwestern trending currents and the suppression of carbonate fabric was influenced by both progradational events. The Proto-Amazonas siliciclastics probably never reached the Bragantina Platform domains 110

LISTA DE TABELAS

CAPÍTULO 04

| | | |
|--------------|---|----|
| Tabela 4.1 - | Fácies da plataforma interna da Formação Pirabas | 30 |
| Tabela 4.2 - | Porcentagem média dos constituintes da fácies da Formação Pirabas a partir da análise microscópica..... | 40 |
| Tabela 4.3 - | Porcentagem média dos minerais em cada subambiente da Formação Pirabas a partir da análise por difração de raios-x..... | 40 |
| Tabela 4.4 - | Fácies de plataforma interna/intermediária da Formação Pirabas | 43 |

CAPÍTULO 05

| | | |
|--------------|---|----|
| Tabela 5.2 - | Composição isotópica matriz carbonática (calcita), bioclastos e calcita pseudoespática/espática | 73 |
| Tabela 5.3 - | Concentração dos elementos terras raras da Formação Pirabas. | 78 |

LISTA DE ANEXOS

| | |
|--|--|
| Tabela 5.1: Razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{13}\text{O}_{\text{carb}}$ da Formação Pirabas e seus respectivos subambientes. | |
|--|--|

SUMÁRIO

| | |
|---|------|
| RESUMO | viii |
| ABSTRACT | x |
| LISTA DE ILUSTRAÇÕES | xii |
| LISTA DE TABELAS E ANEXOS | xix |
| | |
| CAPÍTULO 1 | 1 |
| 1 INTRODUÇÃO | 1 |
| 1.1 APRESENTAÇÃO..... | 1 |
| 1.2 ÁREA DE ESTUDO | 2 |
| 1.3 OBJETIVOS | 3 |
| | |
| CAPÍTULO 2 | 5 |
| 2 MATERIAIS E MÉTODOS | 5 |
| 2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA | 5 |
| 2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA | 5 |
| 2.2.1 Petrografia dos carbonatos | 5 |
| 2.2.2 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)..... | 6 |
| 2.2.3 Difratomia de Raios-X..... | 6 |
| 2.3 GEOQUÍMICA | 7 |
| 2.3.1 Isótopos de ^{13}C e ^{18}O em carbonatos..... | 7 |
| 2.3.2 Geoquímica elementar | 8 |
| 2.3.2.1 Elementos terras raras e traços | 8 |
| | |
| CAPÍTULO 3 | 10 |
| 3 CONTEXTO GEOLÓGICO | 10 |
| 3.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS E TECTÔNICOS DA COSTA LESTE DA AMAZÔNIA. 10 | |
| 3.1.1 Aspectos estratigráficos da Plataforma Bragantina..... | 13 |
| 3.1.2 Formação Pirabas..... | 13 |
| 3.2 EVENTOS GLOBAIS NA TRANSIÇÃO OLIGOCENO-MIOCENO E MIOCENO ... | 16 |
| 3.3.1 Variações do nível do mar na transição Oligoceno-Mioceno e Eomioceno..... | 17 |
| 3.3.2 Razão isotópica de carbono e oxigênio na transição Oligo-Mioceno e Mioceno..... | 18 |

| | |
|---|----|
| CAPÍTULO 4 | 22 |
| 4 ARTIGO 1 - EVOLUÇÃO PALEOAMBIENTAL E PALEOGEOGRÁFICA DA FORMAÇÃO PIRABAS, OLIGOCENO-MIOCENO DA PLATAFORMA BRAGANTINA, PORÇÃO LESTE DA AMAZÔNIA ORIENTAL | 22 |
| RESUMO | 22 |
| ABSTRACT | 23 |
| 4.1 INTRODUÇÃO..... | 23 |
| 4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO | 24 |
| 4.3 METODOLOGIA..... | 27 |
| 4.4 DESCRIÇÃO DAS FÁCIES E DO AMBIENTE DEPOSICIONAL..... | 28 |
| 4.4.1 Plataforma interna | 31 |
| 4.4.1.1 Tidal flats..... | 31 |
| 4.4.1.2 Laguna | 34 |
| 4.4.2 Plataforma interna/intermediária | 41 |
| 4.4.2.1 Tidal inlets..... | 41 |
| 4.4.2.2 Barreira bioclástica/front shoal..... | 45 |
| 4.5 DISCUSSÕES | 49 |
| 4.5.1 Distribuição fossilífera e mineralógica na Plataforma Pirabas | 49 |
| 4.5.2 Evolução deposicional | 51 |
| 4.6 CONCLUSÕES | 56 |
| | |
| CAPÍTULO 5 | 58 |
| 5 ARTIGO 2 - ARCABOUÇO QUIMIOESTRATIGRÁFICO DA FORMAÇÃO PIRABAS COM BASE EM ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO: IMPLICAÇÕES NA VARIAÇÃO DO NÍVEL DO MAR NA TRANSIÇÃO OLIGOCENO-MIOCENO NA PLATAFORMA BRAGANTINA, NORTE DO BRASIL | 58 |
| RESUMO | 58 |
| ABSTRACT | 59 |
| 5.1 INTRODUÇÃO | 59 |
| 5.2 CONTEXTO GEOLÓGICO | 60 |
| 5.3 MATERIAIS E MÉTODOS | 61 |
| 5.4 RESULTADOS..... | 63 |

| | |
|---|-----|
| 5.4.1 Composição isotópica da Formação Pirabas | 63 |
| 5.4.1.1 Composição isotópica dos depósitos de Plataforma interna..... | 64 |
| 5.4.1.2 Composição isotópica dos depósitos de plataforma interna/intermediária | 67 |
| 5.4.2 Aspectos diagenéticos e análise pontual de isótopos estáveis | 69 |
| 5.4.3 Geoquímica elementar – Elementos terras raras e traços | 76 |
| 5.5 DISCUSSÕES | 80 |
| 5.5.1 Influência da diagênese no sinal de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ | 80 |
| 5.5.2 Paleoambiente e a razão isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ | 86 |
| 5.5.5 Correlação global do sinal isotópico de carbono | 89 |
| 5.6 CONCLUSÕES | 92 |
| | |
| CAPÍTULO 6 | 94 |
| 6 ARTIGO 3 - STRATIGRAPHIC ASPECTS OF THE OLIGOCENE-MIOCENE DEPOSITS IN THE ONSHORE BRAGANTINA PLATFORM, EASTERN AMAZONIA: IMPLICATIONS FOR DISAPPEARANCE OF THE NEOGENE CARBONATE PLATFORMS IN THE NORTHERN BRAZILIAN COAST | 94 |
| ABSTRACT | 94 |
| 6.1 INTRODUCTION | 95 |
| 6.2 METHODOLOGY | 96 |
| 6.3 THE ONSHORE DEPOSITIONAL SITES IN THE EASTERN AMAZONIA COAST. | 96 |
| 6.4 THE SEDIMENTARY DEPOSITS OF BRAGANTINA PLATFORM | 102 |
| 6.5 TAPHONOMIC ASPECTS IN THE UPPER PIRABAS FORMATION | 104 |
| 6.6FACTORS THAT LED TO THE DISAPPEARANCE OF THE NEOGENE CARBONATE PLATFORMS | 108 |
| 6.6.1 Influence of the Proto-Amazon River | 109 |
| 6.6.2 Thermal subsidence on Brazilian margin coast linked to the South Atlantic Rifting | 111 |
| 6.6 CONCLUSIONS..... | 112 |
| ACKNOWLEDGMENTS | 113 |
| | |
| CAPÍTULO7 | 114 |
| 7 CONCLUSÕES | 114 |
| | |
| REFERÊNCIAS | 117 |

CAPÍTULO 1

1. INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

A transição Oligoceno-Mioceno foi um período de grande importância, pois testemunhou a transição para o mundo moderno como vemos hoje (Potter & Szatmari, 2009). Este intervalo de tempo foi marcado por um importante evento glacial de magnitude global (M1-glaciation – Zachos *et al.*, 2001), que promoveu variações climáticas acompanhadas por expressivas variações eustáticas no nível do mar. A magnitude e velocidade desses eventos permanecem controversas, no entanto estima-se que o nível do mar oscilou em torno de 180 a algumas dezenas de metros acima do nível do mar atual (Haq *et al.*, 1987; Miller *et al.*, 2005). Tais mudanças afetaram expressivamente a vida nos oceanos, tornando-a mais rica e variada, especialmente nas regiões equatoriais do nosso planeta.

Os eventos transgressivos do Oligo-Mioceno, que se estenderam durante o Mioceno, foram registrados em várias áreas continentais em todo o mundo, particularmente, aquelas localizadas perto dos litorais modernos. No continente sul-americano, umas das exposições mais expressivas de depósitos Oligo-Mioceno e Mioceno ocorrem ao longo da margem costeira equatorial e leste do Brasil, e formam uma faixa estreita com mais de 5000 km de comprimento (Rossetti *et al.*, 2013). As melhores exposições desses depósitos na margem equatorial norte estão expostas na Plataforma Bragantina-Pará, nordeste do Estado do Pará, Brasil, e correspondem a rochas carbonáticas-silicilásticas da Formação Pirabas, sobrepostas por depósitos silicilásticos da Formação Barreiras.

Os depósitos da Formação Pirabas constituem o registro de paleoambientes transicionais de uma plataforma marinha rasa, cuja deposição reflete os eventos de variação relativa do nível do mar (e.g. Góes & Truckembrodt, 1980; Arai *et al.* 1988; Rossetti, 2001; Costa 2011, Rossetti *et al.*, 2013). No entanto, maior parte da interpretação paleoambiental foi baseada apenas no seu conteúdo paleontológico (Leite *et al.*, 1997a, b; Ramos, 2004; Távora *et al.*, 2010; Aguilera *et al.*, 2012), complementado por poucos estudos com foco em análise de fácies (Góes *et al.*, 1990; Rossetti & Góes, 2004). Apesar dos trabalhos de reconhecimento estratigráfico, paleontológico e faciológico nestes depósitos, as interpretações paleoambientais e as relações litoestratigráficas entre os subambientes ainda não são consenso, assim como implicações paleogeográficas do colapso da sedimentação carbonática ao longo da Plataforma Bragantina.

A integração de dados faciológicos, estratigráficos e quimioestratigráficos (isótopos de carbono e oxigênio) dos depósitos carbonátocos-siliciclásticos da Formação Pirabas auxiliaram no entendimento das mudanças paleoambientais e paleogeográficas da Plataforma Bragantina e a sua relação com os eventos globais. Além disso, a comparação dos aspectos estratigráficos da Plataforma Bragantina com as áreas adjacentes da região costeira oriental da Amazônia permitiu discutir como se deu o colapso das plataformas carbonáticas nessa região.

A tese está organizada em oito capítulos que incluem três artigos que mostram os resultados obtidos neste trabalho. O capítulo 1 abrange a parte introdutória da tese onde consta a apresentação da problemática e contextualização da temática principal, área de estudo e os objetivos. O capítulo 2 mostra os métodos utilizados, os quais são mencionados e descritos de forma um pouco diferenciada em cada artigo, para evitar repetições. O capítulo 3 abrange o contexto geológico da área de estudo e os eventos globais da transição Oligoceno-Mioceno e Eomioceno. Os resultados são mostrados nos capítulos 4, 5 e 6 e na forma de 3 artigos científico. O primeiro artigo (capítulo 4) apresenta resultados de análise de fácies e estratigráfica, determinando as condições paleoambientais e distribuição paleogeográfica dos depósitos da Formação Pirabas na Plataforma Bragantina. O segundo artigo (capítulo 5) integrou os dados de fácies e sistemas deposicionais da Formação Pirabas com dados isotópicos ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) e geoquímica dos elementos terras raras e traços, caracterizando mudanças paleoceanográficas no contexto regional e global do Oligoceno-Mioceno e Eomioceno. O terceiro artigo (capítulo 6) mostra as diferentes histórias de progradação siliciclástica na região costeira da Amazônia Ocidental durante o Eo/Mesomioceno, e aos fatores responsáveis pelo colapso da sedimentação carbonática na Plataforma Bragantina. Por fim, o último capítulo (Capítulo 7) refere-se às conclusões dos temas abordados nos artigos científicos.

1.2 ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo localiza-se na região norte do Brasil, nordeste do Estado do Pará (Fig 1.1). As sucessões estudadas nos municípios de Maracanã (40 do Mocooca e Aricuru) e Salinópolis (Praias do Atalaia e Salinópolis) e São João de Pirabas (Ilha de fortaleza), ocorrem em afloramentos naturais e falésias dispostas ao longo da zona costeira. No município de Capanema, a seção estudada foi construída em uma frente de lavra da mina B-17 da empresa CIBRASA/AS. No município de Primavera, as seções estudadas foram feitas a

partir da descrição de dois furos de sondagem (FPR-160 e FPR-192) cedidos pela empresa Votorantim S/A.

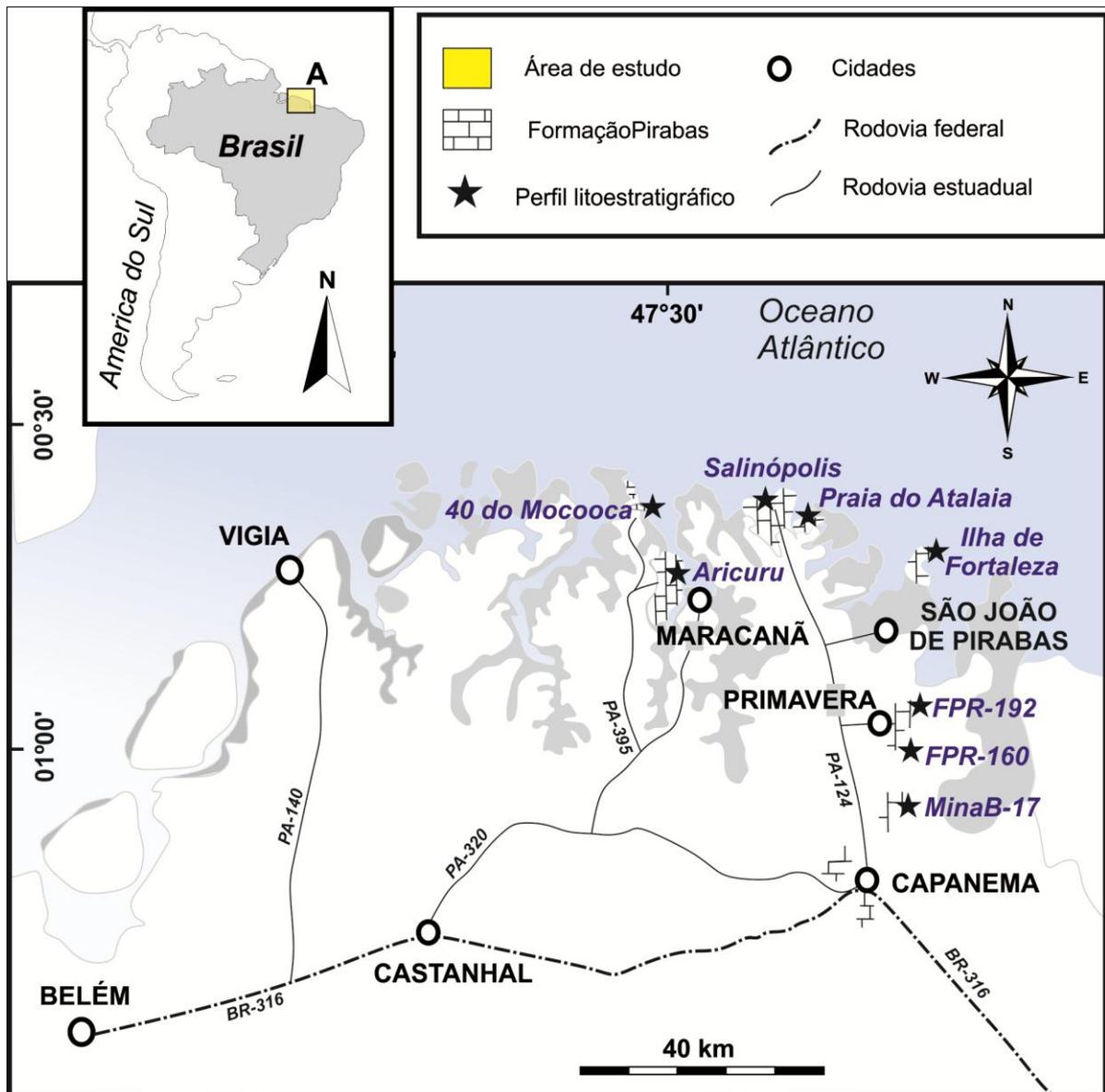


Figura 1.1 - Mapa de localização da área de estudo com indicação dos perfis litoestratigráficos.

1.3 OBJETIVOS

O objetivo geral deste trabalho consistiu em caracterizar os depósitos carbonáticos e siliciclásticos da Formação Pirabas que ocorrem no nordeste do Estado do Pará, a fim de compreender as condições paleoambientais e paleogeográficas que influenciaram na gênese desta unidade. Tais condições foram discutidas a partir dos seguintes objetivos específicos:

- Reconstituição paleoambiental e paleogeográfica da Formação Pirabas em superfície e subsuperfície na Plataforma Bragantina, Nordeste do Pará.

- Elaboração do arcabouço quimioestratigráfico da Formação Pirabas com base nas análises de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, visando melhorar a resolução estratigráfica desses depósitos, assim como ampliar o entendimento das variações paleogeográficas regionais e identificar eventos paleoambientais, paleogeográficas e paleoceanográficas globais registrados nessa sucessão;
- Discutir as implicações paleogeográficas do colapso da sedimentação carbonática ao longo da Plataforma Bragantina e a da região equatorial norte da Amazônia.

CAPÍTULO 2

2. MATERIAIS E MÉTODOS

2.1 ANÁLISE DE FÁCIES E ESTRATIGRÁFICA

O presente trabalho foi realizado seguindo a análise de fácies sedimentar proposta por Walker (1992), baseada nos seguintes parâmetros: 1) individualização e descrição de fácies, caracterizando a composição, geometria, textura, estrutura sedimentar, conteúdo fóssilífero e padrões de paleocorrentes dos corpos sedimentares; 2) compreensão dos processos sedimentares responsáveis pela geração de fácies; e 3) associação de fácies, que visa reunir fácies sedimentares contemporâneas e cogenéticas, viabilizando o reconhecimento dos ambientes e sistemas deposicionais. A determinação da arquitetura estratigráfica dos depósitos carbonáticos foi realizada seguindo os modelos de Read (1982) e Burchette & Wright (1992), e o termo "litofácies carbonática" seguiu o trabalho de Kerans & Tinker (1997), definidos pelas estruturas sedimentares, componentes, fábricas e, quando presente, tipo e morfologia de estromatólitos. O mapeamento da distribuição vertical e lateral destas fácies foi auxiliado por perfis verticais, bem como seções esquemáticas e panorâmicas obtidas a partir de fotomosaicos de afloramentos, seguindo o procedimento de Wizevic (1991) e Arnot *et al.* (1997).

Dentro desses procedimentos, foram identificados os ciclos de alta frequência e superfícies chaves. Os ciclos referem-se ao menor conjunto de litofácies (parassequências - ciclos de espessura métrica) depositadas durante um único ciclo de nível de base (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990; Kerans & Tinker 1997). O termo alta frequência, associado aos ciclos, foi utilizado designar inconformidades de maior frequência dentro das sequências maiores (Mitchum & Van Wagoner, 1991). As superfícies limitantes dos ciclos foram definidas com base na interpretação e sucessão de fácies, em conjunto com a tendência de aumento ou diminuição de espessura, reflexo da variação do espaço de acomodação. Estas interpretações permitiram avaliar, com base nas variações do nível do mar, a história evolutiva da plataforma carbonática desenvolvida durante Mioceno da Plataforma Bragantina.

2.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA E MINERALÓGICA

2.2.1 Petrografia dos carbonatos

A análise petrográfica de lâminas delgadas ao microscópio óptico visou caracterizar os constituintes primários e diagenéticos dos carbonatos da Formação Pirabas, além de auxiliar na análise de fácies e microfácies sedimentares. As lâminas foram confeccionadas a

partir de amostras sistematicamente coletadas em função da variação das fácies, ao longo dos ciclos deposicionais definidos em perfis estratigráficos. Para identificação do tipo de carbonato seguiu-se a técnica proposta por Dickson (1966), que visa o tingimento das lâminas petrográficas com um combinado de Alizarina Vermelha S e ferrocianeto de potássio. A quantificação dos constituintes aloquímicos e da textura dos carbonatos foi realizada por meio de contagem mínima de 300 pontos por lâmina ao microscópio óptico. Para classificação petrográfica, foi adotada a classificação de esquema de Dunham (1962), baseada na proporção entre lama carbonática e componentes aloquímicos, complementada pela classificação de Embry & Klovan (1971), que leva em consideração o tamanho dos grãos carbonáticos e o tipo de bioconstrução. A descrição de texturas de dolomita seguiu a descrição de Sibley & Gregg (1987).

2.2.2 Microscopia eletrônica de varredura (MEV)

O Microscópio Eletrônico de Varredura LEO-ZEISS modelo 1430, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura - LABMEV da Universidade Federal do Pará (UFPA) foi utilizado para obtenção de imagens de elétrons retroespalhados da matriz e dos constituintes fósseis (briozoários, foraminíferos planctônicos e bivalves) da Formação Pirabas. A análise teve como objetivo observar, em maior detalhe, o arranjo dos cristais da matriz micrítica e a preservação das carapaças dos fósseis. As amostras foram metalizadas com ouro e o tempo de recobrimento foi de 1,5 minutos. As condições de operação para o imageamento em elétrons secundários foram: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A, voltagem de aceleração constante = 10 kv, distância de trabalho = 15 mm.

2.2.3 Difratomia de Raios-X

As análises por Difração de Raios-X (DRX) – Método do Pó (rocha total) possibilitaram a caracterização e quantificação da mineralogia principal, além de minerais traços e argilominerais, que ocorrem nos perfis estudados e que não foram individualizados nas análises petrográficas. As análises foram realizadas em amostras previamente selecionadas de acordo com a variação de fácies. A preparação consiste apenas de pulverização em gral de ágata para posterior preenchimento em porta amostra específico para a análise, pelo método de *back-loading*, que evita sensivelmente o efeito de orientação preferencial.

O equipamento utilizado foi um difratômetro PANalytical X'Pert Powder, com um tubo de raios-X cerâmico ($\text{CuK}\alpha_1 = 0.1540598 \text{ nm}$), filtro $\text{K}\beta$ de Ni, e um detector linear,

sensível a posição (PSD) Pixel 1D, com 255 canais. Foram utilizadas as seguintes condições de análise: Potência do tubo (40 kV e 40 mA), Soller Slits: 0.04° rad; Scan range: 4-75° 2 θ ; Step size: 0,02° 2 θ ; Scan mode: Continuous; Counting time: 20s; Fixed Divergence slit: 1/4°; Mask: 10 mm; Anti-scatter slit Fixed 1/2°. As análises foram realizadas no Laboratório de Caracterização Mineral da Universidade Federal do Pará (LCM - UFPA).

A identificação das fases mineralógicas foi efetuada com o auxílio do *software High Score Plus*, versão 4.5, também da Panalytical, através da comparação dos resultados com as fichas do banco de dados PDF-2 (*Powder Diffraction File*) do *International Center on Diffraction Data* (ICDD). As análises quantitativas foram realizadas através do Método de Rietveld, disponível no *High Score Plus*. O procedimento para o refinamento seguiu a estratégia clássica de sequência de parâmetros, como as apresentadas em McCusker *et al.* (1999), que incluem: Parâmetros globais (background e deslocamento da amostra), seguido do fator de escala e parâmetros da cela unitária para todas as fases identificadas. O parâmetro do perfil (W) é refinado para todas as fases, enquanto os restantes (V e U) são refinados apenas para as fases majoritárias. A orientação preferencial é refinada para algumas fases específicas, como a calcita (104) e esmectita (001).

2.3 GEOQUÍMICA

2.3.1 Isótopos de ¹³C e ¹⁸O em carbonatos

O método de isótopos seguiu três fases: 1) coleta sistemática de amostras; 2) preparação de amostras; 3) análise de razões isotópicas. As amostras foram coletadas em intervalos pré-determinados com aproximadamente 1m (quando possível) e posicionadas nos perfis estratigráficos. Foram utilizadas amostras homogêneas evitando-se fraturas, zonas com preenchimento de minerais diagenéticos, horizontes intemperizados e/ou recristalizados (este último reconhecidos pelo auxílio de análise petrográfica) para evitar alterações no sinal isotópico primário em função de fluidos tardios. A pulverização das rochas foi feita em gral de ágata, e as coletas pontuais por meio de broca milimétrica de todos os constituintes carbonáticos identificados (matriz, bioclastos – bivalves, briozoários e foraminíferos – e calcita pseudoespática e espática).

As análises de razões isotópicas de carbono e oxigênio foram realizadas em dois laboratórios distintos, em diferentes fases do projeto de doutorado. As primeiras análises foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (LABISE-UFPE). As análises foram realizadas no espectrômetro de massa triplo coletor e dupla admissão SIRA II, a partir do CO₂ extraído da dissolução de ~50 mg de carbonato em

ácido fosfórico (100%) a 25°C, e submetido a limpeza criogênica. Os resultados são apresentados na notação convencional de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ em permil (‰) relativo ao padrão V-PDB (*Viena Pee Dee Belemnite*). As incertezas analíticas são de 0,1‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, baseado em múltiplas análises do padrão interno do laboratório (BSC = *Borborema Skarn Calcite*). A segunda série de análises foi efetuada no Laboratoire Domaines Océaniques de Institut Universitaire Européen de la Mer – Brest (LDO-IUEM) durante o estágio de doutorado sanduíche no exterior realizado via PDSE-CAPES (Processo PDSE nº 99999.003884/2015-05). O protocolo de análise admite a utilização de 128 mg de amostras de carbonatos pulverizadas colocados em tubos hermeticamente fechados, submetidos à limpeza à vácuo com gás de He. A extração do CO₂ analisado foi feita por meio de uma fase de dissolução utilizando ácido fosfórico a 100% (H₃PO₄) a 25°C durante 4 horas para extrair o CO₂ da calcita. A composição isotópica do carbono e oxigênio do CO₂ foi medida pelo espectrômetro de massa *Delta V PLUS (Isotope Ratio MS)*. Os dados são apresentados na mesma notação convencional PDB, baseado em múltiplas análises com padrões internos do laboratório (Rennes 0, CA21, Across e NBS-19). As incertezas para os valores medidos são de 0,1‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e 0,15‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, baseados em múltiplas análises do padrão interno CA21 do LDO.

2.3.2 Geoquímica elementar

2.3.2.1 Elementos terras raras e traços

A concentração dos elementos terras raras e traços foi medida em amostras previamente selecionados de acordo com a variação de fácies observadas nos furos de sondagem e na mina B-17. As análises foram realizadas no Pôle Spectrométrie Océan (IUEM/IFREMER - Brest), durante o estágio de doutorado sanduíche no exterior. O procedimento analítico seguiu três etapas: 1) pesagem de 130 mg de cada amostra; 2) cada amostra, previamente adicionadas a tubos plásticos, recebeu 2 ml de ácido acético a 5%, que agiu na amostra em um intervalo de espera de 24 h; 3) a última etapa consistiu na retirada 200 µl sobrenadante da solução e adicionado 9,8 ml de HNO₃ a 2%. As análises foram medidas no espectrômetro de massa Element 2 ICP-FSEM (Thermo Fisher Scientific), equipado com um amostrador automático ASX 100 (CETAC). As concentrações elementares foram medidas utilizando a adição Tm de acordo com o método de Barrat *et al.* (1996) e Bayon *et al.* (2009), comparados com os padrões internos CAL-S e Douvrand do laboratório. As concentrações foram normalizadas de acordo com o padrão de folhelhos (Pós Archaean Australian Shales -

PAAS de McLennan, 1989). Esta normalização é realizada, pois os elementos terras raras apresentam concentrações parecidas na água do mar, e isso pode mascarar o efeito de distribuição da concentração dos elementos de cada amostra (Rongemaille *et al.*, 2011). Assim a normalização remove o mesmo efeito de distribuição dos elementos e produz curvas (padrões terras raras), em que é possível observar facilmente o enriquecimento ou empobrecimento nas concentrações desses elementos.

CAPÍTULO 3

3 CONTEXTO GEOLÓGICO

3.1 ASPECTOS GEOLÓGICOS E TECTÔNICOS DA COSTA LESTE DA AMAZÔNIA

Os estágios de rifteamento iniciados a partir da fragmentação do Gondwana no Neojurássico/Eocretáceo, deram origem ao Atlântico Sul e a diversas bacias sedimentares ao longo da região equatorial norte e meio-norte do Brasil (Figura 3.1) (Szatmari *et al.*, 1987, Azevedo, 1991). A complexidade dos ambientes estruturais que influenciaram a zona equatorial norte está diretamente associada aos lineamentos transcorrentes Romanche e Saint Paul, que foram originadas na abertura do Atlântico Equatorial (Azevedo, 1991). A sequência de depósitos de margem passiva, que ocorrem ao longo da margem Atlântica Equatorial Norte, tem sua origem ligada a três eventos tectônicos distensivos, que atuaram desde o Neotriássico até o Eocretáceo (Soares Jr. *et al.*, 2008, 2011) (Figura 3.1). O primeiro evento está ligado à formação do Oceano Atlântico Central, que deu origem ao Graben Calçoene na Bacia da Foz do Amazonas no Neotriássico. O segundo evento corresponde ao início da formação do Oceano Atlântico Equatorial no Cretáceo, resultando no surgimento do Graben Cassiporé e das bacias do Marajó, Bragança-Viséu, São Luís, Ilha Nova e Barreirinhas no Aptiano (Costa *et al.*, 2002; Figueiredo *et al.*, 2007; Zalán, 2007). O terceiro evento é relacionado a movimentos extensionais da placa Sul-Americana, de direção NW-SE, entre o Neocretáceo e o Neógeno, que deu origem a Bacia Pará-Maranhão, além de da reativação de estruturas do embasamento ocasionando um novo rifteamento na Bacia da Foz do Amazonas entre o Aptiano e o Albiano (Soares *et al.*, 2007; Soares Jr. *et al.*, 2008). Após a fragmentação continental e formação do Atlântico Sul, os feixes tectônicos assumiram direção próxima a E-W, com o desenvolvimento das zonas transformantes de direção NE-SW na zona equatorial norte (Figura 3.2) (Soares Jr. *et al.*, 2011).

A região equatorial norte do Brasil tornou-se tectonicamente estável a partir do Cenozóico, com a instalação de extensas áreas entre bacias, caracterizadas como Plataformas de Pará e Bragantina (Figura 3.2). A Plataforma do Pará corresponde a uma ampla área, que engloba a porção leste da ilha do Marajó (Marajó setentrional), limitada a noroeste pela sub-bacia Mexiana e ao sudoeste pela sub-bacia Limoeiro (Rossetti & Góes, 2004) (Figura 3.2). Esta plataforma é uma área geologicamente pouco explorada e seu conteúdo sedimentar é pouco conhecido. Dessa forma, essa porção da plataforma será interpretada como um seguimento da Plataforma Bragantina (Figura 3.2). A Plataforma Bragantina localiza-se, em grande parte, na porção nordeste do estado do Pará, e corresponde a duas áreas planas,

segmentadas pela Fossa Vigia-Castanhal (Figura 3.2). O embasamento desta plataforma é composto por rochas ígneas e metamórficas, assim como arenitos paleozoicos na região de São Miguel do Guamá (Klein & Moura, 2003; Rossetti & Góes, 2004).

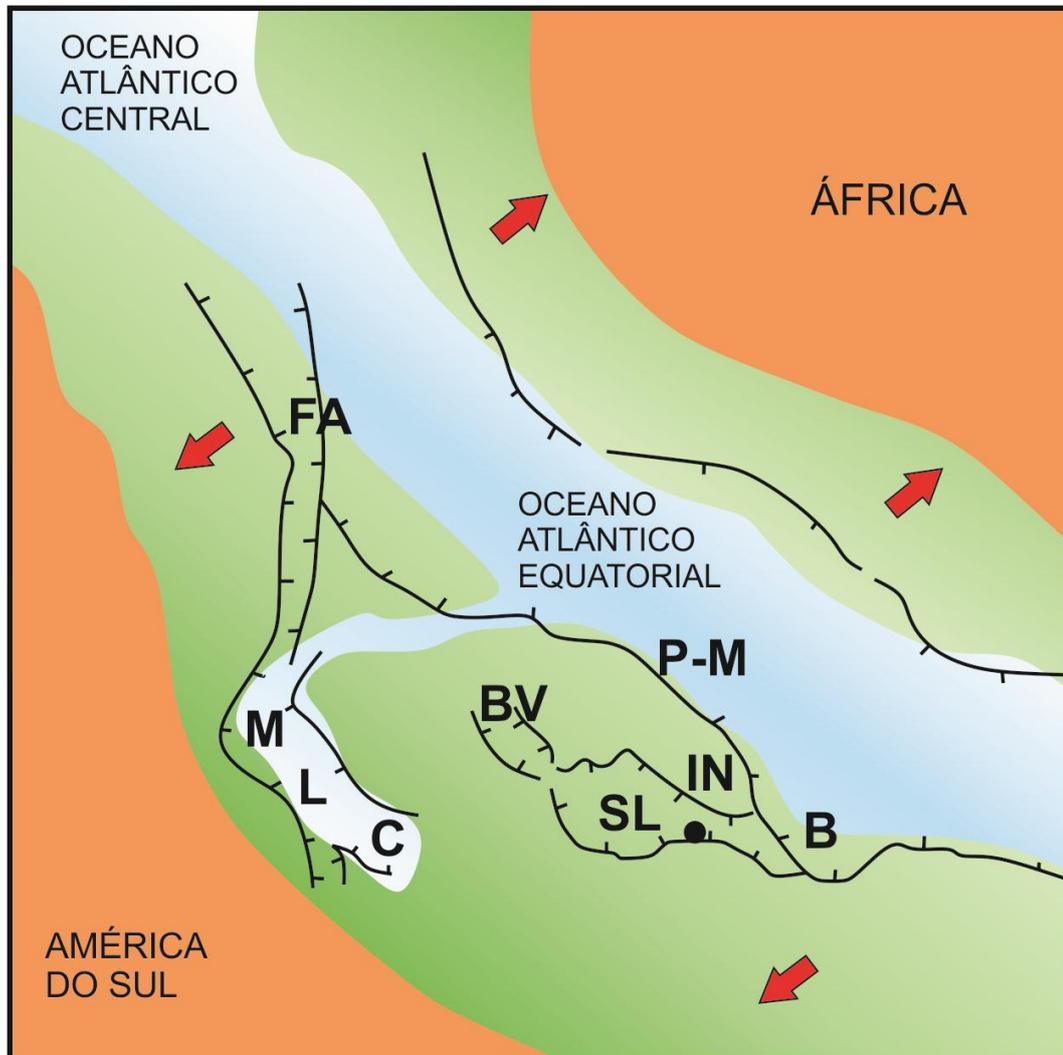


Figura 3.1- Evolução tectônica da margem Atlântica Equatorial, com destaque para o sistema de grabêns que deram origem às bacias da Foz do Amazonas (FA), Marajó (M: sub-bacia Maxiana; L: sub-bacia Limoeiro; C: sub-bacia Cameté), Bragança Viseu (BV), São Luís (SL), Ilha Nova (IN) e Barreirinhas (B), além da Plataforma Pará – Maranhão (PM).

Fonte: Soares Jr. *et al.* (2011).

Na transição Oligo-Mioceno, o regime de tectônica intraplaca passou a atuar de forma predominante na região equatorial norte do Brasil, marcado por sistemas transcorrentes, cujas estruturas principais apresentavam direção NE-SW e transectadas por falhas normais E-W e NW-SE (Figura 3.2). Na Plataforma Bragantina a tectônica também apresentava essa mesma orientação, cuja tectônica era marcada por sistemas transcorrentes dextrais associados a dois pulsos de inversão (transpressão e transtensão) da Bacia de Grajaú (Costa *et al.*, 1996; Soares

Jr. *et al.*, 2011). Esse evento gerou subsidência de blocos tectônicos e formação de grabens e semigrabens orientados na direção NW-SE (Figura 3.2), que se estabeleceram de forma concomitante aos eventos transgressivos do Mioceno, favorecendo a deposição de carbonatos marinhos da Formação Pirabas até 150 km ao sul do continente (Costa *et al.*, 1996, 2002; Rossetti & Góes, 2004; Soares Jr. *et al.*, 2011). O desenvolvimento deste cenário foi crucial para a preservação do registro sedimentar da Plataforma Bragantina (Figura 3.3), utilizado na reconstituição da história geológica do Mioceno (Rossetti & Góes 2004, Rossetti, 2006).

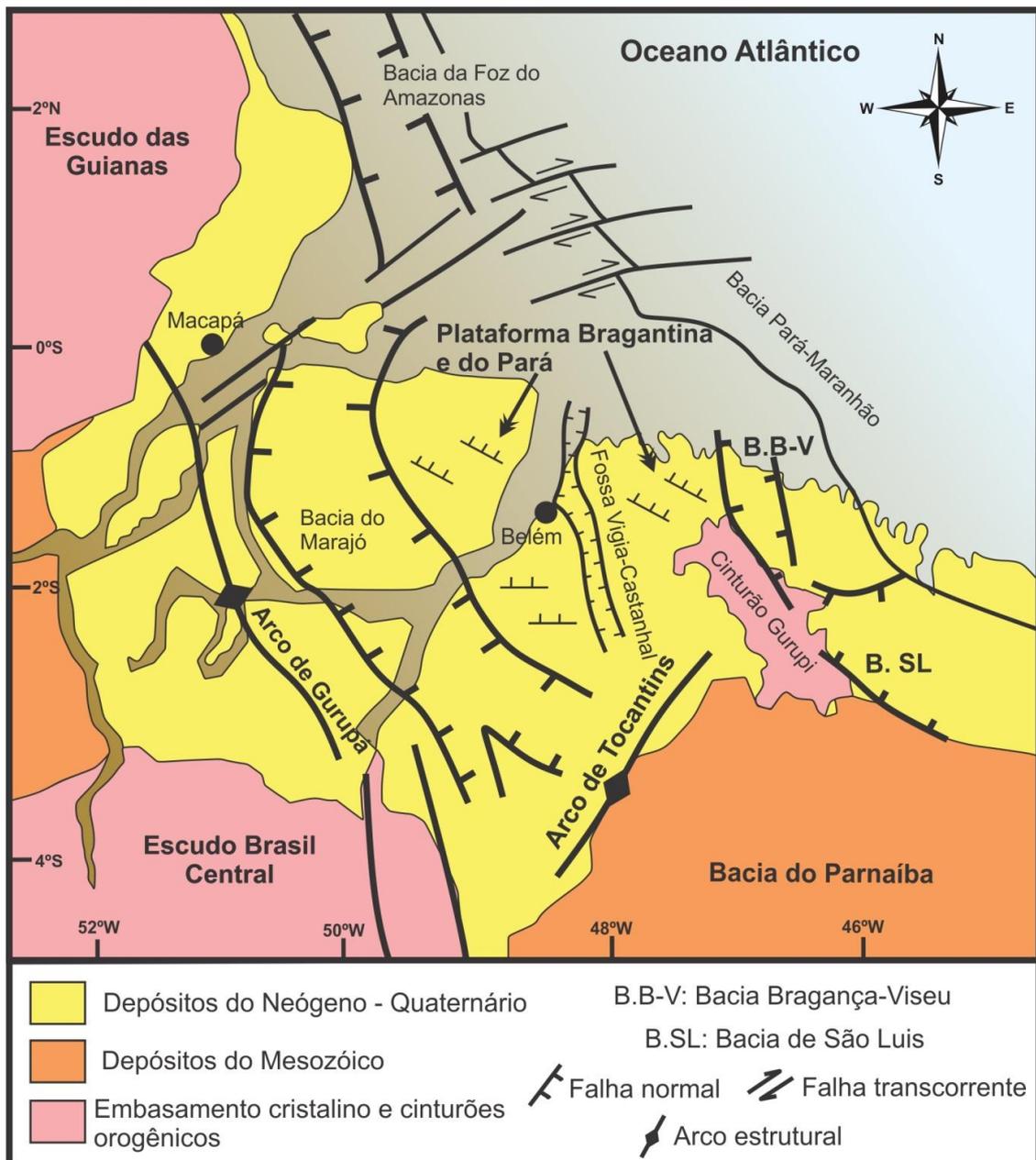


Figura 3.2. Contexto tectônico simplificado da margem equatorial norte do Brasil, com destaque para a Plataforma Bragantina e os feixes de falhas normais NW-SE, embasamento Pré-cambriano, cinturões de cisalhamento e coberturas sedimentares fanerozóicas (Modificado de Costa *et al.*, 2002; Soares Junior *et al.*, 2008, 2011).

3.1.1 Aspectos estratigráficos da Plataforma Bragantina

As formações Pirabas, Barreiras e sedimentos Pós-Barreiras são as unidades litoestratigráficas que ocorrem na Plataforma Bragantina (Fig. 3.3). A deposição dessas formações teve início no final do Oligoceno e foi influenciada por variações eustáticas globais e reativações tectônicas regionais (Costa *et al.*, 1996; Rossetti *et al.*, 2013). As reativações tectônicas foram responsáveis por sucessivos rearranjos de leitos de rios e deslocamentos de blocos do embasamento da plataforma, favorecendo a entrada do mar a grandes distâncias nas áreas continentais (~150 km), favorecendo a deposição das rochas carbonáticas da Formação Pirabas (Costa *et al.*, 1996; Soares Jr. *et al.*, 2011). Os segmentos tectônicos subsidentes e o contínuo rearranjo das drenagens promoveram a formação de paleovales encaixados ao longo de zonas de falhas normais e falhas transcorrentes (Costa *et al.*, 1993), que funcionaram como zonas de captura de sedimentação silicilástica da Formação Barreiras (Rossetti & Góes, 2004). Os sedimentos Pós-Barreiras recobrem discordantemente as formações anteriormente citadas (Rossetti *et al.*, 2001), e na Plataforma Bragantina apresentam deposição influenciada por condições eólicas (dunas costeiras), cordões litorâneos, planícies de maré, canal de maré e mangue (Rossetti *et al.*, 2001).

3.1.2 Formação Pirabas

A Formação Pirabas foi originalmente definida como rochas calcáriasossilíferas que ocorrem na foz do Rio Pirabas (Maury, 1925; Petri, 1957; Ferreira, 1966; Ferreira *et al.*, 1978, Ferreira *et al.*, 1984). Essa formação encontra-se exposta ao longo de falésias costeiras na região litorânea do norte do Brasil, bem como em cortes de estradas e minas a céu aberto, principalmente nos estados do Pará e Maranhão, com exposições menos frequentes no norte do Estado do Piauí (Rossetti & Góes 2004). Originalmente definida na Plataforma Bragantina, a Formação Pirabas foi primeiramente estudada a partir de seu rico conteúdo paleontológico, e posteriormente subdividida em diferentes biofácies, denominadas de Castelo (ou Fortaleza), Capanema (ou Canecos) e Baunilha Grande (Petri, 1957; Ferreira, 1977).

O diversificado conteúdo fossilífero é constituído por vertebrados, macro e micro invertebrados, além de uma rica flora. São comuns pelecípodes, gastrópodes, foraminíferos, ostracodes, equinodermos, celenterados, briozoários, crustáceos, cefalópodes e poríferos, assim como peixes e sirênios (Toledo 1989; Arai, 1997; Leite *et al.* 1997; Fernandes 1984; Távora *et al.*, 2010; Aguilera *et al.*, 2012, 2014; Nogueira & Feijó, 2016). Bivalves e gastrópodes são os mais abundantes, com o registro abrangendo aproximadamente 324 espécies consultar Távora *et al.* (2004) e (2010) para uma completa lista destas espécies e

referências relacionadas). Microfósseis são muito abundantes nesses depósitos, e consistem principalmente de foraminíferos bentônicos e planctônicos, assim como ostracodes que segundo Nogueira & Feijó (2016) apresentam mais de 100 espécies distintas. Os vertebrados são representados por peixes ósseos, tubarões e arraias, além de ocorrências locais de répteis (Costa *et al.*, 2004). De acordo com Leite (2004), a paleoflora da Formação Pirabas também é rica, os grãos de pólen correspondem a 91 espécies de angiospermas, com subordinados esporos de pteridófitas e briófitas.

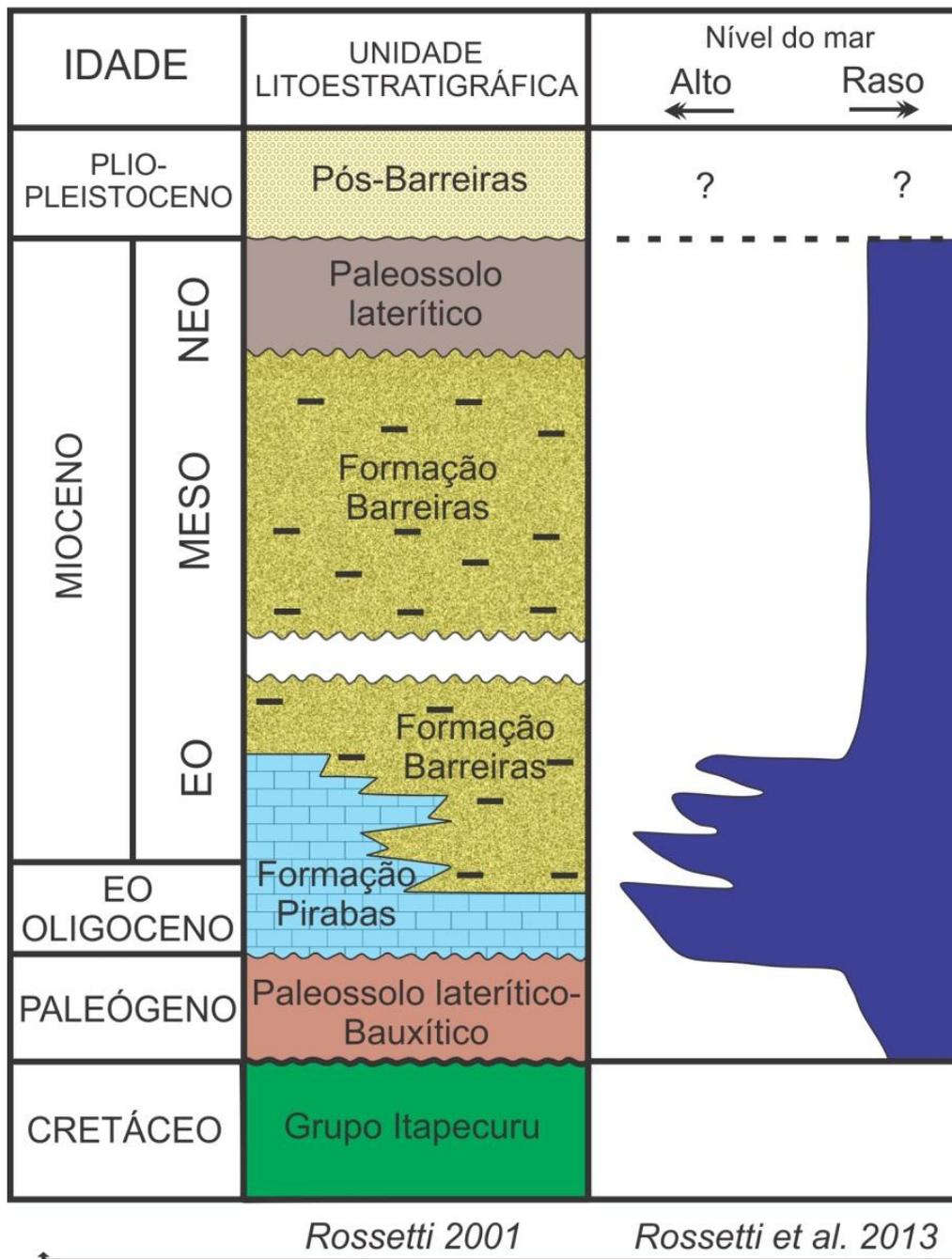


Figura. 3.3. Carta litoestratigráfica da Plataforma Bragantina e Pará do nordeste do Estado do Pará, Brasil
 Fonte: Rossetti (2001) e Rossetti *et al.* (2013).

Estudos sedimentológicos detalhados, realizados em afloramentos da Zona Bragantina, região nordeste do Estado do Pará, permitiu a individualização de sete fácies, denominadas de biocalcirrudito, biocalcarenito, bioermito, calcirrudito e micrito intercalado com pelitos laminados e arenitos calcíferos (Góes *et al.*, 1990). Estudos mais recentes feitos por Rossetti *et al.* (2013) mostram que o arranjo de fácies é constituído por biocalcirruditos estratificados e não-estratificados, margas, calcilitos e biohermitos. Estruturas sedimentares incluem laminações plano-paralela, cruzada tabular, acamamentos heterolíticos e laminações onduladas tipo *linsen* e estratificações cruzadas de baixo-ângulo e *hummocky*, além de marcas onduladas simétricas. Restos de vegetais, e intraclastos de argila também são abundantes nestes depósitos. De acordo com os dados sedimentológicos e estratigráficos a Formação Pirabas se depositou em um ambiente de plataforma rasa, constituídos por subambientes de laguna, *shoreface/foreshore* e depósitos de mangue/lama (Góes *et al.*, 1990; Rossetti & Góes, 2004; Rossetti *et al.*, 2013). Segundo Góes *et al.* (1990), embora a organização das fácies registre eventos transgressivos ocorridos durante o Mioceno, a distribuição de arquitetura estratal indica um padrão progradacional geral. Isto é revelado pela superposição de plataforma interna com ambientes progressivamente costeiros, que resultou no aumento de influxos siliciclásticos. No entanto, este padrão progradacional é mais incisivo quando se observa a sucessão carbonática do Pirabas juntamente com os depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras.

A idade de deposição da Formação Pirabas foi definida inicialmente como Neoligoceno – Eomioceno com base em foraminíferos planctônicos e a presença do gastrópode *Orthaulax pugnax* (Petri, 1954, 1957; Ferreira *et al.*, 1981; Ferreira, 1982; Ferreira *et al.*, 1984; Fernandes, 1984; Rossetti, 2001). Contudo, datações baseadas em foraminíferos planctônicos e bentônicos (Távora & Fernandes, 1999), moluscos bivalves (Fernandes & Távora, 1989), palinórfos (Leite *et al.*, 1997a, b) e ostracodes (Nogueira *et al.*, 2011) indicaram uma idade Mioceno Inferior. Resultados baseados em estudos taxonômicos e bioestratigráficos que envolveram a identificação de mais de 100 espécies ostracodes na sucessão Pirabas, atestaram idade Oligoceno-Mioceno para esta (Nogueira, 2015). Aguilera & Paes (2012) e Aguilera *et al.* (2012) sugerem que esta heterogeneidade na sedimentologia e paleontologia, e conseqüentemente, nos paleoambientes associados, poderiam suportar uma divisão formal ou informal em diferentes membros e/ou indicar diferentes idades ao longo da sequência da Formação Pirabas.

3.2 EVENTOS GLOBAIS NA TRANSIÇÃO OLIGOCENO-MIOCENO E MIOCENO

A transição Oligoceno-Mioceno foi marcada por vários eventos de magnitude global. Durante este período a disposição dos continentes era similar a configuração atual, exceto pela ausência do Istmo do Panamá, que uniu as Américas do Norte e Sul no Plioceno, e da cadeia de montanhas do Himalaia (Figura. 3.4) (Perrin, 2002). Novos padrões de circulação atmosféricos e oceânicos foram estabelecidos, assim como variações abruptas de temperaturas associadas ao evento glacial (M1-glaciation) na transição entre esses períodos (Potter & Szatmari, 2009). Diversos trabalhos mostram que a queda nas temperaturas globais, tanto no oceano quanto na atmosfera, proporcionaram o desenvolvimento da desertificação na Ásia Central, grande parte do norte da África e também na Austrália, assim como no Sul da América do sul, ocorridos no final do Oligoceno (Barreda & Palazzesi, 2007), com recorrência no final do Mioceno. Segundo Dineley (2000) e Potter & Szatmari (2009), as mudanças observadas na transição Oligoceno-Mioceno e Eomioceno estão diretamente ligadas às atividades simultâneas dos cinturões orogênicos convergentes, da Eurásia e dos Andes, que desencadearam o aumento de massas continentais e o fechamento de diversos corredores de circulação oceânica (Potter & Szatmari, 2009).

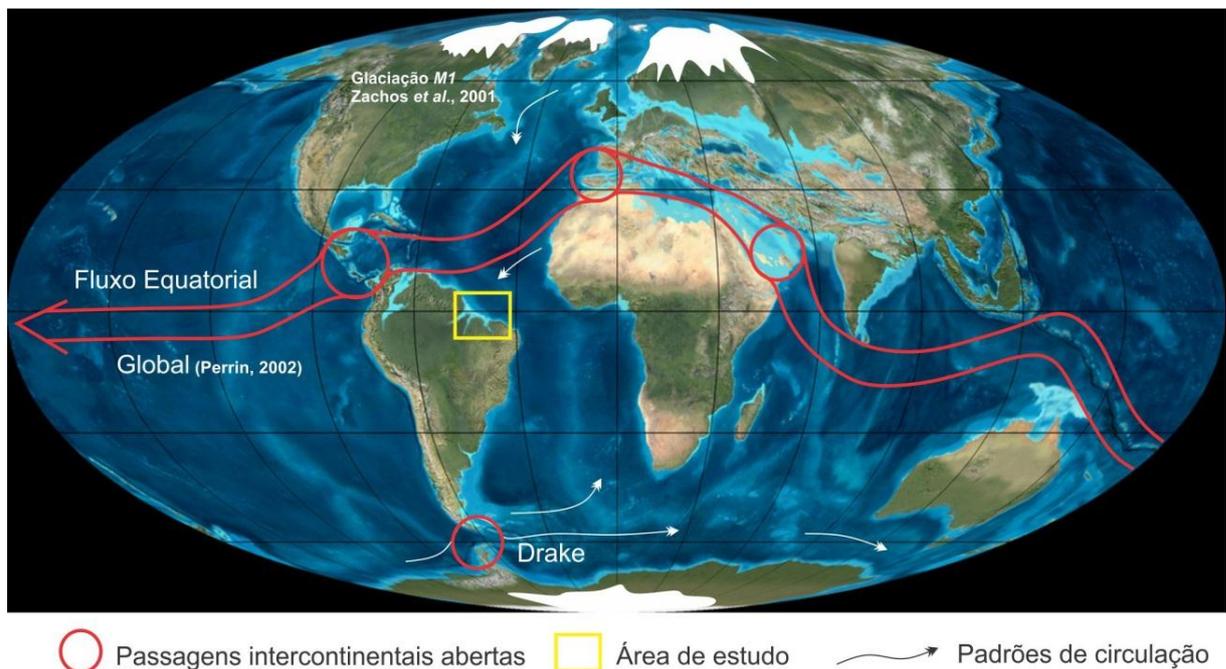


Figura 3.4: Configuração dos continentes na transição Oligoceno-Mioceno, com destaque para as zonas de circulação oceânica dispostas nas zonas equatoriais.
Fonte: Perrin, 2002.

Ao longo do Neógeno, o movimento das placas tectônicas proporcionaram abertura e fechamento dos oceanos. No final do Oligoceno as Américas não estavam conectadas e nem

a cadeia de montanha da Eurásia estava completamente evoluída, permitindo um fluxo contínuo de águas equatoriais e a mistura de águas frias de outros oceanos (Wright, 1998; Perrin, 2002). Essa configuração também é observada no hemisfério sul, na Passagem de Drake, que corresponde a um corredor entre a América do Sul e Antártica, o qual possibilitou a entrada das águas frias do Ártico no Atlântico Sul (Perrin, 2002, Potter & Szatmari, 2009). Com isso, a circulação de massas oceânicas era mais expressiva no Neógeno, o que possibilitava um registro de variações climáticas, de aquecimento ou resfriamento, em mais sequências ao redor do mundo.

3.2.1 Variações do nível do mar na transição Oligceno-Mioceno e Eomioceno

A Terra experimentou um aumento significativo do nível do mar durante a transição Oligo-Mioceno e Mioceno. A magnitude deste evento não é precisa, no entanto estima-se uma variação de aproximadamente 180 a algumas dezenas de metros acima o nível do mar atual (Haq *et al.*, 1987, 1988; Miller *et al.*, 2005). Essas variações eustáticas promoveram incursões marinhas em diversas partes do planeta. Tais eventos transgressivos-regressivos estão relacionados à expansão e retração das camadas de gelo da Antártica, que propiciou o desenvolvimento de rápidos glaciais e interglaciais, acompanhados por variações bruscas de temperaturas, registrado em várias sequências carbonáticas do planeta (Figura 3.4) (Zachos *et al.*, 2001).

Os eventos transgressivos-regressivos ocorridos na transição Oligo-Mioceno e durante o Mioceno foram registrados principalmente em regiões próximas a áreas litorâneas modernas. Entre eles estão os depósitos marinhos costeiros e de plataformas carbonáticas da região Norte de Anatólia na Turquia (Ilgar, 2015), da Bacia de Zagros do Iran (Roozpeykar & Moghaddam, 2016), região central da Itália (Brandano *et al.*, 2016), e na região do mar Mediterrâneo (Reuter *et al.*, 2013). A maioria dessas sequências mostra um arranjo de fácies cíclico, evidenciando que as variações do nível atuaram como um dos principais fatores na origem desses depósitos.

A América do sul também apresenta registros desses eventos. Na costa norte do Brasil, a influência das transgressões marinhas globais foi registrada nos depósitos marinhos da Formação Pirabas (Rossetti *et al.*, 2013). Na Bacia Austral da Patagonia, os depósitos carbonáticos-siliciclásticos caracterizam a plataforma mista aberta, que tem sua origem associada a transgressão do Oligo-Mioceno (Dix & Parras 2014).

Os depósitos supracitados apresentam íntima relação com os eventos transgressivos, porém fatores locais como a topografia, clima e tectônica podem favorecer ou não a

preservação desses registros, assim como estabelecer diferenças quanto ao ambiente deposicional mesmo em sequências cronocorrelatas.

3.2.2 Razão isotópica de carbono e oxigênio na transição Oligo-Mioceno e Mioceno

A estratigrafia isotópica é uma importante ferramenta de análise paleoclimática, paleoceanográfica e estratigráfica de bacias sedimentares, pois auxiliam nas interpretações de variação climática, nos padrões de circulação e oxigenação oceânica. Além disso, ajudam na delimitação de superfícies estratigráficas, a nível regional e global (Mitchell *et al.*, 1996). As variações bruscas nas razões isotópicas de oxigênio podem representar eventos climáticos de magnitude global. Variações bruscas nas razões de carbono podem indicar variações na paleoprodutividade dos oceanos, assim como eventos de anóxia ou preservação da matéria orgânica associado a eventos glaciais (Hoefs, 2009; Mitchell *et al.*, 1996; Saltzman & Thomas, 2012).

O Cenozóico é caracterizado por transformações climáticas, que passaram de predominantemente quentes no seu início (*greenhouse*), a condições mais frias para o final do período (*icehouse*). Essas oscilações climáticas foram acompanhadas por variações nas razões dos isótopos de carbono e oxigênio em sequências carbonáticas do mundo inteiro (Zachos *et al.* 2001, 2008, Cramer *et al.*, 2009; Mawbay & Lear 2013 e Saltzman & Thomas 2012). Segundo Saltzman & Thomas (2012), a identificação do sinal primário em rochas carbonáticas desse período ajudam na reconstrução paleoambiental, paleoceanográfica e paleoclimática, pois durante o Cenozóico as curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ apresentam uma baixa amplitude de variação, com razões primárias entre -1‰ e +4‰, e as razões de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ entre 0‰ e $\sim +5\%$.

A curva isotópica de Zachos *et al.* (2001), construída a partir de análises realizadas em amostra de rocha total e foraminíferos bentônicos de ambiente marinho profundo do *Deep Sea Drilling Porject* (DSDP) e *Ocean Drilling Program* (ODP) – regiões de altas latitudes dos oceanos Atlântico e Pacífico), mostra que no intervalo próximo a transição Oligoceno-mioceno os valores de $\delta^{18}\text{O}$ aumentaram em 0,5 - 1‰, atingindo razões superiores a +2,5 ‰, o que indica diminuição abrupta nas temperaturas. Essa anomalia foi acompanhada por uma perturbação no ciclo do carbono, que mostra uma queda razões de $\delta^{13}\text{C}$, seguida de um rápido aumento, característica típica de um intervalo pré-glacial (Figura 3.5). Nesse intervalo a anomalia positiva de $\delta^{13}\text{C}$ no período deve-se a preservação de matéria orgânica (^{12}C) no fundo oceânico, tornando as águas enriquecidas em ^{13}C (Mawbey & Lear, 2013).

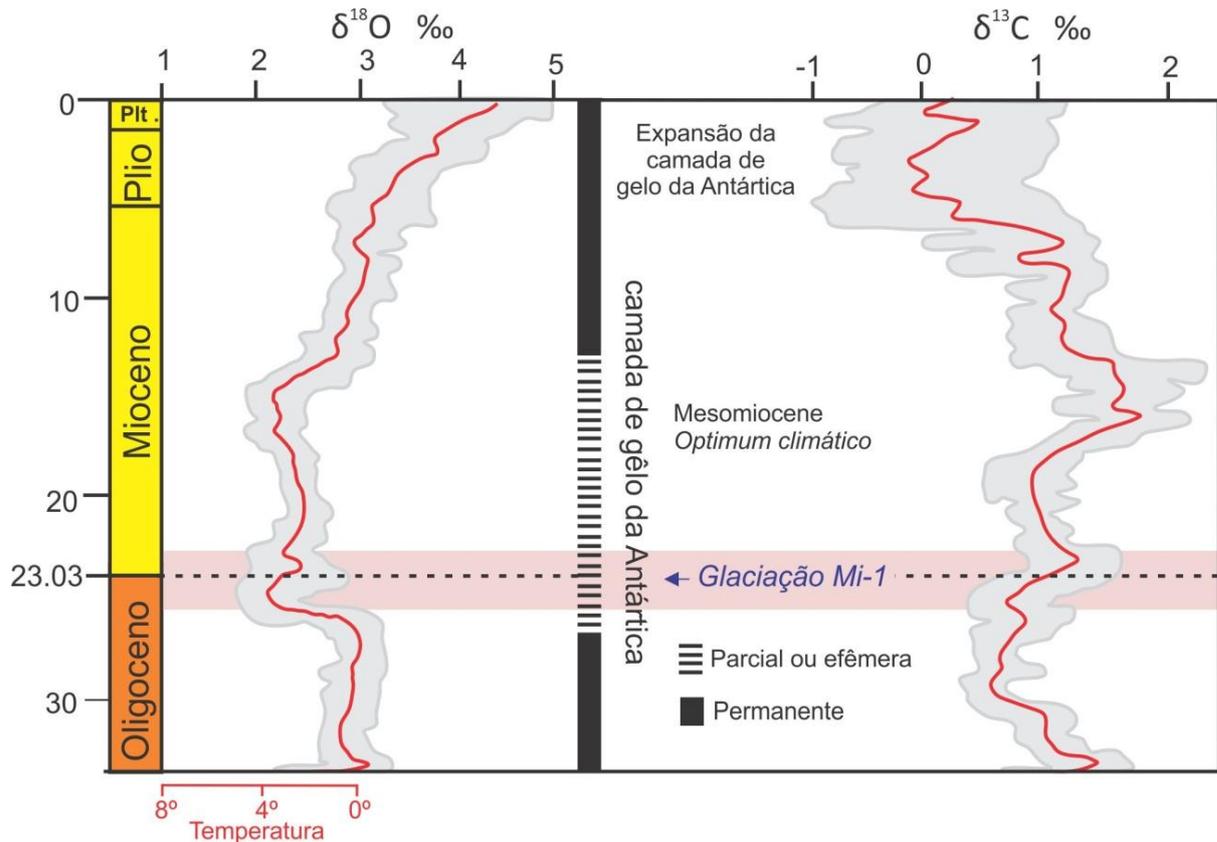


Figura 3.5: Variação isotópica do carbono e oxigênio durante o Cenozóico, com ênfase na passagem Oligoceno-Mioceno até a transição Eo/Mesomioceno. Fonte: Zachos *et al.* (2001).

Entre o Eo/Mesomioceno, valores das excursões isotópicas para o oxigênio mostram uma variação de menor que 1 ‰, e apresentaram pouca variação de temperatura durante o período interglacial, nas áreas de alta latitude (Zachos *et al.*, 2001) (Figura 3.5). A curva do isótopo de $\delta^{13}\text{C}$ mostra uma variação mais acentuada, com valores entre +1 e 0,0‰. Essa variação mais acentuada de $\delta^{13}\text{C}$ durante o período interglacial foi atribuída a um evento de “dissolução da matéria orgânica” devido ao aumento de temperatura no final do Eomioceno. Esse processo teria liberado ^{12}C para as águas marinhas, tornando as razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ menos positivas (Zachos *et al.*, 2001; Mawbey & Lear, 2013) (Figura 3.5).

A compilação feita por Cramer *et al.* (2009), mostra uma comparação nível global das variações isotópicas de carbono e oxigênio. Nesta compilação as curvas feitas por Miller *et al.* (1987) e Zachos *et al.* (2001) são sobrepostas as curvas feitas em diversas regiões, a partir de dados de foraminíferos bentônicos de águas profundas do Pacífico, Atlântico Norte, Atlântico sul/subantártico (DSDP) e (ODP) (Figura 3.6). No geral, as tendências isotópicas confirmam os padrões apresentados em compilações anteriores ao longo do Cenozóico, com uma razão de $\delta^{13}\text{C}$ mais próximos 0‰, seguindo o mesmo padrão observado nos períodos glaciais e interglaciais (Figura 3.6).

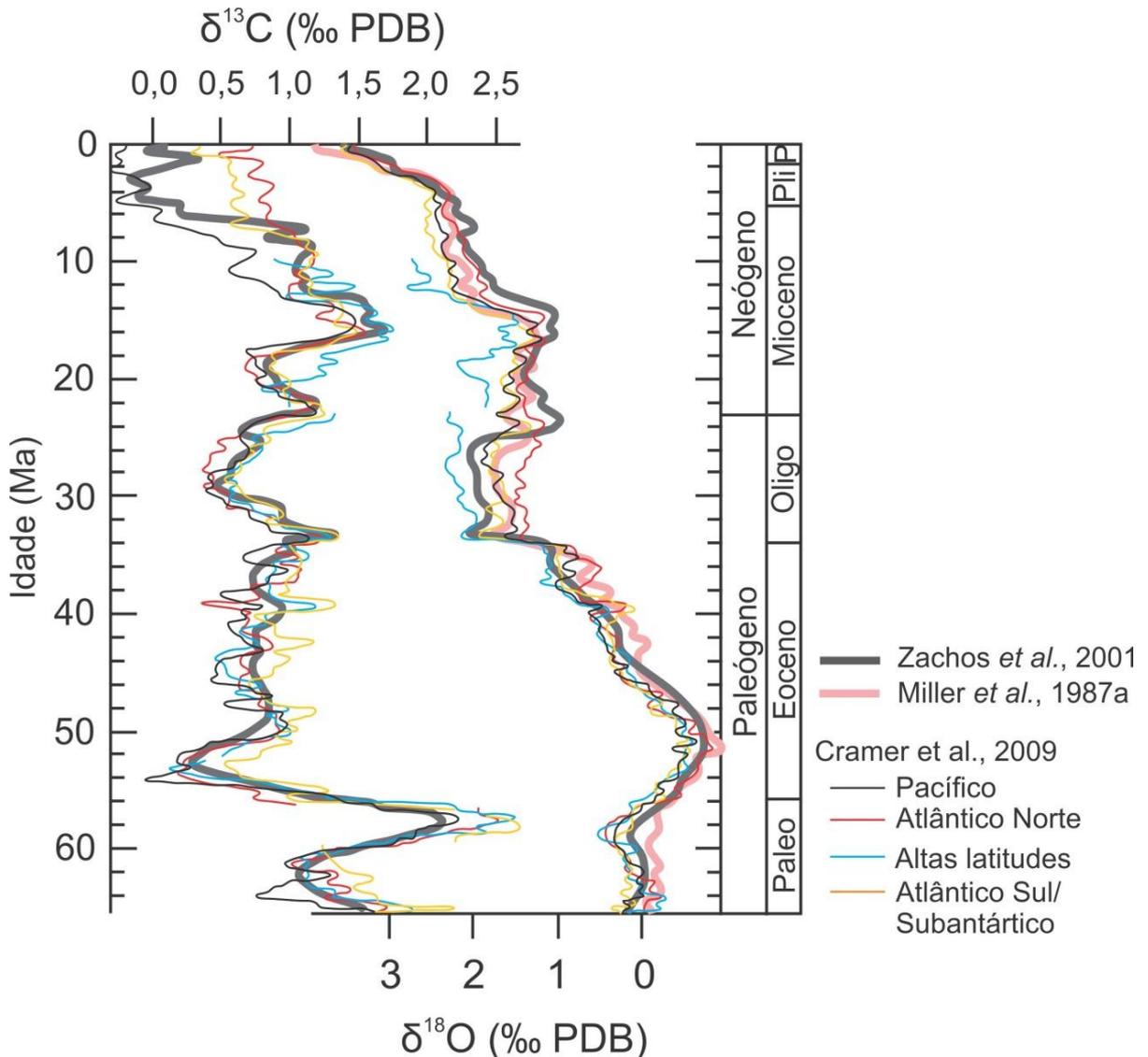


Figura 3.6: Comparação global, e interbacia, das variações isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ em diferentes regiões, mostrando as variações com as curvas feitas por Zachos *et al.* (2001) e Miller *et al.* (1987). Fonte: Cramer *et al.* (2009).

A maioria das interpretações paleoclimáticas e paleoceanográficas de depósitos do Cenozóico foi realizada em rochas de ambiente marinho profundo, em virtude de seu maior grau de preservação. No entanto, existe a possibilidade de correlação de sequências carbonáticas de ambiente marinho raso e profundo, desde que o arcabouço quimioestratigráfico mostre-se bem preservado e bem definido no tempo geológico (Mutti *et al.*, 2010). Os depósitos da Plataforma marinha rasa Maiella, Formação Bolognano (Oligoceno-mioceno e mioceno- Mutti *et al.*, 1997, 1999) mostram uma variação nas razões isotópicas de carbono muito similar a descrita por Zachos *et al.* (2001) (Figura 3.7). A associação da curva isotópica da Formação Bolognano (Reuter *et al.* 2013) reflete as

variações eustáticas do nível do mar, diretamente relacionadas aos eventos glaciais e interglaciais do Oligoceno e Mioceno (Figura 3.7).

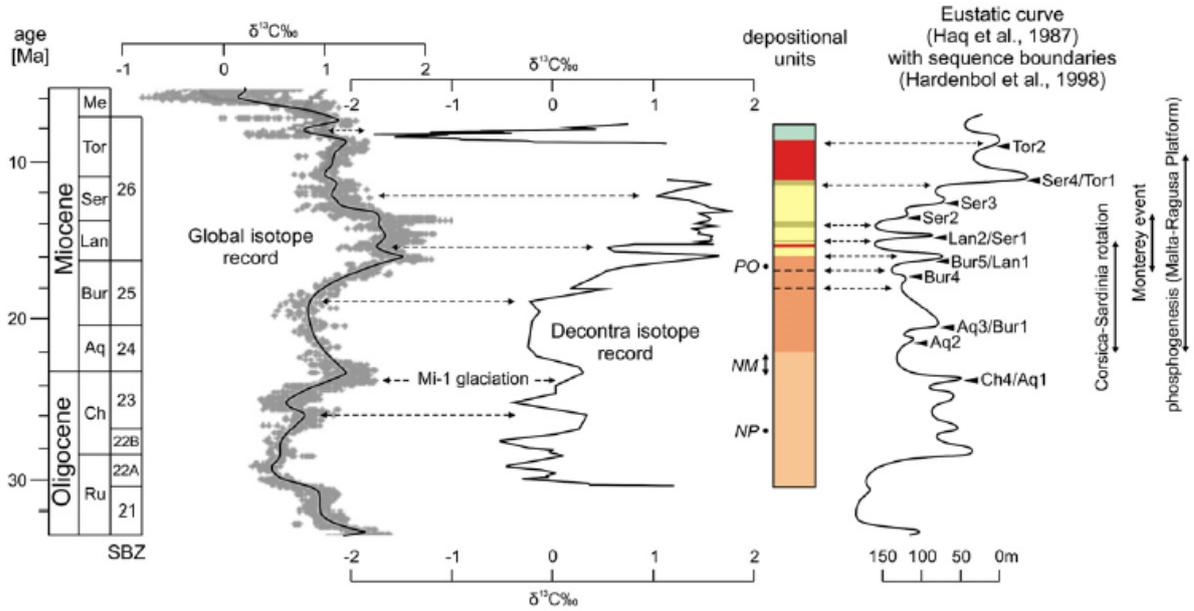


Figura 3.7: Correlação das razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ de seqüências carbonáticas de águas profundas (Zachos *et al.*, 2001) e de plataforma marinha rasa (Reuter *et al.*, 2013), com a curva de variação do nível do mar (Haq *et al.*, 1987) e as curvas mostrando influência dos eventos de variações eustáticas globais.

CAPÍTULO 4

4. ARTIGO 1

Evolução paleoambiental e paleogeográfica da Formação Pirabas, Oligoceno-Mioceno da Plataforma Bragantina, porção leste da Amazônia Oriental

Paleoenvironmental and paleogeography evolution of the Pirabas Formation, Oligocene-Miocene of the Bragantina Platform, Eastern Amazon

Kamilla B. Amorim, Afonso C. R. Nogueira, Joelson L. Soares, Rômulo S. Angélica

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil (kamilla@ufpa.br; anogueira@ufpa.br; jlsoares@ufpa.br , angelica@ufpa.br).

RESUMO

O registro da sedimentação influenciada por eventos transgressivos-regressivos do final do Oligoceno e início do Mioceno está exposto na porção leste da Plataforma Bragantina, norte do Pará, Brasil. Esse registro consiste em depósitos carbonáticos e siliciclásticos que correspondem a porção *onshore* de uma plataforma carbonática rasa. A plataforma marinha da Formação Pirabas foi subdividida em interna e interna/intermediária. A plataforma interna é constituída por depósitos de tidal flats e laguna (rasa e profunda). Os *tidal flats* são caracterizados por *dolomudstone* com terrígeno, *dolomudstone peloidal*, *boundstone* com laminação microbial, ritmo bioturbado e argilito maciço. A laguna rasa é caracterizada por *wackestone/packstone* laminado e *calcimudstone* bioturbado e a laguna profunda é constituída por *dolowackestone*, *floatstone* maciço com briozoário e *wackestone* maciço com equinodermos. A plataforma interna/intermediária é composta por depósitos de *tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*. O *tidal flats* é constituído por *wackestone/packstone* com briozoário, *packstone* com briozoário e *grainstone* com foraminíferos e algas vermelhas que apresentam estratificações cruzadas de baixo ângulo. As barreiras bioclásticas/*front shoal* são compostas por *bafflestone* com briozoário, *wackestone/packstone* com *Marginopora sp.* e terrígenos, *packstone/grainstone* com foraminíferos e *rudstone* com bivalve. O desenvolvimento da sucessão carbonática-siliciclástica da Formação Pirabas ocorreu em intervalos deposicionais de alta e baixa energia, no qual se intercalaram fluxos turbulentos com ação de correntes de marés e ondas normais e, possivelmente, de tempestade com a intensa fragmentação dos organismos. O arranjo de fácies mostra uma intercalação de depósitos de plataforma interna/intermediária de plataforma interna formando ciclos de raseamento ascendente de alta frequência. O rico conteúdo fossilífero mostra que essa plataforma apresentava alta produtividade orgânica, composto principalmente por fósseis de briozoários, equinodermos, bivalves, gastrópodes, foraminíferos bentônicos e planctônicos, algas verdes e vermelhas, ostracodes, fragmentos de corais, traços fósseis de *Gyrolithes*, *Thalassinóides* e *Sinusichnus*, estes últimos traços fósseis de crustáceos decápodes. Esses fósseis ocorrem em toda a extensão da plataforma Pirabas, porém em porções distintas tanto na plataforma interna, na qual a diversidade faunística é menor com predomínio de briozoários, foraminíferos planctônicos, ostracodes e traços fósseis, enquanto que na zona de plataforma interna/intermediária a diversidade faunística é maior, e constituída em grande parte por fósseis bentônicos de foraminíferos, briozoários, bivalves e gastrópodes. A plataforma também mostra uma variação no conteúdo mineralógico, constituído basicamente por calcita, dolomita, quartzo, esmectita, gipsita, pirita e traços de hematita, muscovita, albita, anortita, microclina, caulinita e anatásio. A quantidade de calcita esta diretamente relacionada a períodos de expansão da plataforma interna/intermediária com maior precipitação carbonática. Por outro lado, as proporções de dolomita, quartzo, gipsita e pirita estão diretamente associadas a períodos de progradação da plataforma interna, maior taxa de evaporação e influxos continentais. As variações faciológicas, fossilíferas e mineralógicas mostram que a deposição da Formação Pirabas foi diretamente associada a variações do nível do mar, que proporcionou intensas mudanças na linha de costa e foi registrada em ciclos de raseamento ascendentes de alta frequência, que nas porções basais

da sucessão mostram-se predominantemente retrogradantes, enquanto que nas porções superiores são mais progradantes.

Palavras-chave: Depósitos carbonáticos siliciclásticos; Plataforma carbonática rasa; Formação Pirabas; Plataforma Bragantina; Oligoceno-Mioceno; Amazônia oriental.

ABSTRACT

Sedimentation records influenced by transgressive-regressive events in the Late Oligocene-Early Miocene are exposed in the eastern of the Bragantina Platform, North of Pará, Brazil. These consist in carbonate and siliciclastic deposits related to onshore portion of shallow carbonate platform. The marine platform of the Pirabas Formation was divided in inner and inner /middle platform. The inner shelf is composed by tidal flats and lagoon (shallow and deep) deposits. Tidal flat deposits are characterized by dolomudstone with terrigenous, peloidal dolomudstone, boundstone with microbial mats, bioturbated rhythmites and massive argillite. Shallow lagoon deposits contains laminated wackestone/packstone and bioturbated calcimudstone while the Deep lagoon is constituted by dolowackestone, massive floatstone with bryozoan and massive wackestone with equinoderms. The inner/ middle platform is composed by tidal inlets deposits and bioclastic barriers/ front shoal. Tidal inlets deposits is characterized by wackestone/packstone with bryozoan, packstone with bryozoan and low-angle cross stratification grainstone with foraminifers and red algae. Bioclastic barriers/front shoal are composed by bafflestone with bryozoan, wackestone/packstone with *Marginopora* sp. and terrigenous, packstone/grainstone with foraminifers and rudstone with bivalve. The development of carbonatic-siliciclastic succession of the Pirabas Formations occurred in high and low energy depositional intervals interlaid by turbulent flow with tidal waves and normal waves action, and possibly storm waves related to the intense organism fragmentation. Facies arrangement displays high frequency shallow-upward cycles evidenced by the intercalation among the inner/middle platform and inner platform deposits. The high fossiliferous content indicates that this platform had a high organic productivity, mainly composed by bryozoans, equinoderms, bivalves, gastropods, benthonic and planktonic foraminifera, red and green algae, ostracods, corals fragments, *Gyrolhites*, *Thalassinoids* and *Sinusichnus* trace fossils, this last one made by decapod crustaceans. These fossils are found in full extent of Pirabas platform, however in different portion in the inner platform, with low faunistic diversity dominated by foraminifers, planktonic foraminifers, ostracods and trace fossils; as well as in the inner/middle platform, with higher faunistic diversity widely constituted by benthonic foraminifers fossils, bryozoans, bivalves and gastropods. Furthermore, the platform shows variations in the mineralogical content characterized by calcite, dolomite, quartz, smectite, gypsum, pyrite and hematite traces, muscovite, albite, anorthite, microcline, kaolinite and anatase. The calcite content is directly related to exposition periods of the inner/middle platform with great carbonate precipitation. On the other hand, the dolomite, quartz, gypsum and pyrite are related to progradation periods in the inner platform, with higher evaporation rates and continental influx. The faciological, fossiliferous and mineralogical variations displays that the Pirabas Formation was closely related to sea level variations. Such conditions lead to changes in shoreline recorded in high frequency shallow-upward cycles, with the cycles in the base of succession predominantly retrogradational while in the top are progradational.

Keywords: Carbonatic-siliciclastic deposits; Shallow-carbonatic platform; Pirabas Formation; Bragantina Platform; Oligocene-Miocene; Eastern Amazonia.

4.1 INTRODUÇÃO

A sedimentação na transição Oligoceno-Mioceno, na porção leste da região equatorial amazônica, deu origem a uma plataforma carbonática rasa, que precedeu o estabelecimento do cone do rio Amazonas (Figura 4.1 A) (Figueiredo, 2009; Aguilera *et al.*, 2012; Rossetti *et al.*, 2013). A instalação dessa plataforma carbonática esteve relacionada a

variações eustáticas do nível do mar, que proporcionaram incursões marinhas ao longo das margens continentais, assim como a deposição de sequências carbonáticas em caráter cíclico (Haq *et al.*, 1987; Miller *et al.*, 2005).

Na Plataforma Sul-Americana, os depósitos carbonáticos Oligoceno-Mioceno ocorrem ao longo de uma faixa extensa do litoral Brasileiro até a Argentina (*e.g.*, Rossetti *et al.*, 2013; Dix & Parras, 2014). Na região nordeste do Estado do Pará (Figura 4.1 B), esses depósitos são representados pelos estratos carbonáticos-siliciclásticos da Formação Pirabas, depositados em paleoambientes transicionais de plataforma marinha rasa e sobrepostos por sistemas estuarinos da Formação Barreiras (Góes *et al.*, 1990; Rossetti & Góes, 2004; Rossetti, 2006; Costa, 2011) (Figura. 4.2). A Sucessão Carbonática Pirabas é caracterizada por um abundante e diversificado conteúdo fossilífero, e por essa razão os principais estudos realizados nesta formação são de cunho paleontológico, especificamente taxonômico (Távora *et al.*, 2010; Costa, 2011; Aguilera *et al.*, 2012; Aguilera *et al.*, 2014; Nogueira & Feijó, 2016). Análises de fácies e microfácies já foram realizadas (Góes *et al.*, 1990; Rossetti & Góes, 2004; Rossetti *et al.*, 2013), porém a individualização e caracterização da relação dos subambientes ainda é incipiente (Costa, 2011; Aguilera *et al.*, 2013).

Atualmente o estudo de fácies/microfácies carbonáticas fornece a base para compreensão dos eventos transgressivo-regressivos que ocorreram na transição Oligo-Mioceno, assim como possibilitam a correlação dos depósitos da margem norte da Plataforma Sul-Americana com outras sucessões carbonáticas do mundo (Fournie *et al.*, 2004; Bassi & Nebelsick, 2010; Reuter *et al.*, 2013; Dix & Parras, 2014; Amirshahkarami & Karavan, 2015; Brandano *et al.*, 2016). Dessa forma, o presente trabalho tem como objetivo principal caracterizar os depósitos da Formação Pirabas, dispostos na Plataforma Bragantina, margem oriental da região costeira da Amazônia (Figura. 4.1 A), e compreender, com base na análise sedimentológica e estratigráfica, as condições paleoambientais e paleogeográficas durante a deposição desses estratos.

4.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A Formação Pirabas ocorre sobre a Plataforma Bragantina, região nordeste do estado do Pará (Figura 4.1 B). Esta região corresponde a um segmento plano, segmentado pela fossa Vigia-Castanhal (Figura 4.1 A) (Rossetti & Góes, 2004). A porção leste da plataforma é mais ampla, estendendo-se a leste até a Bacia Bragança-Viseu, a sul até o Arco do Guamá e a sudoeste até sub-bacia Cameté (Figura 4.1 A). O embasamento é composto por rochas ígneas e metamórficas pré-cambrianas (Klein & Moura, 2003), assim como depósitos

siliciclásticos paleozoicos do Arenito do Guamá e do Grupo Itapecuru (Rossetti & Góes, 2004). Os estratos sedimentares da Plataforma Bragantina são exclusivamente neógenos, de idade Oligoceno-Mioceno, com espessuras que podem ultrapassar os 100 m. Esta plataforma é composta por depósitos de plataforma marinha rasa e transicionais costeiros, representados pelas formações Pirabas e Barreiras, e são sobrepostos, discordantemente pelos sedimentos Pós-Barreiras (Góes *et al.*, 1990) (Figura 4.2).

Os depósitos Oligo-miocenos da Formação Pirabas são constituídos por rochas carbonáticas fossilíferas (Maury, 1925; Petri, 1957), caracterizadas como biocalcirruditos estratificados e não estratificados, margas, calcilitos e biohermitos, que ocorrem intercalados a argilitos e arenitos (Góes *et al.*, 1990; Rossetti & Góes, 2004). Estes estratos apresentam laminações plano-paralelas, estratificações cruzadas tabulares e de baixo ângulo, além de acamamentos heterolíticos do tipo *linsen* com laminações onduladas. Localmente ocorrem estratificações cruzadas *hummocky* e intraclastos pelíticos (Rossetti *et al.*, 2013). O conteúdo fossilífero é abundante e diversificado, composto por macro e micro invertebrados, vertebrados marinhos. Os mais comuns são pelecípodes, gastrópodes, foraminíferos, ostracodes, equinodermos, celenterados, briozoários, crustáceos, cefalópodes e poríferos, bem como peixes, sirênios e répteis (Toledo, 1989; Arai, 1997; Leite *et al.*, 1997; Fernandes, 1984; Távora *et al.*, 2010; Aguilera & Paes, 2012). Bivalves e gastrópodes são os mais abundantes, com o registro abrangendo aproximadamente 324 espécies (Távora *et al.*, 2004). Os microfósseis consistem principalmente de foraminíferos bentônicos e planctônicos, ostracodes e, em menor proporção, nanofósseis (Ramos *et al.*, 2004). Os vertebrados são representados por peixes ósseos, tubarões e arraias, além de répteis e mamíferos (Costa *et al.*, 2004; Aguilera *et al.*, 2013).

Segundo Góes *et al.* (1990), as fácies da Formação Pirabas estão organizadas em ciclos de eventos transgressivos, com padrão progradacional para o topo. Estes estratos foram depositados em uma plataforma interna, envolvendo ambientes de mangue, lagunares, *shoreface* e *foreshore* (Rossetti & Góes, 2004; Rossetti *et al.*, 2013). A fauna de invertebrados associada à análise de fácies corrobora a presença de ambientes de águas rasas com influência marinha em uma plataforma interna influenciada por eventos episódicos de tempestade (Fernandes, 1984; Góes *et al.*, 1990).

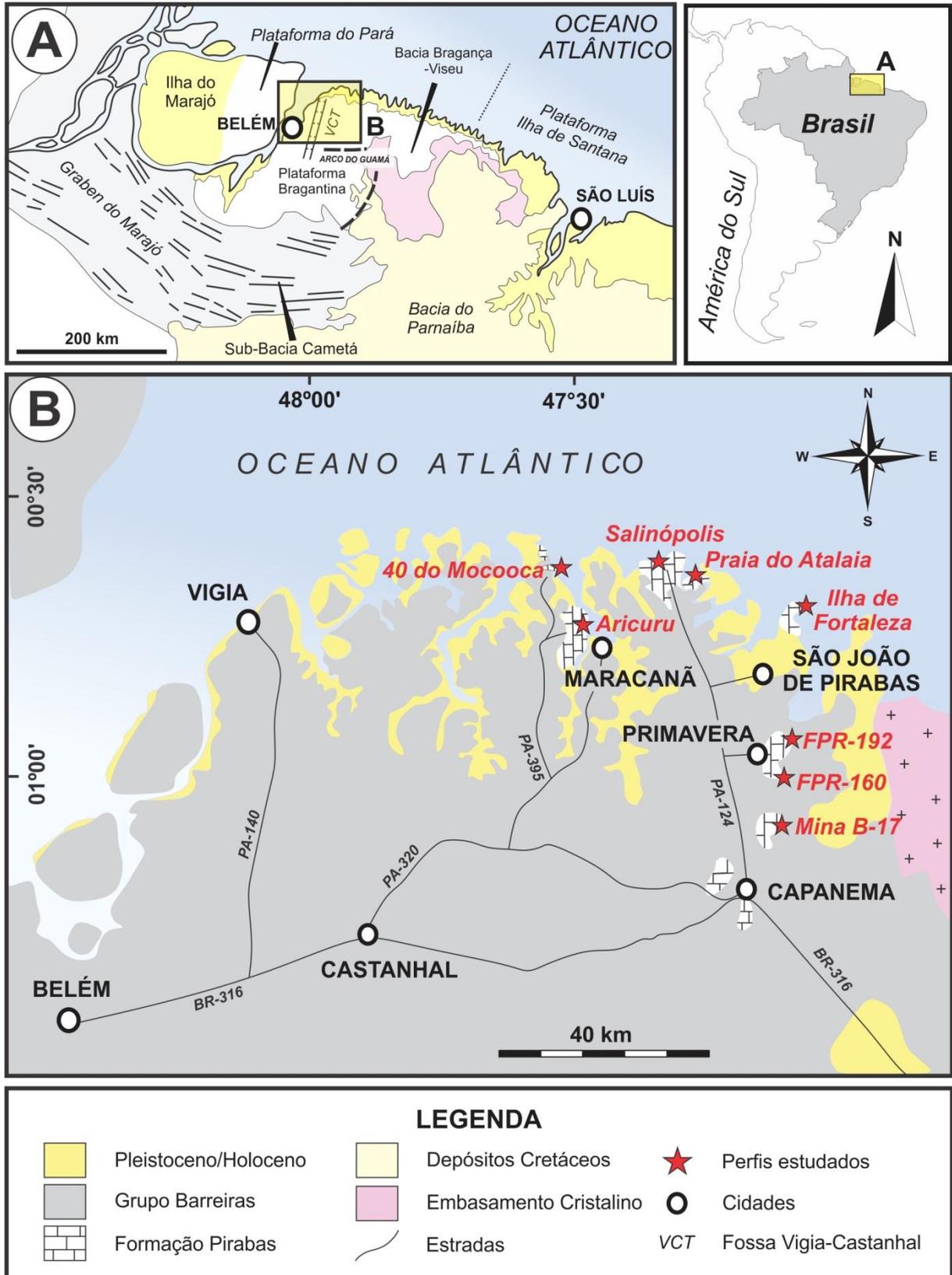


Figura 4.1: Mapa geológico da Plataforma Bragantina e seus limites geológico/estrutural (A) com destaque para o mapa da área de estudo (B).

| IDADE | SEQUÊNCIA DEPOSITIONAL | UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS | DESCRIÇÃO | NÍVEL DO MAR | |
|------------------|------------------------|---------------------------------|---|--------------|---------|
| | | | | Alto ← | → Baixo |
| Plio-Pleistoceno | C | Pós-Barreiras | Areais e argilas de coloração amarelada e avermelhada, de granulometria fina a média | ? | ? |
| Mioceno | NEO | Paleossolo laterítico | | | |
| | | Formação Barreiras | Argilitos com laminações plano paralelas, wavy e flaser; Arenitos maciços laminações com superfícies de reativação recobertas por <i>drapes</i> de argila formando camadas associadas a ciclos de maré. | | |
| | MESO | Formação Barreiras | | | |
| EO | A | Formação Barreiras | | | |
| | | Formação Pirabas | Carbonatos fossilíferos cinza claro e escuro com terrígenos, arenitos, arenitos argilosos com laminações plano paralelas e lenticular associada a ciclos de maré | | |
| Neo Oligoceno | | Paleossolo laterítico-Bauxítico | | | |
| Cretáceo | | Grupo Itapecuru | | | |

Figura 4.2: Coluna litoestratigráfica da região nordeste do Estado do Pará, que compreende um seguimento da Plataforma Bragantina. Fonte: Rossetti *et al.*, 2001 e 2013.

4.3 METODOLOGIA

O presente estudo foi realizado em oito perfis litoestratigráficos ao longo da zona costeira no nordeste do Estado do Pará, norte do Brasil (Figura 4.1 B). Foram descritos dois furos de sondagem no município de Primavera (FPR-160 e FPR0192), uma seção na Mina B-17 em Capanema e cinco afloramentos naturais na região litorânea (Figura 4.1 B). A determinação das fácies, associações de fácies e arquitetura estratigráfica dos depósitos carbonáticos foi realizada seguindo os modelos de Walker (1992), Read (1982) e Burchette & Wright (1992), e o termo fácies no mesmo sentido de "litofácies carbonática" de Kerans & Tinker (1997). Foram coletadas 69 amostras para análise petrográfica para identificação dos aspectos microscópicos, classificação das fácies carbonáticas e verificação das características diagenéticas. As lâminas delgadas foram mergulhadas em uma solução feita pelo combinado de Alizarina Vermelha S e ferrocianeto de potássio para tingimento e distinção entre calcita e dolomita no arcabouço mineralógico das rochas (Dickson, 1966). A classificação das fácies, e sua interpretação ambiental foram baseadas nos aspectos texturais, arcabouço, bioclastos, quantidade de grãos intra e extrabasinal, estruturas, bioturbação e hidrodinamismo (Dunham, 1962; Wilson, 1975; Tucker & Wright, 1990; Embry & Klovan, 1971; Tucker, 1992; Wright,

1992; Flügel, 2004). A quantificação dos constituintes foi feita a partir da contagem de 300 pontos por lâmina de cada microfácies encontrada (Galehouse, 1971).

A análise mineralógica por difração de Raios-X foi utilizada, nas mesmas amostras das análises petrográficas, para a identificação de fases minerais não distinguíveis ao microscópio óptico, e para a identificação de minerais chaves que pudessem fornecer implicações paleoambientais da sucessão estudada. As análises por difração de Raios-X (DRX) foi realizada a partir da técnica do método do Pó (rocha total). O equipamento utilizado foi um difratômetro PANalytical X'Pert Powder, com um tubo de raios-X cerâmico ($\text{CuK}\alpha_1 = 0.1540598 \text{ nm}$), filtro $\text{K}\beta$ de Ni, e um detector linear, sensível a posição (PSD) Pixel 1D, com 255 canais, do Laboratório da Caracterização Mineral da Universidade Federal do Pará (LCM - UFPA). A identificação das fases mineralógicas foi efetuada com o auxílio do software *High Score Plus*, versão 4.5, também da Panalytical, através da comparação dos resultados com as fichas do banco de dados PDF-2 (*Powder Diffraction File*) do *International Center on Diffraction Data* (ICDD). As análises quantitativas foram realizadas através do Método de Rietveld, disponível no *High Score Plus*. O procedimento para o refinamento seguiu a estratégia clássica de sequência de parâmetros, como as apresentadas em McCusker *et al.* (1999).

4.4 DESCRIÇÃO DAS FÁCIES E DO AMBIENTE DEPOSICIONAL

Foram avaliadas aproximadamente 60 m de rochas carbonáticas-silicilásticas da Formação Pirabas, distribuídos ao longo de oito perfis estratigráficos (Figura 4.3). A análise detalhada das características sedimentológicas, petrográficas e mineralógicas possibilitou a individualização de 17 fácies carbonáticas e siliciclásticas que compõem um sistema de plataforma carbonática rasa conectada ao mar, apresentadas nas tabelas 4.1 e 4.4. As porcentagens dos constituintes do arcabouço das fácies carbonáticas são apresentadas na tabela 4.2. A quantificação mineralógica dos ambientes da plataforma, estimado a partir da análise por difração de raios-X são apresentados na tabela 4.3.

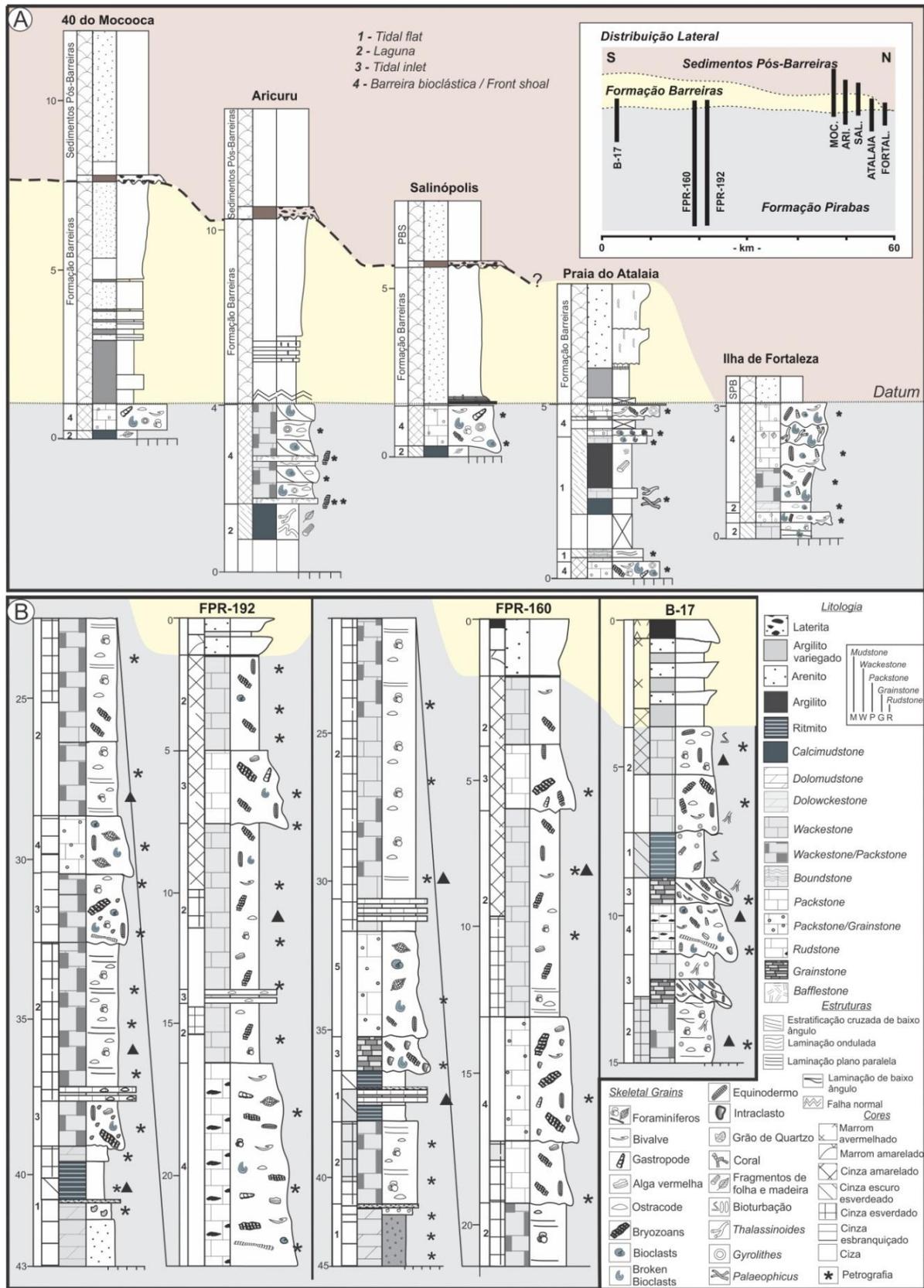


Figura 4.3: Perfis litoestratigráficos da Formação Pirabas. A) Seções de afloramentos na região costeira do nordeste do estado do Pará. B) Seções estratigráficas de furos de sondagens na região de Primavera e da mina B-17 região de Capanema, porção continental da Plataforma Bragantina. *Sedimento Pós-Barreiras = SPB.

Tabela 4.1: Fácies da plataforma interna da Formação Pirabas.

| Plataforma interna – Tidal flats e laguna | | | | | |
|--|-------|---|---|---|-----------------|
| Fácies | Sigla | Constituintes | Estruturas/ Arcabouço | Processo de formação | Sub-ambiente |
| Dolomudstone com terrígeno | Dmt | Grãos de quartzo, minerais opacos (óxidos-hidroxidos e pirita), bioclastos e intraclasto. Matriz: dolomita micro, pseudo e espática | Arcabouço maciço | Deposição por suspensão com fluxo de detritos em ambiente de baixa a moderada | Tidal flats |
| Dolomudstone peloidal | Dmp | Grãos de quartzo, minerais opacos (óxidos e pirita) e pelóides. Matriz: dolomita micrítica e pseudoespática | Arcabouço maciço | Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia | Tidal flats |
| Boundstone com laminação microbial | Blm | Grãos de quartzo, bioclastos, pelóides, minerais opacos (pirita). Matriz: calcita micrítica | Laminações irregulares | Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia, com influxo de terrígenos. | Tidal flats |
| Ritmito biotubado | Rtb | Lâminas de areia fina, lama carbonática, níveis de <i>coffee-grounds</i> (fragmentos de vegetais), bioclastos e traços fósseis de <i>Thalassinoides</i> e <i>Gyrolithes</i> . | Laminações plano-paralelas e onduladas | Deposição por processos de tração e suspensão em condições de baixa a alta energia sob influência de maré. | Tidal flats |
| Argilito maciço | Am | Troncos piritizados, fragmentos de folhas, e carapaças de fósseis retrabalhados piritizados | Arcabouço maciço | Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia em condições de baixa oxigenação | Tidal flats |
| Wackestone/packstone laminado com foraminífero | W/Pif | Grãos de quartzo, minerais opacos, bioclastos, pelóides. Matriz: calcita micrítica, pseudoespática. Laminas de calcita espática/pseudoespática. Localmente ocorrem cristais prismáticos de dolomita | Laminações plano-paralelas (alternância wackestone/packstone) | Deposição em ambiente de moderada a alta energia com ação de correntes de maré. | Laguna rasa |
| Calcimudstone bioturbado | Cmb | Grãos de quartzo, minerais opacos, pelóides, bioclastos, fragmentos de vegetais. Matriz: calcita micrítica e microespática | Arcabouço com mega traços fósseis (<i>Sinusikinus</i>) | Deposição a partir de suspensão em ambiente de baixa energia. | Laguna rasa |
| Dolowackestone com briozóário | DWb | Grãos de quartzo, bioclastos, intraclastos, e minerais opacos. Matriz: dolomita micro e pseudoespática. Localmente: calcita pseudoespática substituindo os bioclastos | Arcabouço maciço, bioclastos dispersos na matriz | Deposição por decantação em ambiente de baixa energia a moderada energia | Laguna profunda |
| Floatstone com briozóário | Fmb | Grãos de quartzo, bioclastos, pelóides, intraclastos. Matriz: calcita micrítica e microespática. Cimento: calcita pseudoespática e espática na forma de equigranular | Arcabouço maciço com bioclastos maiores que 2 mm. | Deposição por decantação em ambiente de baixa energia. | Laguna profunda |
| Wackestone maciço com equinodermo | Wmb | Grãos de quartzo, minerais opacos, bioclastos, pelóides. Matriz: calcita micrítica. Localmente: romboedros de dolomita | Arcabouço maciço | Deposição em ambiente de baixa à moderada energia, com influxo de bioclastos marinhos (equinodermos e foraminíferos). | Laguna profunda |

Os depósitos da Formação Pirabas constituem uma plataforma carbonática rasa, dividida em plataforma interna e interna/intermediária. A plataforma interna é caracterizada por depósitos de *tidal flats* e *laguna*. Enquanto que na transição da porção interna para intermediária da plataforma ocorrem depósitos de *tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*. Esses depósitos ocorrem geralmente interdigitados compondo ciclos de raseamento ascendente. A base da sucessão estudada sobrepõe rochas ígneas e metassedimentares do embasamento cristalino. O topo dos depósitos da Formação Pirabas apresenta uma relação de contato brusco e/ou gradacional com os arenitos da Formação Barreiras, e ambas as unidades são sobrepostas discordantemente pelos Sedimentos Pós-Barreiras (Figura 4.3).

4.4.1 Plataforma interna

Os depósitos de plataforma interna são mais espessos (10 a 15 metros) na porção centro e sudoeste da plataforma e se acunham para nordeste com camadas que não ultrapassam os 5 metros de espessura. As fácies de *laguna* são as mais expressivas nessa porção da plataforma, assim como as fácies de *tidal flats*, que se restringem a porção basal e ao topo da sucessão carbonática-siliciclástica. Em direção a nordeste os depósitos de *tidal inlets* e barreira bioclástica/*front shoal* se intercalam aos de *laguna* na transição para o *middle shelf* formando ciclos de raseamento ascendentes.

4.4.1.1 Tidal flats

As fácies de *tidal flats* são caracterizadas pelo predomínio de *mudstones* dolomíticos e ritmitos. Cinco fácies foram identificadas neste subambiente: *dolomudstone* com terrígeno, *dolomudstone* peloidal, *boundstone* com laminação microbial, ritmito bioturbado e argilito maciço (Tabela 4.1). As duas fácies de *dolomudstone* apresentam os mesmos constituintes, porém as proporções de grãos de quartzo e peloides são diferentes (Tabela 4.2). Os *dolomudstones* com terrígenos apresentam 22% de grãos de quartzo, enquanto que os *dolomudstones* peloidais contem 3% de grãos de quartzo e 25% de peloides (Tabela 4.2). Os *dolomudstones* são compostos basicamente de dolomita microcristalina, dolomita pseudoespática, peloides, grãos de quartzo, bioclastos e intraclastos. Os cristais de dolomita variam de 4 a 40 μm , a maioria com aspecto sujo (Figura 5.4 A), mostrando textura xenotópica a hipidiotópica. Em geral os grãos de quartzo são monocristalinos, variam de subangulosos a subarredondados, alguns com bordas corroídas, com tamanhos entre silte e areia muito fina. Grânulos de quartzo policristalino arredondados a subarredondados são observados nos *dolomudstones* com terrígenos (Figura 4.4 B). Em ambos *dolomudstones* os

peloides ocorrem de forma dispersa na matriz, com tamanho entre 10 e 30 μm (Figura 4.4 B). Os bioclastos são raros e representados por fragmentos de equinodermos, algas e foraminíferos planctônicos, além de alguns bioclastos indiferenciados devido à micritização. Os intraclastos são de *mudstone*, angulosos a subarredondados, com tamanhos que variam de areia média a muito grossa. Gispita e esmectita foram encontradas em torno de 1.2% e 20%, respectivamente, nas fácies de *tidal flats* a partir da análise de DRX (Tabela 3). Em geral a porosidade nessas microfácies fica entre 3 e 8%, sendo os poros principalmente secundários do tipo *vug*, em fratura e móldicos, com raros poros intercristais (Tabela 2).

A fácies *boundstone* com laminações microbiais ocorre apenas na porção superior da sucessão estudada, compondo uma camada de cor cinza escuro de 30 cm de espessura. As laminações são caracterizadas pela alternância de lâminas com esteiras algálicas e lâminas com abundantes grãos terrígenos (Figura 4.4 C). As laminações algálicas são irregulares e lisas compostas de matriz micrítica, algas verdes e vermelhas, pelóides, além de alguns foraminíferos planctônicos. As laminações com terrígenos são compostas por grãos de quartzo, além de fragmentos de bivalves, briozoários e gastrópodes.

As camadas de ritmito bioturbado intercalam-se, de forma frequente, aos *dolomudstones*, e apresentam espessuras que variam entre 80 cm a 1 m e coloração cinza escuro esverdeado. A alternância rítmica é caracterizada pela intercalação entre espessas lâminas silto-argilosas-carbonáticas com acamamento linsen e wavy (Figura 4.4 D). Traços fósseis de *Thalassinoides* e *Palaeophycus* ocorrem geralmente no topo das camadas de ritmito, como escavações perpendiculares às laminações (Figura 4,4 D). Níveis com abundantes fragmentos vegetais compõem lentes de *coffee-grounds* dentro das camadas de ritmitos (Figura 4.4 E). A camada de argilito maciço de coloração verde escura, contendo abundantes troncos (Figura 4.4 F) e fragmentos de folhas piritizados em posição horizontal, ocorre na porção superior da sucessão estudada. Análises de DRX dos argilitos mostram a presença de esmectita, pirita e quartzo.

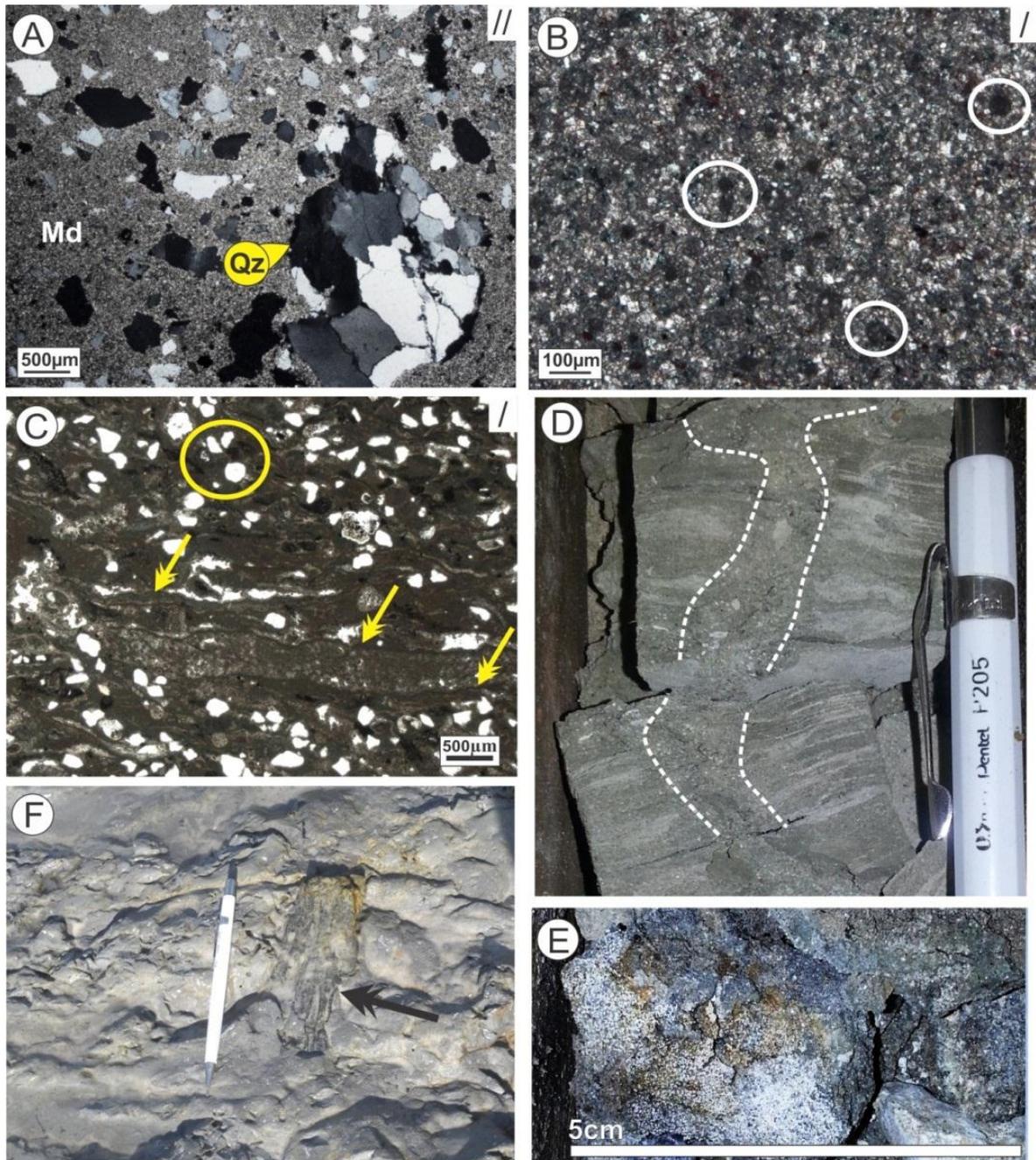


Figura 4.4: Fácies do tidal flat: A) *dolomudstone* com terrígenos exibindo matriz dolomítica (Md) e abundantes grãos de quartzo monocristalino e policristalino (Qz); B) *dolomudstone* peloidal com peloides (círculos) e de dolomita (Dl); C) *boundstone* com laminações microbiais (setas) e grãos de quartzo (círculo); D) ritmito com traço fóssil perpendicular as laminações; E) lentes de *coffee-grounds* com fragmentos de madeira cinza e amarronzados; F) Argilito maciço com fragmento de madeira piritizada; *Nicóis paralelos (/); Nicóis cruzados (//).

Interpretação

A predominância de fácies com abundante lama carbonática e siliciclástica sugere um ambiente de baixa energia (Hardie & Shinn, 1986). Porém, a presença de grãos de quartzo, intraclastos e fragmentos vegetais (*coffee-grounds*) indicam que influxos de sedimentos detríticos eram comuns dentro da *tidal flats*. *Tidal flats* carbonáticos são

caracterizados por abundante produção de lama carbonática e pouco transporte de sedimentos detríticos (Hardie & Shinn, 1986). A presença de material detrítico em *tidal flats* pode estar associada a canais de maré ou tempestades, pois *tidal flats* carbonáticos ocorrem geralmente em ambientes protegidos da ação de ondas e com conexão restrita com o mar aberto (Hardie & Shinn, 1986; Flügel, 2004). Estruturas como acamamentos *wavy* e *linsen* em ritmitos refletem constantes flutuações de energia na planície de intermaré ocasionadas pela alternância de correntes de maré ou onda seguidos de deposição por suspensão (Reineck & Wunderlich, 1968; Shinn, 1983; Pratt et al., 1992). Nesse ambiente as condições de energia são relativamente baixa, com breves períodos de maior energia possibilitam a deposição de material mais grosso, geralmente areias e silte grosso (Reineck 1967, Reineck & Wunderlich, 1968). A presença de traços fósseis pouco diversificados somente em no topo das camadas de ritmito sugere condições de estresse ambiental (Pemberton et al., 1992). A presença de *Thalassinoides*, que são estruturas de habitação produzidas por crustáceos decápodes, e *Palaeophycus* sugere condições de águas salobras (*brackish water*) e exploração do substrato lamoso por organismos oportunistas (Howard & Frey, 1973; Pemberton et al., 1992).

A baixa diversidade biológica indica deposição em ambiente protegido/restrito de baixa energia, favorável a proliferação de cianobactérias que induziram a precipitação do carbonato de cálcio na forma de lama carbonática (Hardie & Shinn, 1986; Hoehler et al., 2001). As laminações microbiais irregulares e lisas, encontradas na fácies *boundstone*, indicam um ambiente deposicional com alta taxa de sedimentação e raramente exposta dentro da zona de intermaré (Hoffman, 1976; Jahnert & Collins, 2013). As zonas de intermaré são geralmente caracterizadas por uma assembleia faunística muito pobre (Reading, 1986; Pratt et al., 1992), semelhante à encontrada nos depósitos estudados. A presença de gipsita e esmectita nessas microfácies apontam para condições semiáridas durante a deposição, porém, não são observadas feições de ressecamento ou marcas de raízes que indiquem exposição subaérea. A dolomitização pode ter ocorrido durante a eodiagênese, controlada por variações no nível da maré (Shinn, 1969) ou pela ação microbiana (Hips et al., 2015). A presença de gipsita pode ter também favorecido o processo de dolomitização nos depósitos de *tidal flats* (Tucker, 1992).

4.4.1.2 Laguna

As fácies de laguna são caracterizadas pela predominância de *wackestones* geralmente maciços e, localmente, apresentando laminação ondulada e plana paralela. Quatro fácies foram identificadas neste subambiente: *dolowackestone* maciço, *floatstone* maciço com briozoário, *wackestone* maciço com equinodermos, *wackestone/packstone* laminado com

foraminífero e *calcimudstone* bioturbado (Tabela 4.1). Conforme as características das fácies e mineralogia, os depósitos de *laguna* foram individualizados em *laguna rasa* e *laguna profunda*. Os depósitos de *laguna rasa* são caracterizados por *wackestone/packstone* laminado e *calcimudstone* bioturbado (Figura 4.5 A e B), que ocorrem na base e no topo da sucessão. As camadas são geralmente tabulares, com espessura entre 1 m e 7 m e cor cinza esverdeado. As fácies são compostas basicamente por matriz de calcita micrítica, bioclastos, peloides, grãos de quartzo, pirita e minerais opacos (Tabela 4.2). A matriz é de calcita microcristalina e localmente apresenta recristalização para calcita pseudoespática. Raros romboedros de dolomita são observados disseminados na matriz.

A assembleia fóssil consiste de foraminíferos planctônicos, ostracodes, equinodermos, bivalves, briozoários, que ocorrem frequentemente fragmentados. Os foraminíferos são do tipo globigerinóides e apresentam testas constituídas por calcita fibrosa/granular e câmaras parcialmente preenchidas por calcita micrítica (Figura 4.5 C). Os ostracodes ocorrem articulados e desarticulados, geralmente micritizados (Figura 4.5 C). As conchas de bivalves estão desarticuladas e fragmentadas, substituídas por calcita espática ou dissolvidas formando porosidade móldica. Os briozoários ocorrem de forma esporádica, fragmentados e micritizados. Cimento sintaxial de calcita ocorre em alguns fragmentos de equinodermos (Figura 4.5 C). Alguns fragmentos esqueléticos totalmente micritizados são observados na fácies (Figura 4.5 C). Os grãos de quartzo e de minerais opacos são bem selecionados, subangulosos a subarredondados e variam de silte a areia muito fina. Cristais de pirita ocorrem dispersos, preferencialmente nas lâminas de calcita pseudoespática e espática (Figura 4.5 C). A presença de gipsita foi detectada durante a análise de DRX (Tabela 4.3), porém não foram observados cristais desse mineral durante análise microscópica. A porosidade nesses depósitos varia entre 2 e 12% (Tabela 4.2) e composta por poros intrapartícula, interpartícula, vug, móldico e em fratura.

Essa porção da laguna apresenta laminações onduladas e planas paralelas, caracterizadas pela intercalação entre lâminas de *wackestone* e *packstone*. As laminações de *wackestone* variam de 1 a 0,8 mm de espessura e as laminações de *packstone* entre 0,4 e 0,5 mm (Figura 4.5 D). Tanto *wackestone* como *packstone* apresentam a mesma composição de grãos aloquímicos, e se diferenciam no arranjo do arcabouço. As lâminas *wackestone* apresentam um arcabouço mais aberto sustentado pela matriz micrítica e com poucos grãos em contato, enquanto que no *packstone* o arcabouço é fechado e os grãos constantemente se tocam. Traços fósseis de *Thalassinoides*, *Gyrolithes* e *Palaeophycus* ocorrem nestas fácies. As camadas de *calcimudstone* bioturbado tem aspecto maciço, cor verde escuro e espessuras

que variam de 30 cm a 1m. A fácies é constituída por calcita microcristalina, calcita pseudoespática, formando frentes de neomorfismo (Figura 4.5 D), além de grãos de quartzo e pirita. As bioturbações são caracterizadas por sistemas de tubos horizontais largos e sinuosos (Figura 4.5 A), interpretadas como *Sinusichnus* (Soares *et al.* no prelo) e tubos horizontais retilíneos que apresentam preenchimento semelhante ao do *mudstone*, interpretado como traços de *Palaeophycus*. Estas bioturbações ocorrem no topo das camadas de *calcimudstone*, compondo um *hardground* próximo ao contato com os *bafflestones* da barreira bioclastica ricos em briozoários.

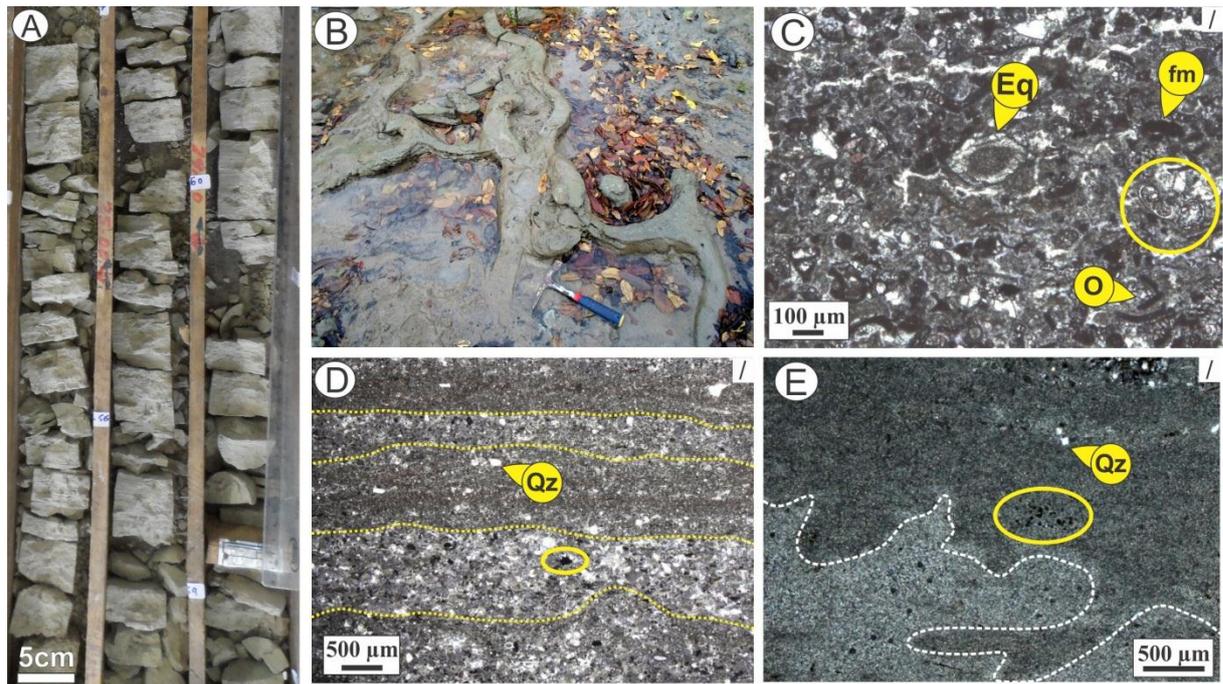


Figura 4.5: Fácies da laguna rasa: A) *wackestone/packstone* laminado com foraminíferos; B) *calcimudstone* bioturbado com tubos horizontais de *Sinusichnus*; C) *wackestone/packstone* laminado com foraminíferos globigerinóides (círculo), ostracodes desarticulados (O), equinodermos (Eq) com cimento sintaxial de calcita, fragmentos esqueletais micritizados (fm); D) *wackestone/packstone* laminado com foraminíferos exibindo alternância de lâminas micríticas e grão de quartzo (Qz) e lâminas de calcita pseudoespática e espática (linhas), com cristais de pirita (círculo) nos horizontes espáticos; E) *calcimudstone* bioturbado com matriz microcristalina e pseudo espática formando frentes de neomorfismo (linhas), grãos de quartzo (Qz) e pirita (círculo); *Nicóis paralelos (/).

Os depósitos de *laguna profunda* são caracterizados por *dolowackestone*, *floatstone* maciço com briozário e *wackestone* maciço com equinodermos, que ocorrem nas porções intermediárias e no topo da sucessão. As camadas são tabulares, lateralmente contínuas, por algumas dezenas de metros (Figura 4.6 A). A espessura dos depósitos varia de 80 cm a 8 metros, apresentam cor cinza escuro (Figura 4.6 A). A fácies *dolowackestones* é composta por matriz dolomítica, bioclastos, peloides, intraclastos e grãos de quartzo (Tabela 4.2). A matriz é composta de dolomita microcristalina, que localmente apresenta recristalização para cristais subedrais de dolomita pseudoespática (Figura 4.6 B). A assembleia fossilífera consiste de

briozoários, equinodermos, foraminíferos planctônicos e bentônicos, algas vermelhas, bivalves, gastrópodes e ostracodes. Estes grãos esqueléticos apresentam-se pouco fragmentados. Os briozoários estão fragmentados e apresentam zoécios preenchidos por micrito (Figura 4.6 B). Os bivalves estão desarticulados e os gastrópodes poucos fragmentados (Figura 4.6 B). Micritização parcial é observada em equinodermos, conchas de bivalves e briozoários ((Figura 4.6 B). Os foraminíferos planctônicos são globigerinóides, enquanto que os foraminíferos bentônicos são do tipo miliolídeos, além da espécie *Marginopora sp.* Os grãos de quartzo são subarredondados a subangulosos e variam de silte a areia muito fina (Figura 4.6 B). Intraclastos de *dolomudstone* de até 1 mm ocorrem dispersos na matriz (Figura 4.6 B), assim como os peloides. A porosidade média é de até 8% (Tabela 4.2) e os principais poros são do tipo *vug* e móldico, com raros poros intrapartícula, interpartícula e intercrystalinos.

As fácies *wackestone* e *floatstone* são compostas por matriz de calcita micrítica, bioclastos esporádicos > 2mm (Figura 4.6 C), cristais de dolomita microespática, intraclastos, peloides e grãos de quartzo (Tabela 4.2). Traços fósseis de *Gyrolithes* são comuns nesta fácies. A matriz é de calcita microcristalina (Figura 4.6 D) e localmente apresentam recristalização para calcita pseudoespática. A calcita espática na forma de cimento equigranular ocorre preenchendo os zoécios dos briozoários. Cimento de calcita em franja e sintaxial ocorrem localmente em fragmentos de bioclastos. A assembleia fóssil é da fácies *floatstone* é similar ao da fácies *dolowackestone*, porém os bioclastos apresentam variação nas dimensões, e os mais abundantes, briozoários e bivalves, ocorrem com tamanho entre 100 µm e 2 mm (Figura 4.6 D). A assembleia fóssil do *wackestone* maciço com equinodermos é similar ao *floatstone*, porém com maior proporção de equinodermos, ostracodes, foraminíferos planctônicos e bivalves, com dimensões inferiores a 100 µm (Figura 4.6 E). A porosidade média é de 5,5% (Tabela 4.2), sendo predominantemente do tipo intrapartícula, *vug* e em fratura (Figura 4.6 D), e mais raramente de poros móldicos, interpartículas e em canal. Apesar da presença de dolomitização nos depósitos de *laguna profunda*, as análises de DRX mostram um aumento de mais de 10% no conteúdo de calcita em relação à *laguna rasa* (Tabela 4.3).

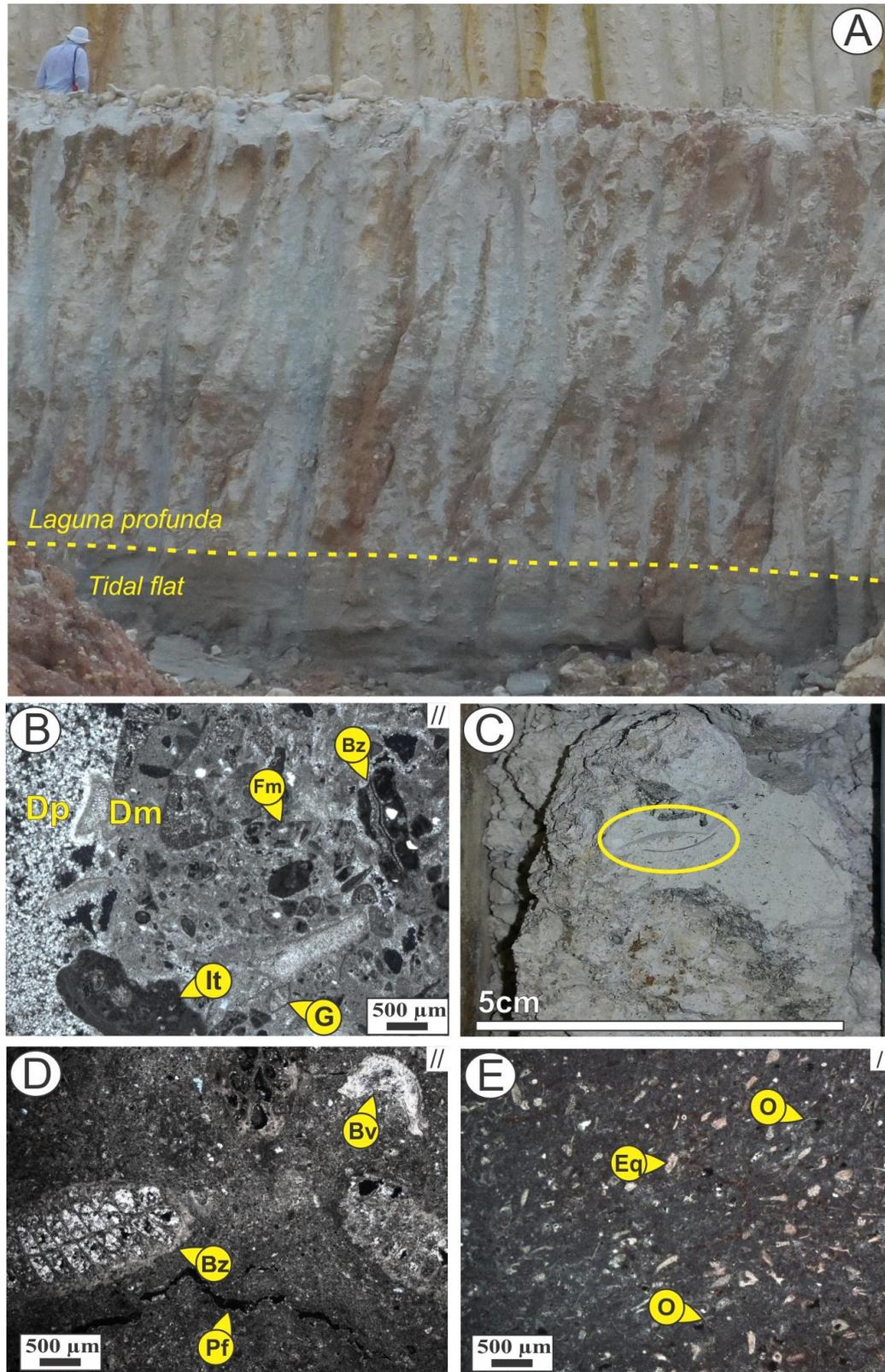


Figura 4.6: Fácies da laguna profunda: A) camadas de *wackestones* tabulares e contínuas; B) *dolowackestone* com matriz de dolomita micrítica (Dm), dolomita pseudoespática (Dp), briozoários com zoécios preenchidos por micrito (Bz), foraminífero miliolídeo (Fm), gatropodes (G) e intraclastos de micrito e bioclastos fragmentados (It); C) *floatstone* maciço com fósseis dispersos (círculo); D) *floatstone* com destaque para predomínio de calcita micrítica (Cm), briozoários milimétricos (Bz), bivalves (Bv) e poros em fratura (Pf); E) *wackestone* com destaque para equinoidermas (Eq), ostracodes (O) e abundância de matriz de calcita micrítica (Cm). *Nicóis paralelos (/), nicóis cruzados (//).

Interpretação

A abundância de calcita microcristalina e a presença de fósseis bem preservados e pouco fragmentados indicam um ambiente de baixa energia com circulação restringida pela barreira bioclástica (Wilson, 1975; Flügel, 2004; Amirshahkarami & Karavan, 2015). A ocorrência de bioclastos típicos de condições marinhas normais (briozoários, foraminíferos planctônicos) e de condições mais restritas (foraminíferos imperfurados como os miliolídeos) sugerem uma laguna semi-restrita (Vaziri-Moghaddam *et al.*, 2010; Amirshahkarami & Karavan, 2015). A presença de dolomita microcristalina e gipsita nesses depósitos também sugerem condições de circulação restrita de água marinha e variações na profundidade da laguna. Dolomita microcristalina na *laguna profunda* pode estar associada à ação microbial ou a dolomitização de lama carbonática detrítica (Hips *et al.*, 2015). A presença de grãos de quartzo detrítico e intraclastos de *dolomudstone* junto com bioturbações sugere que micrito detrítico estava presente como componente sedimentar. Bioclastos totalmente ou parcialmente micritizados são pouco comuns, mas podem indicar a presença algas endolíticas (Bathurst, 1966; Kobluk & Risk, 1977) ou cianobactérias cocóides (Reid & MacIntyre, 2000) que induziria a dolomitização sinsedimentar (Hips *et al.*, 2015).

A ocorrência de gipsita nos depósitos de *laguna rasa* sugerem condições de aridez, porém sem exposição subaérea. A presença de lagunas mais rasas, sujeitas a períodos de rápida diminuição da lamina d'água e a uma maior evaporação, tornando-as saturadas em Mg e em sais, pode ter contribuído para o processo de dolomitização e a precipitação de gipsita (Kendall & Harwood, 1989, Tucker & Wright, 1990, Tucker 1992). A ocorrência de traços fósseis de *Thalassinoides* e *Gyrolithes* sugerem flutuações de salinidade no ambiente deposicional (Ranger & Pemberton, 1992; Netto & Rossetti, 2003, Netto *et al.*, 2007). *Sinusichnus* são produzidos por organismos detritívoros que habitavam substratos ricos em matéria orgânica em ambientes de baixa energia e abundante acúmulo de lama carbonática (Gibert *et al.* 1999, Soares *et al.* no prelo). A presença de laminações ondulada e plana paralelas indica a ação de correntes e ondas nas porções mais rasas da laguna.

Tabela 4.2: Porcentagem média dos constituintes da fácies da Formação Pirabas a partir da análise microscópica.

| Associação de Fácies | | Grãos constituintes | | | | | | | | | Porosidade | | | |
|----------------------|---------|---------------------|-----|-----|----------|-----|-----|------|------|------|------------|------|------|-----|
| | | Calcita | | | Dolomita | | | *Bio | *Pel | *Int | | *Qtz | *o/h | |
| | | *M | *P | *E | *M | *P | *E | | | | | | | |
| 1 | *T.F | Dmt | <1% | | | 15% | 47% | 3% | 2% | 5% | 2% | 22% | | 8% |
| | | Dmp | 5% | | | 57% | 5% | | 3% | 25% | | 3% | 2% | 3% |
| | | Bem | 66% | | | <1% | | | 23% | 8% | | 2% | | 4% |
| | *LR | W/Plf | 50% | 10% | 7% | 4% | | | 20% | 3% | | 5% | 1% | 12% |
| | | Cmb | 70% | 16% | | 2% | | | 1% | 3% | | 5% | 3% | 2% |
| | *LP | DWb | | 2% | | 44% | 8% | 5% | 30% | 2% | 3% | 5% | 1% | 8% |
| | | Fb | 60% | 5% | 2% | 2% | | | 23% | 2% | <1% | 5% | | 8% |
| | | Wmb | 65% | | | 1% | | | 25% | 5% | | 3% | 1% | 2% |
| | | W/Pb | 36% | 11% | | 5% | | | 21% | 5% | 2% | 20% | | 10% |
| | *T.I | Pb | 30% | 15% | 8% | | | | 35% | 2% | 2% | 7% | 1% | 8% |
| 2 | | Gfa | | 2% | 35% | | | 46% | 2% | 10% | 3% | 2% | 3% | |
| | | W/Pmt | 25% | 10% | 5% | | | 28% | 1% | 2% | 26% | 3% | 4% | |
| | *B.b/F. | Bb | 35% | | | | | 40% | 1% | 1% | 21% | 2% | 2% | |
| | | P/Gf | 27% | 3% | 18% | 1% | | | 39% | 3% | 5% | 4% | | 5% |
| | | Rb | 34% | 5% | 7% | <1% | | | 50% | 1% | 1% | 1% | | 14% |

1: Plataforma interna; 2: Plataforma interna/intermediária; *M: micrito; P: pseudospática; E: espática; Biocl: Bioclasto; Pel: pelóides; Int: intraclasto; Qtz: quartzo; o/h: óxido/hidróxido de ferro; T.f: tidal flat; LR: laguna rasa; LP: laguna profunda; T.I: tidal inlet; B.b/F.S: Barreira bioclástica/front shoal.

Tabela 4.3: Porcentagem média dos minerais em cada subambiente da Formação Pirabas a partir da análise por difração de raios-x.

| Mineralogy/ Environments | *C | *D | *Q | *S | *G | *P | *H | *An | *Ms | *K | *Ab | *Mc | *At |
|-----------------------------|-----|-----|------|------|------|-------|------|------|------|----|------|------|------|
| Tidal flat | 25% | 14% | 36% | 20% | 1,2% | 0,53% | 0,3% | 0,5% | 0,4% | 1% | 0,8% | | |
| Laguna rasa | 67% | 17% | 6% | 7% | 0,7% | 2% | 0,1% | | | | | 0,1% | 0,1% |
| Laguna profunda | 78% | 6% | 2% | 14% | | | | | | | | | |
| Tidal inlet | 94% | 2% | 1,4% | 1,6% | 1% | | | | | | | | |
| Barreira b/f.shoal | 90% | 5% | 3% | 1,6% | 0,4% | | 0,1% | | | | | | |

*C: calcita; D: dolomita; Q: quartzo; S: esmectite; G: gipsita; P: pirita; H: hematita; An: anortita; Ms: muscovita; K:caulinita; Ab: albita; Mc: microclina; At: anatásio.

4.4.2 Plataforma interna/intermediária

Fácies caracterizadas por pouca matriz e predomínio de bioclastos grossos e fragmentados marcam a passagem entre a plataforma interna e intermediária. Esta porção da plataforma é composta por fácies tipo *wackestone*, *packstone*, *grainstone*, *bafflestone* e *rudstone fossilíferos* (Tabelas 4.2 e 4.4). Duas associações de fácies foram definidas: *tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*. Essas associações se intercalam com as fácies da *plataforma interna* compondo ciclos de reseamento ascendentes.

4.4.2.1 Tidal inlets

Esta associação é composta por camadas lateralmente descontínuas de geometria côncavo-planar e base erosiva que variam de 0.8 a 2 metros de espessura. Normalmente encontram-se intercalados aos depósitos de laguna e barreiras bioclásticas/*front shoal*. Três fácies foram identificadas neste subambiente: *wackestone/packstone* com briozoário, *packstone* com briozoário e *grainstone* com foraminíferos e algas vermelhas (Tabela 4.4). *Wackestone* e *packstone* (Figura 4.7 A e B) são compostos por matriz de calcita microcristalina, dolomita pseudoespática dispersa na matriz, bioclastos, intraclastos, peloides e grãos de quartzo (Tabela 4.2). Localmente ocorrem zonas de calcita pseudoespática na matriz micrítica (tabela 4.2). Os grãos esqueletais são principalmente fragmentos de briozoários, equinodermos, bivalves e algas vermelhas com raros gastrópodes, foraminíferos planctônicos e ostracodes. Os briozoários são os mais abundantes, com fragmentos que variam de 250 e 800 µm de tamanho, alguns maiores que 2 mm, e zoécios geralmente preenchidos por micrito ou calcita espática (Figura 4.7 C e D). Equinodermos e algas vermelhas ocorrem fragmentados com partículas que variam de 250 µm a 500 e parcialmente micritizados, ocorrem também espinhos de equinodermos (Figura 4.7 D). As conchas de bivalves estão desarticuladas e fragmentos de diversos tamanhos são comuns, alguns desses bioclastos ainda apresentam estrutura interna fibrosa bem preservada (Figura 4.7 D). Os foraminíferos são do tipo *globigerinóides* (Figura 4.7 C), com tamanho em torno de 50 µm, podendo ocorrer ainda formas unisseriais. Apenas um exemplar de foraminíferos bentônico foi descrito e pertence à família *Soritidae*, com tamanho 2 mm. A intensa micritização impossibilitou a identificação de alguns bioclastos (Figura 4.7 C e D). Os grãos de quartzo são subangulosos a subarredondados, mal selecionados, com granulometria entre silte e granulo (Figura 4.7 C e D), compondo cerca de 7 e 20% dos constituintes deposicionais; grãos fraturados ou com bordas corroídas são comuns. A porosidade varia entre 8% e 10% (Tabela 4.2), sendo caracterizada por poros vug (Figura 4.7 B), interpartícula (Figura 4.7 D),

intrapartícula, móldico e mais raramente em canal. Calcita espática atua como cimento preenchendo na maioria das vezes poros intrapartícula ou parcialmente poros vugs e móldicos. Traços fósseis em forma de tubos em espiral, semelhantes à *Gyrolithes* (Figura 4.7 A), ocorrem de forma esporádica nessas microfácies.

O *grainstone* com foraminíferos e algas vermelhas é caracterizado por abundantes bioclastos que variam de grãos grossos a muito grossos, geralmente de aspecto maciço e localmente exibindo estratificação cruzada de baixo ângulo (Figura 4.7 E). Traços fósseis de *Thalassinoides* são comumente encontrados nessa fácies (Figura 4.7 F), localmente ocorrem *Gyrolithes*. Os *grainstones* são constituídos de bioclastos, calcita espática, calcita pseudoespática, intraclastos de *mudstone*, grãos de quartzo e peloides. (Figura 4.7 G) (Tabela 4.2).

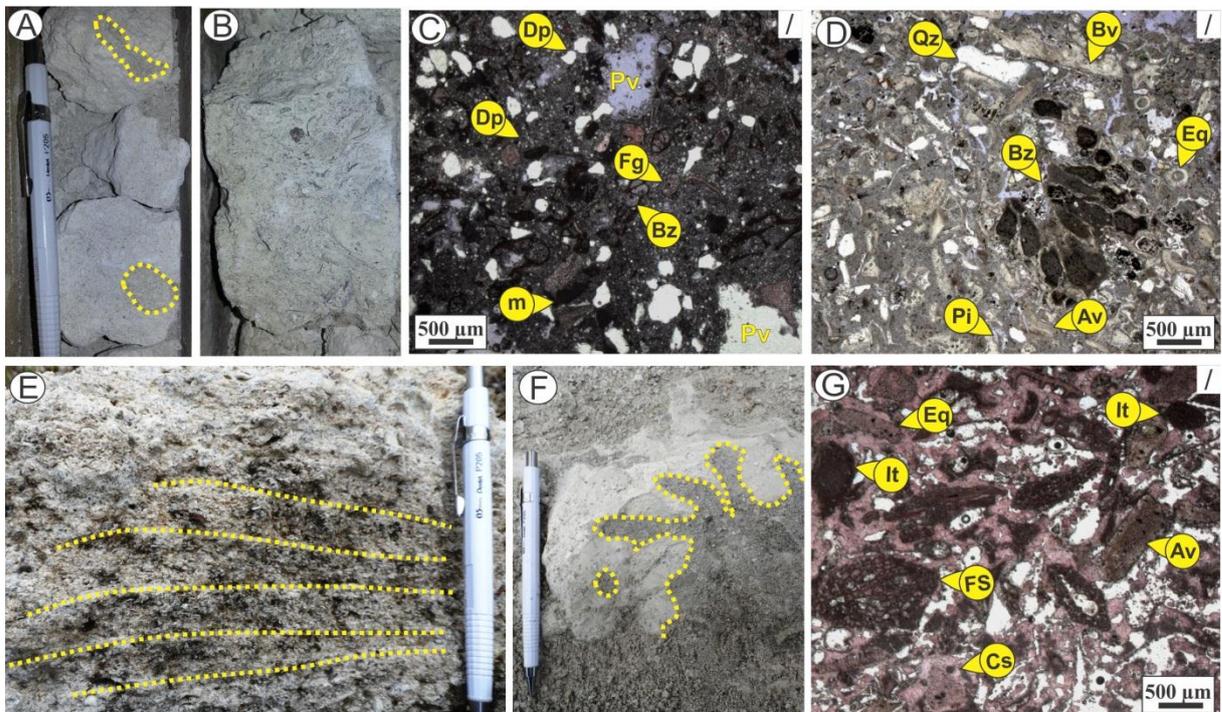


Figura 4.7: Fácies de *tidal inlet*: A) aspecto geral do *wackestone/packstone* com briozóário com traços fósseis de *Gyrolithes* (*Cisculos*); B) *packstone* com briozóário mostrando arcabouço maciço; C) grãos sustentados por matriz de calcita micrítica, cristais dispersos de dolomita pseudoespática (Dp), briozóários com zoécios micritizados e preenchidos por micrito (Bz), foraminíferos globigerinóide (Fg), grãos subarredondados de quartzo (Qz) e poros *vug* (Pv), bioclasto micritizado (m); D) *packstone* com destaque para os briozóários micritizados e zoécios preenchidos por micrito (Bz), espinho de equinodermos (Eq), fragmento de bivalve (Bv), fragmento de alga vermelha (Av), grãos de quartzo (Qz) e poros interpartícula (Pi); E) estratificação cruzada de baixo ângulo no *grainstone*; F) traço fóssil de *Thalassinoides*; G) *grainstone* com destaque para foraminíferos bentônicos do gênero *Spiroclypeus?* (FS) com multicâmaras preenchidas por micrito, algas vermelhas com envelope micrítico (Av), fragmento de equinodermos (Eq) com cimento sintaxial (Cs) e intraclastos (círculos). *Nicóis paralelos (/).

Tabela 4.4: Fácies de plataforma interna/intermediária da Formação Pirabas

| Plataforma interna/intermediária – tidal inlets e barreiras bioclasticas /front shoal | | | | | |
|---|-------|--|--|--|-------------------------------|
| Fácies | Sigla | Constituintes | Estruturas/ Arcabouço | Processo de formação | Subambiente |
| Wackestone/packstone com briozoário | W/Pb | Grãos de quartzo, minerais opacos/óxidos de ferro, pelóides, intraclastos, bioclastos. Matriz: calcita micritica e microespática, além de dolomita prismática | Arcabouço maciço | Deposição em ambiente de moderada a baixa energia. Porém, a quantidade de bioclastos fragmentados indica associação com ambiente de alta energia | Tidal inlet |
| Packstone com briozoário | Pb | Grãos de quartzo, minerais opacos, bioclastos, pelóides e intraclastos. Matriz: calcita micritica, pseudoespática Cimento de calcita espática granular e sintaxial | Arcabouço maciço | Retrabalhamento do substrato não consolidado por canalizações, em condições de moderada a alta energia. | Tidal inlet |
| Grainstone com foraminífero e algas vermelhas | Gfa | Grãos de quartzo, minerais opacos, bioclastos, intraclastos e pelóides. Matriz: calcita micritica Cimento: calcita espática, pseudoespática granular, em franja, bladed e sintaxial. | Estratificações cruzadas de baixo ângulo. Arcabouço sustentado por calcita espática | Deposição em condições de alta energia, influenciada por fluxos oscilatórios | Tidal inlet |
| Wackestone/Packstone com <i>Marginopora</i> e terrígenos | W/Pmt | Grãos de quartzo e minerais opacos/óxido hidróxido de ferro, bioclastos, pelóides e intraclasto. Matriz: calcita micritica, pseudoespática Cimento: calcita pseudoespática e espática granular | Estratificação cruzada de baixo ângulo e laminações onduladas incipientes | Deposição em ambiente marinho raso de alta energia, sujeito a ação de ondas. | Bioclast bars/ front shoal |
| Bafflestone com briozoário e terrígenos | Bbt | Grãos de quartzo, óxidos de ferro e bioclastos. A Matriz: calcita micritica | Arcabouço maciço Bioconstruções de briozoários | Bioconstrução em ambiente de alta energia | Bioclast bars/ front shoal |
| Packstone/Grainstone com foraminífero | P/Gf | Grãos de quartzo, minerais opacos, intraclastos, pelóides e bioclastos. Matriz: calcita micritica, microespática Cimento: calcita espática em mosaico, granular e em franja | Arcabouço maciço com porções packstone e grainstone | Deposição em ambiente de moderada à alta energia | Bioclast bars/ front shoal |
| Rudstone com bivalve | Rb | Grãos de quartzo, óxidos de ferro, bioclastos, pelóides e intraclastos. Matriz: calcita micritica e microespática. Cimento: calcita pseudoespática e espática granular | Arcabouço sustentado com bioclastos orientados | Deposição ambiente de moderada à alta energia com retrabalhamento do substrato por ação de ondas | Bioclast bars/ front shoal |

Os bioclastos são principalmente de foraminíferos bentônicos e algas vermelhas, com raros equinodermos, briozoários, bivalves e gastrópodes. Os foraminíferos bentônicos, com tamanho entre 100 e 800 μm , são do tipo *Nummulitidiformes* (*Spiroclypeus?*), caracterizados por forma elipsoidal com estrutura interna composta por multicâmaras (Figura

4.7 G), e foraminíferos da família *Soritidae*, espécie *Marginopora sp.*, com câmaras parcialmente preenchidas por micrito e/ou por calcita espática. Localmente são observados alguns foraminíferos planctônicos globigeniróides. As algas vermelhas estão fragmentadas e parcialmente micritizadas formando envelopes micríticos (Figura 4.7 G). Outros bioclastos como briozoários, bivalves e equinodermos também ocorrem fragmentados e micritizados. Os grãos de quartzo são esporádicos (Figura 4.7 G), com tamanho que varia entre areia muito fina e grossa, geralmente subangulosos, fraturados e com bordas corroídas. Calcita espática ocorre geralmente como cimento *pore filling* composto de cristais subedrais grossos inequidimensionais, como cimento sintaxial em equinodermos (Figura 4.7 G) ou preenchendo zoécios de briozoários. Franjas de calcita do tipo lamelar (*bladed*) são raras. Os *grainstones* apresentam uma porosidade muito baixa que não ultrapassa os 3%, com os principais poros sendo os do tipo intrapartícula, intercrystal e móldicos, raramente ocorrem poros tipo *vug*. Os dados de DRX mostram um predomínio de calcita, e permitiu a identificação de traços de gipsita (Tabela 4.3).

Interpretação

Camadas lenticulares delgadas com base escavada, compostas por calcários grossos fossilíferos ricos em cimento e com pouca matriz micrítica sugerem a ocorrência de *tidal inlets* na barreira bioclástica (Kumar & Sanders, 1974; Reading, 1978). Intraclastos de *mudstone* e os diversificados fragmentos de bioclastos indicam que as correntes de *tidal inlets* erodiram parte dos depósitos de *tidal flat* e da barreira bioclástica. A distribuição restrita desses depósitos pode estar associada a uma baixa taxa de migração lateral dos canais (*inlets*) ou a canais muito rasos. *Tidal inlets* rasos tendem a gerar estratificações cruzadas de baixo ângulo, laminações plano-paralelas e marcas onduladas (Kumar & Sanders, 1974). Estas características também refletem deposição por fluxos confinados em condições de alta energia, confirmadas pela presença de intraclastos e estratificações cruzadas de baixo ângulo (Walker, 1992; Fluguel, 2004). A presença de *grainstones* com estratificação cruzada de baixo ângulo é condizente com a atuação de fluxos mais energéticos, porém a presença de *wackestone* e *packstone* com matriz micrítica indica períodos de diminuição de energia, provavelmente, devido à interação de correntes de maré. Neste caso, a tração age durante a corrente dominante (*flood tide*), gerando os *grainstones* com estratificação cruzada, enquanto que na maré estofa (*slack water*) é depositada a lama carbonática (Visser, 1980).

4.4.2.2 Barreira bioclástica/*front shoal*

Os depósitos de barreira bioclástica ocorrem intercalados aos de tidal inlet e laguna, compondo estratos com 2 a 7 m de espessura. As fácies são caracterizadas pela predominância de grãos aloquímicos grossos, com pouca matriz e construções orgânicas. Quatro fácies foram identificadas neste subambiente: *bafflestone* com briozoário, *wackestone/packstone* com *Marginopora* e terrígenos, *packstone/grainstone* com foraminíferos e *rudstone* com bivalve (Table 4.4).

A fácies *bafflestone* com briozoário representa um *hardground* disposto em duas camadas de aproximadamente 30 cm de espessura que ocorrem intercalados com *wackestones/packstones*. Os *bafflestone* são caracterizados por bioconstruções produzidas por briozoários que apresentam estrutura ramificada com fragmentos de bioclastos (Figura 4.8 A), matriz micrítica, intraclastos, peloides e grãos de quartzo preenchendo os espaços entre as ramificações (Figura 4.8 B). Os bioclastos são representados por fragmentos de equinodermos e bivalves, além de foraminíferos bentônicos *Marginopora sp.* Os grãos de quartzo são subangulosos e subarredondados, com tamanho de areia muito fina, que ocorrem tanto entre as ramificações como dentro dos briozoários (Figura 4.8 B).

A fácies *wackestone/packstone* com *Marginopora* e grãos terrígenos ocorre intercalada aos dois *hardgrounds* de *bafflestone* e apresenta estratificação cruzada de baixo ângulo e laminações onduladas (Figura 4.8 C). A matriz é composta de calcita microcristalina (Figura 4.8 D). Os bioclastos são principalmente de foraminíferos, equinodermos, algas vermelhas, briozoários, bivalves e gastrópodes, além de alguns fragmentos de crustáceos decápodes. Os foraminíferos bentônicos são do tipo fusilinídeos, miliolídeos e da espécie *Marginopora* (Figura 4.8 E), ocorrem ainda foraminíferos planctônicos do tipo globigerinóides. Equinodermos, algas vermelhas, briozoários e bivalves ocorrem como fragmentos parcialmente micritizados. Intraclastos e peloides são raros. Grãos finos de quartzo subangulosos a subarredondados ocorrem com frequência (Figura 4.8 D). A porosidade é muito baixa (em torno de 4% - tabela 4.2) e se resume a poucos poros do tipo vug, interpartícula, intrapartícula, móldicos e em fratura. A calcita pseudospática preenche a maior parte da porosidade na fácies (Figura 4.8 C).

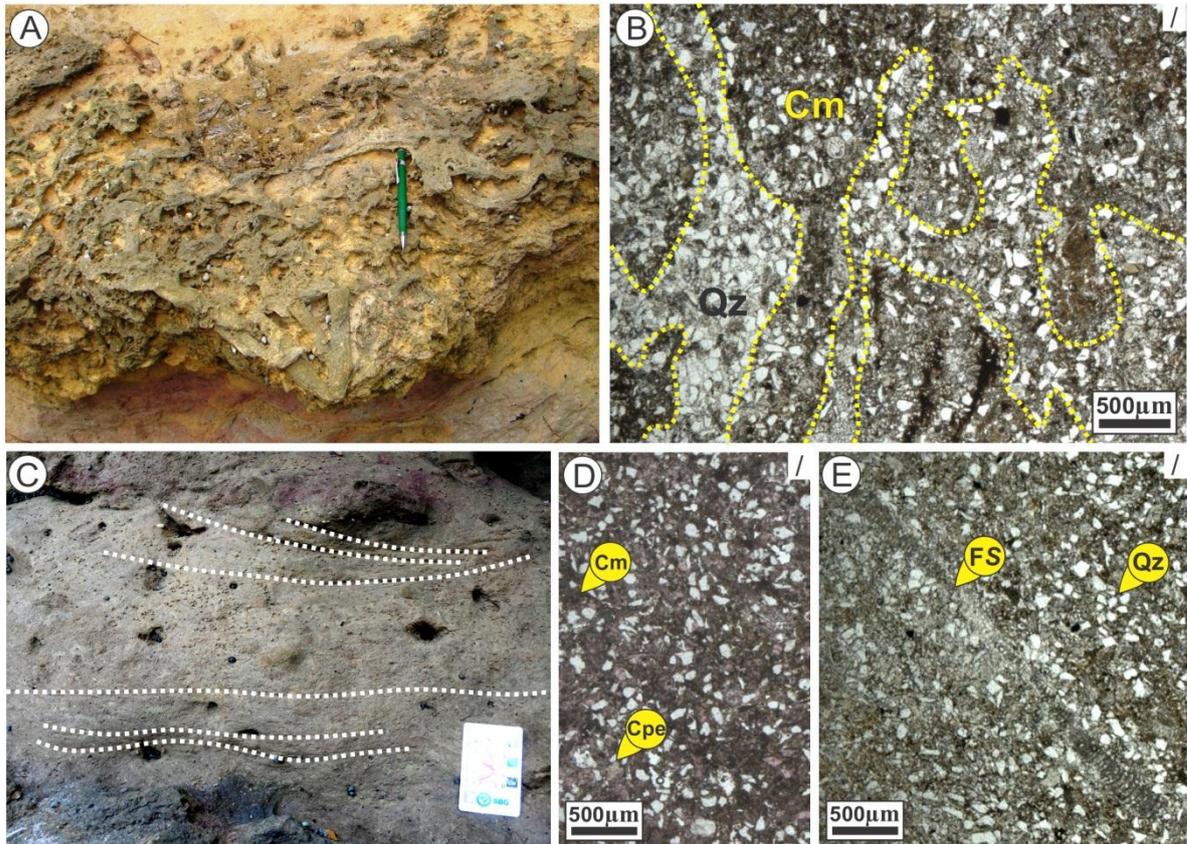


Figura 4.8: Fácies da barreira bioclástica/front shoal: A) *bafflestone* com briozoário; B) *bafflestone* com destaque para estrutura ramificada dos briozoários (linhas) preenchida principalmente por quartzo (Qz) e bordejada por calcita micrítica (Cm), C) *wackestone/packstone* com *Marginopora* e terrígenos com estratificações cruzadas de baixo ângulo e estratificações onduladas; D) *wackestone/packstone* com *Marginopora* e terrígenos com destaque para calcita pseudoespática (Cpe) e calcita microcristica (Cm); E) Foraminífero *Marginopora sp.* com multicâmaras preenchidas por calcita micrítica (seta), e grãos de quartzo. *Nicóis paralelos (/).

A fácies *packstone/grainstone* com foraminíferos geralmente ocorre intercalada a *wackestones/packstones* laminados, apresenta coloração cinza e arcabouço maciço sustentado por abundantes fósseis fragmentados (Figura 4.9 A e B). O arcabouço é constituído por matriz micrítica, calcita pseudoespática, cimento de calcita espática, bioclastos, intraclastos, peloides e grãos de quartzo (Tabela 4.2). A matriz micrítica e cimento de calcita espática ocorrem em proporções próximas (Tabela 4.2), porém com predomínio de micrito (Figura 4.9 C). Os bioclastos são foraminíferos, briozoários, equinodermos, algas, bivalves, gastrópodes e fragmentos de corais. Os foraminíferos bentônicos são representados por miliolídeos, nummulitáceos (gênero *Spiroclypeus*) (Figura 4.9 C), soritídeos, espécie *Marginopora sp.* (Figura 4.9 D), ocorrem ainda foraminíferos planctônicos do tipo globigerinóides. Briozoários, equinodermos, bivalves, gastrópodes e algas vermelhas e verdes ocorrem muito fragmentados e a maioria apresenta-se parcialmente micritizados (Figura 4.9 C e D). Os fragmentos de corais apresentam dimensões em torno de 5 mm e ocorrem dispersos na matriz

micrítica. Ocorrem ainda peloides dispersos (Figura 4.9 C). Apresenta porosidade em torno de 5% contendo poros móldicos, intrapartícula, interpartícula e *vug*. Calcita espática ocorre como cimento *pore filling*, preenchendo espaços intrapartícula ou como cimento sintaxial em equinodermos.

A fácies *rudstone* com bivalve se intercala aos *wackestone/packstones* laminados e *grainstones*, apresenta arcabouço maciço, e um rico conteúdo fóssilífero (Figura 4.9 E e F). Os principais constituintes são bioclastos, matriz micrítica, cimento de calcita espática, grãos de quartzo, peloides e intraclastos (Tabela 4.2). Os bioclastos são comumente maiores que 2 mm, ocorrem geralmente muito fragmentados e orientados subparelamente ao acamamento (Figura 4.9 F e G). A assembleia fóssilífera da fácies compreende bivalves, gastrópodes, equinodermos, briozoários, algas verdes, foraminíferos planctônicos e bentônicos (*Marginopora* sp), ostracodes, além de alguns bioclastos completamente micritizados. Os bioclastos mais abundantes são os bivalves, e ocorrem fragmentados e desarticuladas com tamanhos variando entre 1 e 2 mm, com algumas conchas apresentando substituição, ou valvas parcialmente preenchidas por calcita espática granular (Figura 4.9 G). O *rudstone* apresenta porosidade em torno de 14% principalmente devido a abundância de poros móldicos (Figura 4.9 G), resultado da dissolução de conchas de bivalves, subordinadamente ocorrem poros intrapartícula, interpartícula e em fratura. Cimento de calcita espática ocorre preenchendo porosidades móldica ou interpartícula. Localmente são observadas franjas lamelares de calcita. Os dados de DRX mostram um predomínio de calcita, além de traços de gipsita e hematita (Tabela 4.3).

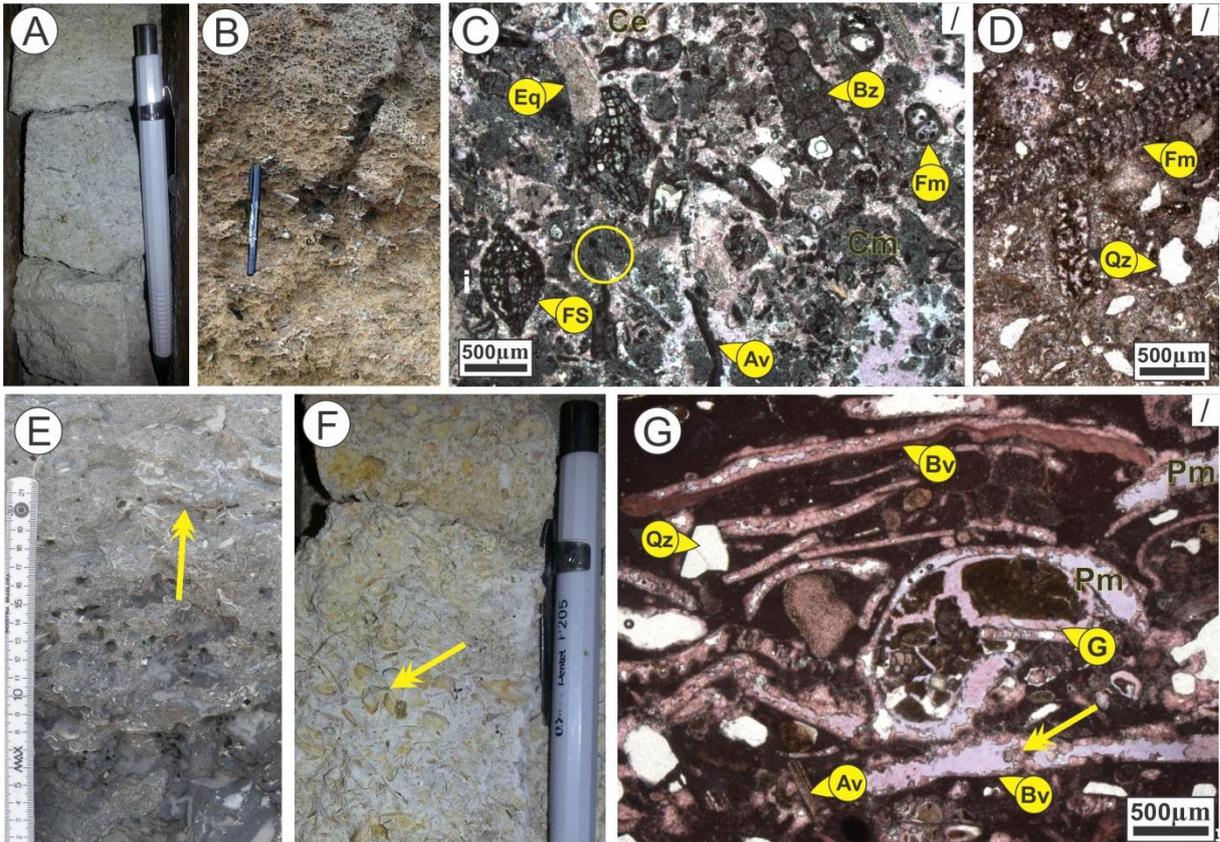


Figura 4.9: Barreira bioclástica/*front shoal*: A e B) aspecto geral do *packstone/grainstone* com foraminíferos com arcabouço maciço e fósseis fragmentados; C) *packstone/grainstone* com foraminíferos, calcita espática (Ce) entre os grãos constituintes, foraminíferos *Spiroclypeus* (FS) com multicâmaras preenchidas por micrito e calcita pseudospática, fragmentos de briozoários (Bz) com zoécios preenchidos por micrito, equinoides (Eq) com cimento sintaxial, gastrópodes (G) e algas vermelhas (Av) parcialmente micritizados e peloides dispersos (círculo); D) Detalhe de foraminífero *Marginopora* sp. (FM) e grãos de quartzo (Qz); E) e F) aspecto geral do *rudstone* com bivalve com fósseis dispersos e fragmentados, maiores que 2 mm (setas); G) *rudstone* com bivalve com destaque para calcita espática (seta) preenchendo valvas desarticuladas de bivalves (Bv) que ocorrem mostrando certa orientação na matriz micrítica, gastrópodes (G) parcialmente preenchidos por micrito, fragmentos de equinoide (Eq), algas vermelhas (Av) e grãos de quartzo (Qz).

Interpretação

Geralmente fácies de *tidal inlets* representam o único registro de ilhas barreiras devido ao seu alto potencial de preservação, porém a presença de *boundstones* de briozoários intercalados como *grainstones*, *wackestones* e *packstones* sugere que grande parte da barreira bioclástica ainda está preservada. A fácies *rudstone* pode ser interpretada como depósitos de fundo de canal (*channel floor*) do *tidal inlet* devido a grande concentração de fragmentos de conchas e outros bioclastos maiores que 2 mm (Kumar & Sanders, 1974). Contudo, esta fácies forma camadas muito espessas e lateralmente contínuas o que difere do modelo proposto por Kumar & Sanders (1974) que caracterizam os depósitos de fundo de canal do *tidal inlets* como camadas delgadas de “lags seixosos”. Dessa forma, o *rudstone* com

abundantes fragmentos fósseis representaria depósitos da barreira bioclástica retrabalhada por ondas ou correntes, que caracterizam os depósitos de *shoal* (Read, 1985).

Em resumo, as fácies *wackestone/packstone* com *Marginopora sp.* e grãos terrígenos e *rudstone* com bivalve constituem os baixios, ou depósitos de *front shoal* que apresentam um rico arcabouço fossilífero fragmentado, indicando ambiente de alta energia com retrabalhamento por ondas e/ou correntes de maré (Tucker, 1992; Read, 1985). A proximidade da linha de costa é confirmada pela presença de bioclastos típicos de mar aberto, como foraminíferos bentônicos, briozoários e bivalves. A presença de matriz micrítica pode ser explicada pela deposição em períodos de menor ação de ondas e correntes, provavelmente nas áreas marginais das barreiras bioclásticas (Read, 1985; Tucker & Wright, 1991). As barras ou barreiras seriam os *hardgrounds* formados pelos *bafflestone* com briozoário e *packstone/grainstone* com foraminíferos, que são depósitos de granulometria grossa com pouca lama carbonática, predominando a precipitação de cimento de calcita espática e a micritização diagenética.

4.5 DISCUSSÕES

4.5.1 Distribuição fossilífera e mineralógica na Plataforma Pirabas

O arranjo de fácies da Formação Pirabas corresponde à porção *onshore* de uma plataforma carbonática rasa, com alta produtividade orgânica, observada em seu rico conteúdo fossilífero, similar às plataformas carbonáticas recentes encontradas na Florida (Jones, 2010) e no Caribe (James & Ginsburg, 1979), e plataformas do Mioceno (Reuter *et al.*, 2013; Amirshahkarami & Karavan, 2015). A Plataforma Pirabas foi marcada pelo desenvolvimento de barreiras bioclásticas/*front shoal*, lagunas de conexão restrita com o mar aberto através de *tidal inlets*, além do desenvolvimento de *tidal flats*. As barreiras bioclásticas/*front shoal* e *tidal inlets* correspondem à porção transicional entre plataforma interna e intermediária, enquanto que as lagunas e *tidal flats* estão dispostas na porção interna desta plataforma. Este tipo de plataforma apresenta características similares às porções *onshore* de plataformas com borda, descritas na revisão feita por Tucker & Wright (1991), e no trabalho de Burchette & Wright (1992).

O detalhamento das fácies revelou que as relações entre os subambientes da Formação Pirabas apresentam uma maior variação e complexidade do que originalmente proposto, mostrando interdigitação de depósitos plataformais internos com maior influência de processos continentais, caracterizados pelo influxo de siliciclásticos, intercalados a depósitos costeiros e de plataforma aberta. Essas características estão claramente marcadas na

distribuição do conteúdo fóssilífero e mineralógico, que se mostram distintos ao longo da plataforma (Figura 4.10).

Nos *tidal flats* e laguna a diversidade faunística é muito baixa, sendo caracterizado por algas e alguns fragmentos de briozoários e equinodermos, além de horizontes bioturbados (Figura 4.10). A baixa diversidade fóssilífera pode estar associada ao estresse ambiental ocasionado pela restrição de circulação de água marinha para dentro da plataforma interna. Flutuações de salinidade na plataforma interna são indicadas pela presença de *Gyrolithes* e *Thalassinoides* (Howard & Frey, 1973; Pemberton *et al.*, 1992; Ranger & Pemberton, 1992; Netto & Rossetti, 2003, Netto *et al.*, 2007). Essas condições podem levar a um estresse ambiental que reflete em uma assembleia faunística menos diversificada (Fürsich, 1993) (Figura 4.10). A presença de gipsita nas rochas carbonáticas indica condições de hipersalinidade, porém a ocorrência de grãos de quartzo, traços de caulinita, albita, muscovita, hematita (Figura 4.10) e *coffee grounds* mostram influxos de sedimentos continentais para dentro do *tidal flats* (Burgess, 1987). Gipsita e esmectita sugerem condições semiáridas, porém sem exposição subaérea da plataforma interna. Laminações microbiais irregulares e lisas corroboram com um ambiente deposicional com raros períodos de exposição subaérea (Hoffman, 1976; Jahnert & Collins, 2013). O processo de dolomitização associada à presença de gipsita e esmectita pode estar relacionado a períodos de nível do mar baixo ou marcam o início de uma transgressão marinha (Shinn, 1983, Read *et al* 1985, Tucker & Wright, 1990). Nesses subambientes, ocorre ainda a presença de pirita, normalmente associada a depósitos que indicam condições anóxicas, associada à baixa circulação de oxigênio, promovendo maior concentração e maturação de matéria orgânica.

Os depósitos de laguna apresentam um conteúdo fóssilífero mais complexo, caracterizado por foraminíferos planctônicos e bentônicos, ostracodes, fragmentos de briozoários, equinodermos e alguns bivalves. Essa maior diversidade faunística ocorreu provavelmente devido a uma conexão mais ativa com o ambiente de mar aberto, através de um maior número de canais que intersectam as barreiras bioclásticas (Leeder, 1982). Os depósitos lagunares apresentam diferenças mineralógicas e fóssilíferas que indicam variações de profundidades (Figura 4.10). A laguna rasa está sujeita a condições climáticas semiáridas e redução da lâmina d'água que proporcionaram maior evaporação e precipitação de gipsita e dolomita (Tucker, 1992), enquanto que na laguna profunda esses minerais são mais raros e há o predomínio de calcita (Figura 4.10). A assembleia fóssilífera da laguna rasa exhibe bioclastos muito fragmentados e certa abundância de grãos de quartzo. Os depósitos de laguna profunda estão mais bem preservados. Essas diferenças refletem as variações geoquímicas e

hidrodinâmicas durante deposição, e podem estar associados com a diminuição relativa do nível do mar que proporcionou a formação das lagunas protegidas por barreiras bioclásticas.

Na porção transicional da Plataforma Pirabas, onde predominam depósitos de *tidal inlet* e barreiras bioclásticas/*front shoal*, a diversidade faunística é mais elevada e predominam fósseis bentônicos de ambiente marinho (Figura 4.10). Nos *tidal inlets* o conteúdo fossilífero ocorre muito fragmentado e apresenta grande variedade de espécies como foraminíferos bentônicos, briozoários, bivalves e gastrópodes, além de algas e equinodermos (Figura 4.10). A baixa quantidade de lama carbonática e a abundância de bioclastos fragmentados indicam a predominância de processos de tração durante a corrente dominante (*flood tide*), com lama carbonática se depositando apenas durante a maré estofa (*slack water*) (Visser, 1980).

As barreiras bioclástica/*front shoal* apresentam *hardgrounds* bioconstruídos por briozoários, que constituem as barreiras propriamente ditas. As fácies são ricas em bivalves, foraminíferos bentônicos, gastrópodes, equinodermos, além de fragmentos de crustáceos e corais. A predominância de fragmentos fósseis sugere deposição em ambiente de alta energia, com ação de correntes de maré e ondas, e possivelmente de tempestade, responsáveis pelo retrabalhamento do substrato. Em algumas porções dos *hardgrounds* a quantidade de quartzo aumenta, e pode estar relacionado a influxos siliciclásticos das porções mais internas da plataforma. A presença de gipsita indica períodos de diminuição da lamina d'água e formação de pequenos *ponds* sujeitos a uma elevada taxa de evaporação, tornando essas pequenas "poças" supersaturadas e favorecendo a precipitação de sais (Figura 4.10).

5.5.2 Evolução deposicional

O desenvolvimento da sucessão carbonática-siliciclástica da Formação Pirabas ocorreu em intervalos deposicionais de alta e baixa energia, no qual se intercalaram fluxos turbulentos com ação de correntes de marés e ondas normais e, possivelmente, de tempestade com a intensa fragmentação dos organismos. A ação de maré é registrada nas áreas protegidas de plataforma interna, principalmente no *tidal flat*, com a alternância de sedimentação por decantação e tração. A ação de ondas e correntes de maré é mais efetiva na porção limite entre plataforma interna/intermediária, marcada pela formação de múltiplos *tidal inlets* e barreiras bioclásticas.

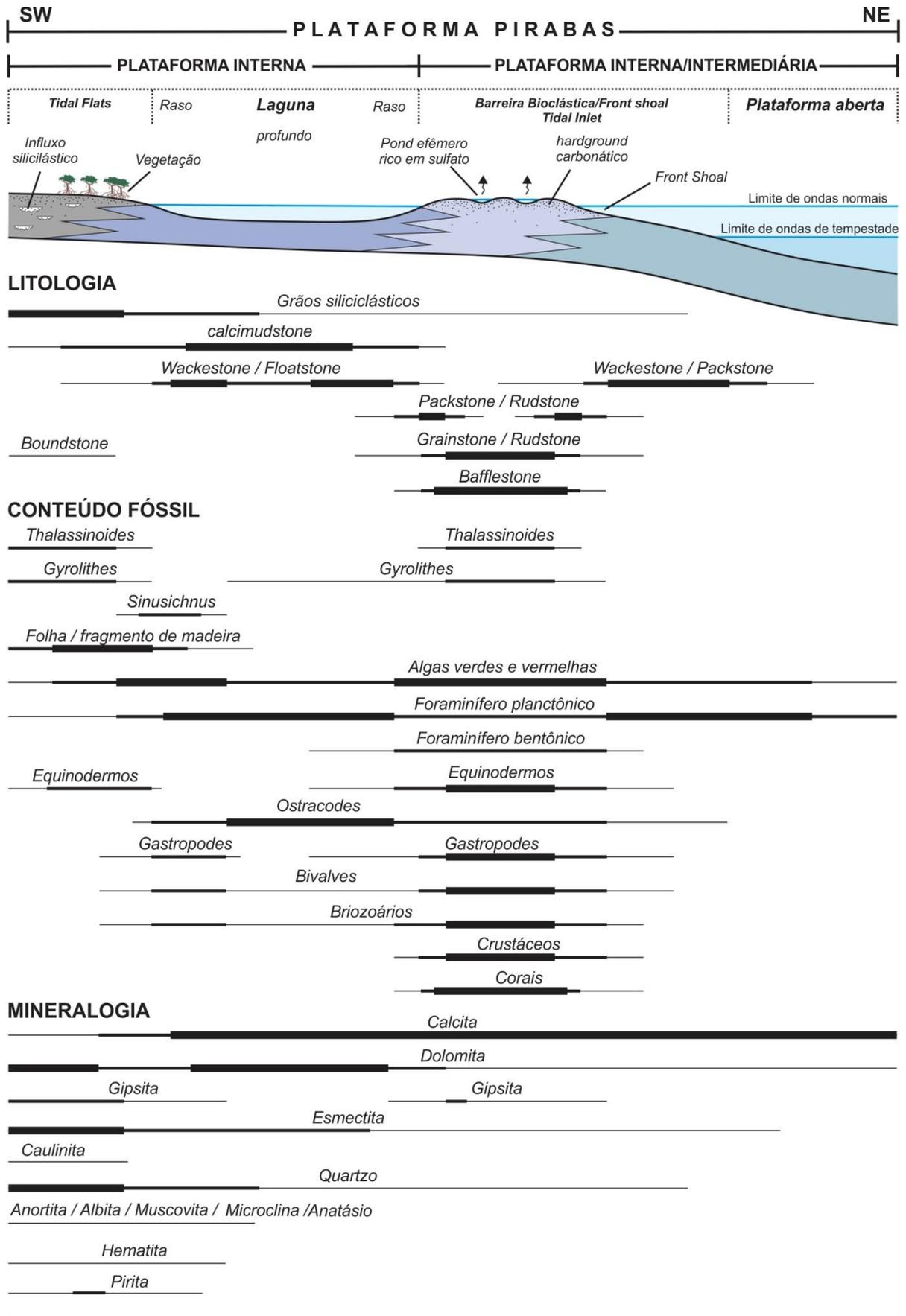


Figura 4.10: Distribuição das fácies, conteúdo fóssilífero e mineralógico ao longo da Plataforma Pirabas.

A evolução deposicional da Formação Pirabas é marcada em um conjunto de ciclos, cuja espessura varia de 5-15 m de espessura (Figura 4.11). A base dos ciclos é normalmente composta por depósitos de plataforma interna/intermediária (barreiras bioclásticas/*front shoal*), sobrepostos por depósitos de intermaré da plataforma interna (*Tidal flats* e laguna), caracterizando ciclos de reaseamento ascendente. Estes ciclos (ou parassequências) são considerados como o menor conjunto de fácies geneticamente relacionadas, formadas durante um único ciclo de variação do nível do mar (Van Wagoner *et al.*, 1988, 1990). O limite dos ciclos é caracterizado superfícies erosivas, observadas no contato das fácies de laguna com as fácies de barreiras bioclásticas/*front shoal* e/ou *tidal inlets*.

Os ciclos observados na sucessão estudada mostram nítida variação no conteúdo fossilífero e mineralógico. Os intervalos marcados por fácies de plataforma interna a diversidade faunística é menor, e o conteúdo mineralógico indica períodos de intensa evaporação, sem o desenvolvimento de superfícies de exposição. Já os intervalos de plataforma interna/intermediária mostram diversificado conteúdo fossilífero com uma menor recorrência de minerais que indiquem maior taxa de evaporação ou possibilidade de exposição da plataforma. Segundo Fournier *et al.* (2004), essas características indicam que o ambiente passou por período de rebaixamento de nível do mar, seguido de inundações significativas da plataforma, que podem estar associadas tanto a variações de alta frequência do nível do mar, quanto a eventos tectônicos episódicos

De forma geral, as porções basais e intermediárias dessa sequência mostram um arranjo de fácies com maior recorrência de ambientes marinhos, conferindo um caráter retrogradante nesse intervalo de deposição (Figura 4.11). Nas porções superiores nota-se o aumento na espessura das fácies de ambientes restritos da plataforma interna, enquanto os depósitos com características mais marinhas mostram camadas mais delgadas, evidenciando a progradação da linha de costa e o desenvolvimento de uma sequência progradacional para o topo da formação (Figura 4.11). Essa tendência progradacional para o topo da Formação Pirabas é corroborada pelo contato brusco com os depósitos silicilásticos da Formação Barreiras, que promoveu a interrupção da sedimentação carbonática (Figura 4.11).

As características anteriormente descritas sugerem que ao longo da plataforma, na qual a Formação Pirabas foi depositada, a sedimentação foi fortemente influenciada por variações na linha de costa, causadas por flutuações de alta frequência do nível do mar (Shinn, 1983; Inden & Moore, 1983), recorrentes em todo o planeta desde o final do Oligoceno e início do Mioceno (Haq *et al.*, 1988; Wilson, 2008; Miller *et al.*, 2005; Reuter *et al.*, 2013; Ilgar, 2015; Amirshahkarami & Karavan, 2015; Brandano *et al.*, 2016). Fatores tectônicos

também reestruturaram e linha de costa na região da Plataforma Bragantina (Soares Jr *et al.*, 2011), o que favorece a grande variabilidade faciológica ao longo da sucessão vertical no ambiente plataformal (James *et al.* (2010). Estudos tectônicos na sucessão miocênica da região da Plataforma Bragantina mostram um controle estrutural com orientação dos feixes de falhas transcorrentes NW-SE e mergulhos deposicionais para NE, registrados no norte e noroeste do estado do Pará (Hasui, 1990; Costa *et al.*, 1996; Rossetti & Góes 2004; Soares Jr *et al.*, 2011).

Admitindo que a sedimentação na plataforma Bragantina foi influenciada tanto pelas transgressões globais, iniciadas no final do Oligoceno, quanto pela estruturação tectônica regional, é possível inferir que a paleolinha de costa apresentava uma orientação NW-SE, e provavelmente se estendia da faixa Gurupi/Bacia Bragança-Viseu até as áreas a oeste, na região do Marajó (Figura 5.12), que na época era uma região geologicamente mais elevada que as demais áreas da Bacia do Marajó (Soares Jr *et al.*, 2011). Sabe-se que na região da plataforma bragantina, os mergulhos deposicionais são para NE (Costa *et al.*, 1996; Rossetti & Goes, 2004; Rossetti *et al.*, 2013), o que influenciou diretamente na distribuição dos ambientes da Formação Pirabas da área de estudo, que apresentam um aumento de depósitos de plataforma interna-intermediária para o NE da área de estudo, e o confinamento de depósitos de plataforma interna para SSE, que provavelmente eram áreas sujeitas a um maior influxo siliciclástico das áreas continentais adjacentes (Figura 4.12).

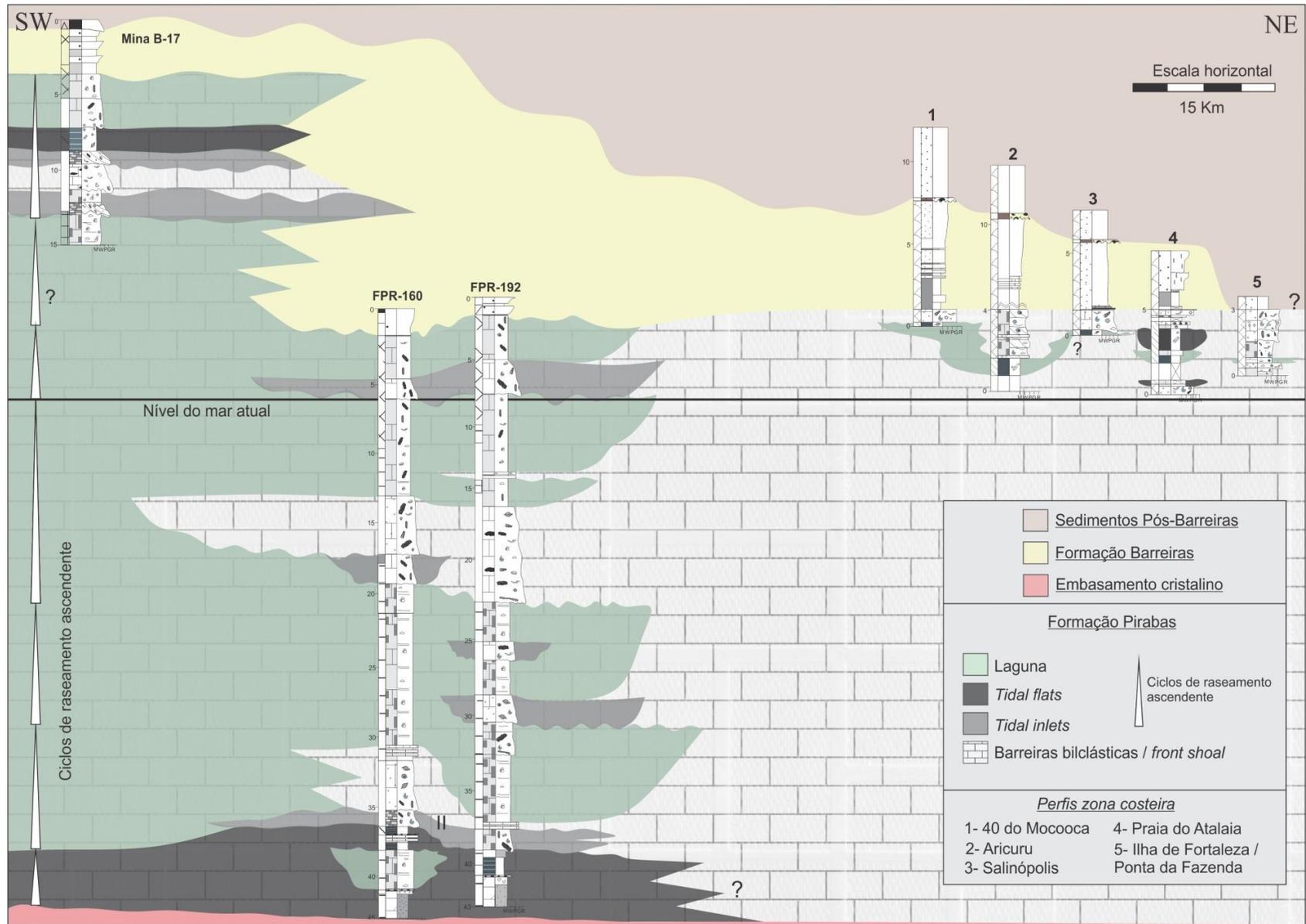


Figura 4.11: Correlação das seções estudadas, mostrando a variação do nível do mar nos ciclos de raseamento ascendente, que nas porções basais e intermediárias mostram características retrogradantes, enquanto que as porções superiores apresentam uma tendência prográdante.

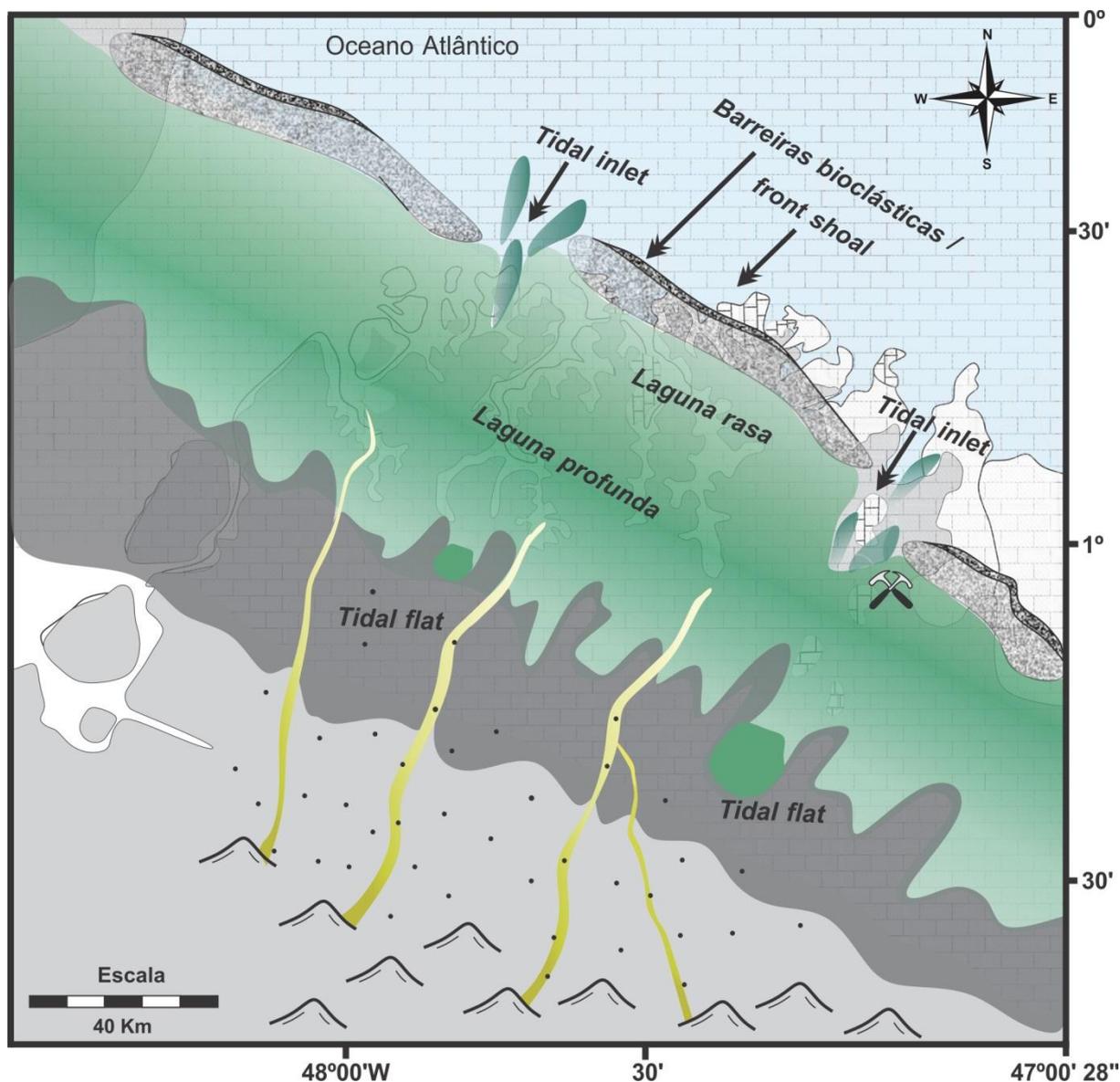


Figura 4.12: Modelo paleogeográfico com base na distribuição das seções estudadas, com estrapolação lateral para áreas adjacentes.

4.6 CONCLUSÕES

A análise estratigráfica da Formação Pirabas possibilitou a identificação de 17 fácies/microfácies, agrupadas em cinco subambientes deposicionais distribuídos ao longo da *onshore* da Plataforma Bragantina, definidos como: *Tidal flats*, laguna, *tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*. Esses subambientes constituem a Plataforma Pirabas, subdividida em plataforma interna (*tidal flats* e laguna) e plataforma interna/intermediária (*tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*).

O arranjo de fácies mostra que essa plataforma apresentava alta produtividade orgânica, marcada pelo rico conteúdo fossilífero, composto principalmente por fósseis de briozoários, equinodermos, bivalves, gastrópodes, foraminíferos bentônicos e planctônicos, algas verdes e vermelhas, ostracodes, fragmentos de corais, traços fósseis de *Gyrolithes*, *Thalassinóides* e *Sinusichnus*, estes últimos traços fósseis de crustáceos decápodes. Esses fósseis ocorrem em toda a extensão da plataforma Pirabas, porém em porções distintas tanto na plataforma interna, na qual a diversidade faunística é menor com predomínio de briozoários, foraminíferos planctônicos, ostracodes e traços fósseis, enquanto que na zona de plataforma interna/intermediária a diversidade faunística é maior, e constituída em grande parte por fósseis bentônicos de foraminíferos, briozoários, bivalves e gastrópodes.

Além do rico conteúdo fossilífero, a Formação Pirabas apresenta uma variação no conteúdo mineralógico, constituído basicamente por calcita, dolomita, quartzo, esmectita, gipsita, pirita e traços de hematita, muscovita, albita, anortita, microclina, caulinita e anatásio. O conteúdo mineralógico varia ao longo das zonas da plataforma, assim como o conteúdo fossilífero. A quantidade de calcita esta diretamente relacionada a períodos de expansão da plataforma interna/intermediária com maior precipitação carbonática. Por outro lado, as proporções de dolomita, quartzo, gipsita e pirita estão diretamente associados a períodos de progradação da plataforma interna, maior taxa de evaporação e influxos continentais.

As variações faciológicas, fossilíferas e mineralógicas mostram que a deposição da Formação Pirabas foi diretamente associada a variações do nível do mar, registrada em ciclos de raseamento ascendentes de alta frequência, que nas porções basais da sucessão mostram-se predominantemente retrogradantes, enquanto que nas porções superiores são mais progradantes. A sedimentação foi fortemente influenciada por variações na linha de costa, causadas por flutuações de alta frequência do nível do mar, recorrentes em todo o planeta na transição Oligoceno-Mioceno e Eomioceno.

CAPÍTULO 5

5. ARTIGO 2

Arcabouço quimioestratigráfico da Formação Pirabas com base em isótopos de carbono e oxigênio: Implicações na variação do nível do mar durante a transição Oligoceno-Mioceno na Plataforma Bragantina, norte do Brasil

Chemostratigraphy framework of Pirabas Formation based on carbon and oxygen isotopes: Implications in the sea level fluctuations – Oligo-Miocene transition in the equatorial margin Northern of Brazil

Kamilla B. Amorim¹, Isaac D. Rudnitzki², Afonso C. R. Nogueira¹ & Pierre Sansjofre³

¹ Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil (kamilla@ufpa.br; anogueira@ufpa.br).

² Departamento de Geologia (DEGEO), Universidade Federal de Ouro Preto – UFOP, Rua Diogo de Vasconcelos, 122, CEP 35400-000, Ouro Preto, Minas Gerais, Brasil. (idrgeo@gmail.com).

³ Institut Universitaire Européen de la Mer (IUEM), Université de Bretagne Occidentale (UBO), CNRS UMS 3113, Plouzané, France. (sansjofre@univ-brest.fr).

RESUMO

Os depósitos carbonáticos-siliciclásticos da Formação Pirabas dispostos ao longo da Plataforma Bragantina, NE do Para, constituem uma plataforma carbonática rasa subdividida em plataforma interna e interna/intermediária, com rico conteúdo fossilífero com grande potencial de preservação das condições paleoambientais e paleoceanográficas da época de deposição. O arcabouço quimioestratigráfico da Formação Pirabas foi construído a partir de isótopos de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$), elementos terras raras e traços. As razões de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresentam um padrão dispersivo e os valores mostram ação diagenética. As razões isotópicas de carbono refletem assinatura isotópica primária e os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variam em função de cada ambiente deposicional. Os ambientes de plataforma interna mostram razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre -6,97‰ a +0,81‰, e de plataforma interna/intermediária entre -1,54‰ e 0,30‰. Os ETR's mostram um padrão homogêneo nos carbonatos da Formação Pirabas, com concentrações enriquecidas em ETR's leves e depleção nos ETR's pesados. A concentração dos elementos traços (Fe, Sr e Mn) está dentro dos valores esperados para rochas carbonáticas com influência mínima da diagênese no conteúdo geoquímico. As tendências e excursões da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ coincidem com as variações observadas nos ciclos deposicionais de raseamento ascendente da Formação Pirabas. Os intervalos relacionados ao aumento do nível do mar são marcados por razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ próximas a 0‰, já as os intervalos dos ciclos relacionados a queda do nível do mar são marcadas por anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. A correlação entre as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Pirabas e global não mostrar estreita covariância, no entanto é possível sugerir que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos da sucessão estudada refletem, mesmo que minimamente, as excursões isotópicas globais observadas no período interglacial do Eomioceno ao Mesomioceno. A ausência de uma estrita covariância entre as curvas analisadas provavelmente deve-se ao fato da Formação Pirabas ter se depositado em plataforma de águas rasas, naturalmente empobrecidas em $\delta^{13}\text{C}$. A curva de variação do nível do mar da Formação Pirabas apresenta intervalos semelhantes à curva de eustática global de curta duração. No entanto, a maior frequência dessas variações do nível do mar, observadas na curva eustática da sucessão estudada, indica uma provável interferência de fatores tectônicos locais na sedimentação.

Palavras chave: Arcabouço quimioestratigráfico, isótopo de carbono e oxigênio, elementos terras rasas e traços, curva eustática, Formação Pirabas, Oligoceno-Mioceno.

ABSTRACT

The carbonate-siliciclastic deposits from Pirabas Formation in the Brangatina Platform, Northeastern of Pará, are constituted by a shallow carbonatic platform divided in inner and inner/middle platform. These display a huge fossiliferous content with high preservation of palaeoenvironment and palaeoceanographic conditions in the deposition time. The chemostratigraphic framework from Pirabas Formation was made by carbon ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) and oxygen ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) isotopes, rare earth elements (ETR) and traces. Oxygen isotopic ratios demonstrate a dispersive pattern related to diagenetic influence. Carbon isotopic ratios reflect a primary isotopic signature with variations of values related to each depositional environment. The inner platform environment displays isotopic ratios of $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ from $-6,97\text{‰}$ to $+0,81\text{‰}$, and inner/middle platform between $-1,54\text{‰}$ and $0,30\text{‰}$. The ETR's show a homogeneous pattern in the carbonates from Pirabas Formation, with enriched concentrations in light ETR's and heavy ETR's depletion. Trace elements concentration (Fe, Sr and Mn) is within expected values to carbonate rocks with little influence of diagenesis in the geochemical content. The trend and $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ excursion curve coincide with the variations observed in shallow-upward depositional cycles from Pirabas Formation. Intervals related to the sea level rise are marked by the $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ratios close to 0‰ while the intervals of the cycles with negative $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ anomalies are linked to sea level falls. The correlations among $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ curves from Pirabas Formation and global do not show close covariance, however we suggested that the $\delta^{13}\text{C}$ purchased reflect, even minimally, the global isotopic excursions that marks the Eomiocene-Mesomiocene interglacial period. Strict covariance absence among the analyzed curves suggests that the Pirabas Formation was deposited in a shallow water platform naturally poor in $\delta^{13}\text{C}$. The sea level curve variation of Pirabas Formation display intervals similar to the short-term global eustatic curve. However, the bigger frequency of this sea level variations observed in Pirabas Formation probable indicate local tectonic factors interference in the sedimentation.

Keywords: Chemostratigraphic framework, carbon and oxygen isotopes, rare earth elements and traces, eustatic curve, Pirabas Formation, Oligocene-Miocene

5.1 INTRODUÇÃO

A sucessão sedimentar da Formação Pirabas, que ocorre na região norte do Brasil, tem sido interpretada como registro de transgressões marinhas ocorridas na porção equatorial brasileira durante o Neógeno (Rossetti *et al.*, 2013). Tais transgressões são coincidentes aos eventos globais de *greenhouse* e *icehouse*, conduzidos pela expansão e contração de calotas polares da Antártica na transição do Eoceno-Oligoceno, Oligoceno-Mioceno e Meso-Mioceno (Shackleton & Kennett, 1975; Savin, 1977; Berger *et al.*, 1981; Miller *et al.* 1987; Zachos *et al.*, 2001, 2008; Cramer *et al.*, 2009). Os carbonatos da Formação Pirabas correspondem a uma plataforma carbonática rasa, organizada em ciclos métricos de alta frequência desenvolvidos a partir de variações relativas do nível do mar. Apesar da Formação Pirabas ser amplamente estudada na esfera paleontológica (Távora, 2010; Costa, 2011; Aguilera & Paes, 2012; Aguilera *et al.*, 2014; Nogueira & Feijó, 2016), a unidade carece de estudos detalhados de fácies e sequências carbonáticas, bem como quimioestratigráficos.

Estabelecer a evolução paleoambiental e o comportamento das curvas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ da Formação Pirabas, implica na criação de mais uma peça para o modelo de variação do

nível do mar global durante o Neógeno. Este trabalho apresenta a relação entre a evolução paleoambiental e o arcabouço quimioestratigráfico da unidade na região norte do Brasil (Fig. 6.1). Tais resultados foram obtidos com base em estudos de fácies sedimentares, isótopos estáveis de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}$) em carbonatos e fósseis, elementos terras raras e traços (Fe, Mn e Sr). A construção de um arcabouço estratigráfico sólido permitiu correlacionar a Formação Pirabas a outras sequências Eo-Oligoceno ao Meso-Mioceno, além de discutir qual a relação da Plataforma Carbonática Pirabas com os eventos interglaciais-glacias amplamente documentados durante o Neógeno.

5.2. CONTEXTO GEOLÓGICO

A Formação Pirabas é constituída por depósitos carbonáticos-siliciclásticos de idade Oligo-Mioceno, que ocorre ao longo da Plataforma Bragantina, Norte do Brasil (Figura 6.1), região tectonicamente estável a partir do Cenozoico. Esta estabilidade foi perturbada por reativações de falhas normais e transcorrentes que reconfiguraram a região da desembocadura do rio Amazonas, Bacia da Foz do Amazonas, *Graben* do Marajó e regiões adjacentes como a Plataforma Bragantina e do Pará (Costa *et al.*, 2002). A subsidência de blocos tectônicos, concomitante com os eventos transgressivos do Mioceno, levou a deposição de carbonatos marinhos da Formação Pirabas até 150 km ao sul do continente (Costa *et al.*, 1996; Costa *et al.*, 2002; Soares Jr. *et al.*, 2011).

A Formação Pirabas apresenta um alto volume de calcáriosossilíferos, caracterizado por vertebrados, macro e micro invertebrados, além de uma rica flora. Pelecípodes, gastrópodes, foraminíferos, ostracodes, equinodermas, celenterados, briozoários crustáceos, cefalópodes e poríferos são comuns, além do registro de peixes, sirênios, répteis, e fragmentos vegetais (Toledo, 1989; Arai, 1997; Leite *et al.*, 1997, Fernandes 1984, Távora *et al.*, 2010; Costa, 2011; Aguilera & Paes, 2012). Bivalves e gastrópodes são os mais abundantes (Távora *et al.*, 2004). Os foraminíferos bentônicos e planctônicos e ostracodes são os principais microfósseis presentes nesta formação (Ramos *et al.*, 2004; Nogueira & Feijó, 2016).

Góes *et al.* (1990) descreveram a Formação Pirabas como constituída por biocalcirruditos, calcarenitos estratificados, calcarenitos não estratificados, margas e, de forma subordinada, folhelhos (negros e verdes) e micritos. Rossetti & Góes (2004), abrangem as discussões quanto ao arranjo de fácies, mostrando que a Formação Pirabas é constituída por rochas carbonáticas intercaladas a argilitos e arenitos, além de biocalcirruditos estratificados e

não estratificados, margas, calcilitos e biohermitos. De forma complementar, Rossetti *et al.* (2013) descrevem estruturas sedimentares como laminações plano-paralelas, estratificações cruzadas tabular e de baixo ângulo, além de acamamentos heterolíticos. As interpretações paleoambientais indicam depósitos de plataforma rasa, caracterizados por ambiente de laguna/mangue, *shoreface/foreshore*. Segundo Góes *et al.* (1990), embora a organização das fácies registre eventos transgressivos, a arquitetura estratal indica um padrão progradacional geral para o topo, associada a deposição dos arenitos e argilitos da Formação Barreiras (Rossetti *et al.*, 2013).

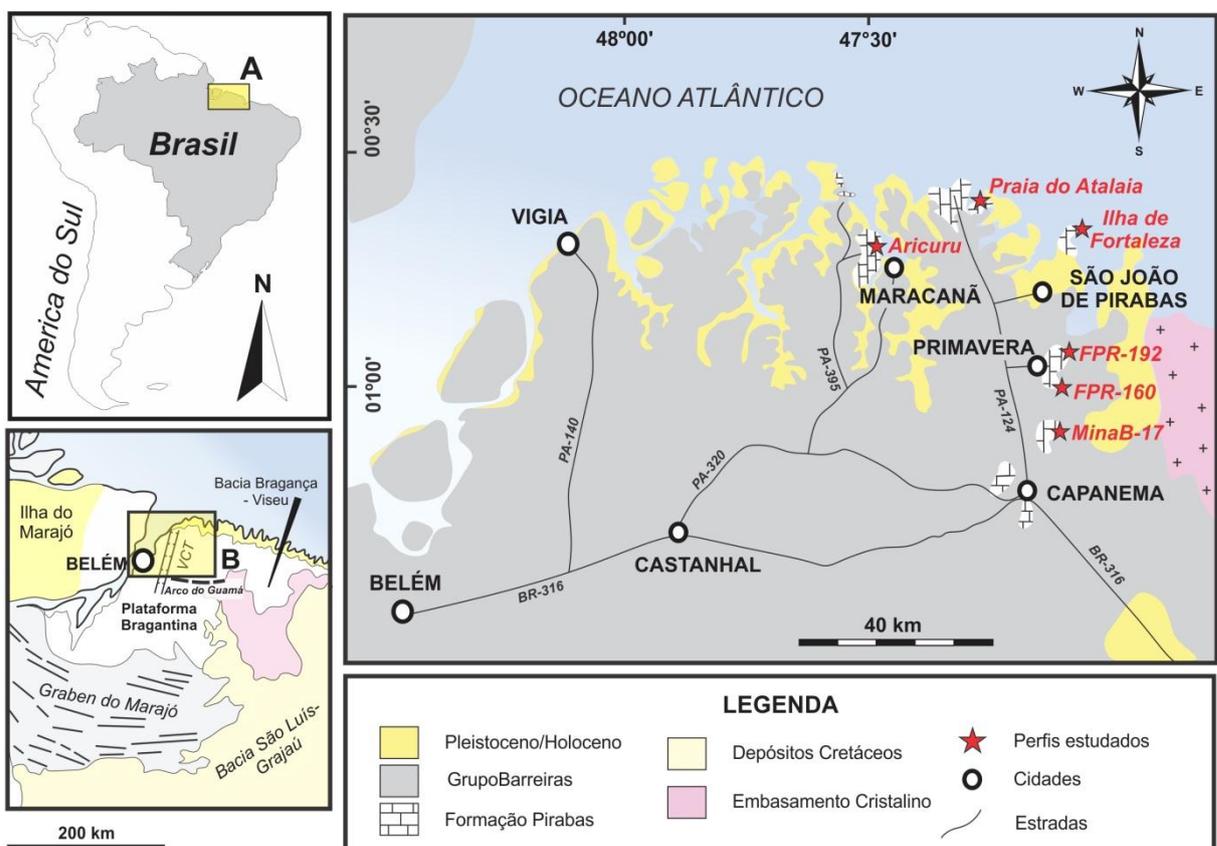


Figura 5.1: Mapa de localização da Formação Pirabas, NE do Pará, mostrando a distribuição desta formação e os pontos de amostragem (perfis estudados).

5.3 MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras foram coletadas em seis perfis estratigráficos, que compreendem dois furos de sondagem (FPR-160 e FPR-192), um afloramento de frente de lavra (mina B-17) e três de ocorrência natural em falésias costeiras na zona litorânea da área de estudo (Figura 5.1). Foram selecionadas 297 amostras para análise de isótopos de carbono e oxigênio (rocha total), com 23 amostras de constituintes bioclásticos, matriz carbonática e cimento/calcita pseudoespática e espática. A coleta das amostras seguiu a variação de fácies ao longo dos

perfis estudados, com espaçamento de 30 a 80 cm. Horizontes intemperizados, fraturados e/ou recristalizados (auxílio de petrografia) foram evitados. As análises isotópicas foram realizadas em duas etapas. Na primeira etapa os dados de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (80 amostras) foram obtidos no Laboratório de Isótopos Estáveis da Universidade Federal de Pernambuco (LABISE-UFPE), e as análises foram realizadas no espectrômetro de massa triplo coletor e dupla admissão SIRA II, a partir do CO_2 extraído da dissolução de ~50 mg de carbonato em ácido fosfórico (100%) a 25°C, e submetido a limpeza criogênica. Na segunda etapa as razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (217 amostras) foram obtidos no *Laboratoire Domaines Océaniques de Institut Universitaire Européen de la Mer* – Brest (LDO-IUEM). O protocolo de análises segue com a extração de CO_2 de 128 μg carbonatos utilizando ácido fosfórico a 100% (H_3PO_4), para dissolução a 25°C para extração de CO_2 . A composição isotópica do carbono e oxigênio do CO_2 foi medida pelo espectrômetro de massa *Delta V PLUS (Isotope Ratio MS)*. Os dados são apresentados na mesma notação convencional PDB, baseado em múltiplas análises com padrões internos dos laboratórios (BSC=*Borborema Skarn Calcite*, Rennes 0, CA21, Across e NBS-19). As incertezas analíticas do LABISE foram de 0,1‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, e as do IUEM foram de 0,1‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e 0,15‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. As diferenças entre os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, obtidos nos dois laboratórios variam 0,27‰ e 0,01‰ com média de 0,09‰, e estão dentro do intervalo da incerteza analítica, sugerindo boa qualidade na reprodução entre os dois laboratórios. Já os valores obtidos para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ apresentam diferença nos valores entre 0,81‰ e 0,02‰, com média de 0,35‰, um pouco acima do valor da incerteza analítica. A reprodutibilidade dos valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em laboratórios com mecânicas e protocolos análises distintos, confirmam a qualidade dos dados obtidos e valida os métodos analíticos de cada laboratório.

A concentração dos elementos terras raras e traços foi medida em 34 amostras (+ duas duplicadas). As análises foram realizadas no *Pôle Spectrométrie Océan* (IUEM/IFREMER - Brest), cujo procedimento analítico seguiu primeiramente a pesagem de 130 mg de cada amostra, que posteriormente receberam 2 ml de ácido acético a 5%, em um intervalo de espera de 24 h. Em seguida foi retirado 200 μl sobrenadante da solução e adicionado 9,8 ml de HNO_3 a 2%. As análises foram medidas no espectrômetro de massa Element 2 ICP-FSEM (*Thermo Fisher Scientific*), equipado com um amostrador automático ASX 100 (CETAC). As concentrações elementares foram medidas utilizando a adição Tm de acordo com o método de Barrat *et al.* (1996) e Bayon *et al.* (2009), comparados com os padrões internos CAL-S e Douvrand do laboratório. As concentrações foram normalizadas de

acordo com o padrão de folhelhos (*Pós Archaean Australian Shales* - PAAS de McLennan, 1989). Juntamente com os ETR's foram analisados elementos traços (Fe, Mn, Sr), que são elementos importantes na análise dos contaminantes insolúveis nos sistemas carbonáticos, além de mostrarem a influência da diagênese (Brand & Veizer 1980, Colombié *et al.*, 2011; Jacobsen & Kaufman, 1999).

Análises petrográficas foram realizadas 69 lâminas para identificação das feições diagenéticas. As análises de elétrons secundários, para obtenção de imagens dos fósseis (briozoários, foraminíferos planctônicos e bivalves) foram realizadas no Laboratório de Microanálises - MEV-MICROSSONDA – do Instituto de Geociências da UFPA. O equipamento utilizado foi um MEV modelo LEO-1430. As amostras foram metalizadas com ouro e o tempo de recobrimento foi de 1,5 minutos. As condições de operação para imageamento em elétrons secundários foram: corrente do feixe de elétrons = 90 μ A; voltagem de aceleração constante = 10 kv; e distância de trabalho = 15 mm.

5.4 RESULTADOS

5.4.1 Composição isotópica da Formação Pirabas

As rochas carbonáticas- siliciclásticas da Formação Pirabas foram depositadas nas porções interna e interna/intermediária de uma plataforma carbonática rasa. A plataforma interna é apresentada por depósitos de *tidal flat* e laguna, enquanto a plataforma interna/intermediária é constituída por *tidal inlets* e barreiras bioclasticas/*front shoal*. Estes depósitos ocorrem intercalados, formando ciclos de reseamento ascendente, com fácies de *tidal inlets* e barreiras bioclasticas/*front shoal* sendo sobrepostas pelas fácies de *tidal flats* e laguna (Amorim *et al.* no prelo – Cap. 4).

O arcabouço quimioestratigráfico da Formação Pirabas foi elaborado com base nos dados isotópicos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ obtidos ao longo dos perfis litoestratigráficos (Figura 5.2). A composição isotópica de carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$) e oxigênio ($\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$) em rocha total são apresentados na tabela 5.1 (anexo I), e os dados de análises pontuais (matriz, fósseis/microfósseis e calcita pseudoespática/espática) na tabela 5.2. No geral, os valores das razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em rocha total estão entre -7,17‰ a 0,81‰, com perfis da zona costeira apresentando valores mais negativos e os furos de sondagem com valores mais próximos a 0‰. Os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ em rocha total variam de -5,64‰ a 1,09‰. A combinação de dados fácies e isótopos, permitiu traçar o comportamento do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em função da evolução da

plataforma carbonática Pirabas, bem como estabelecer a natureza primária do sinal isotópico e quais os ruídos diagenéticos presentes.

5.4.1.1 Composição isotópica dos depósitos de plataforma interna

A plataforma interna é constituída por depósitos de *tidal flats* e laguna. A espessura das fácies desses depósitos varia de 80 cm a 8 m. Os depósitos de *tidal flats* são constituídos por fácies de *dolomudstone* com terrígenos, *dolomudstone* peloidais, *bounstone* com laminações microbiais, argilito maciço e ritmito bioturbado. Os *dolomudstones* apresentam arcabouço maciço, matriz dolomitizada, grande quantidade peloides e grãos de quartzo. O *boundstone* com esteiras microbiais, apresentam alternância de lâminas com esteiras algálicas e lâminas com abundantes grãos terrígenos. O argilito maciço contém abundantes troncos piritizados e fragmentos de folhas em posição horizontal. Os ritmitos apresentam alternância de lâminas carbonática micrítica e argilo-arenosas, além de bioturbação e lentes de *coffee-grounds* (fragmentos de madeira e outros vegetais). Além da calcita, dolomita e quartzo, nesse subambiente ocorre esmectita, gipsita, pirita, hematita, anortita, muscovita, albita e caulinita (Amorim *et al.* no prelo - Cap. 4). A predominância de fácies com abundante lama carbonática e siliciclástica sugere um ambiente de baixa energia (Hardie & Shinn, 1986), porém a presença de grãos de quartzo, intraclastos e fragmentos vegetais (*coffee-grounds*) indicam que influxos de sedimentos detríticos eram comuns dentro das *tidal flats*. A presença de gipsita e esmectita nessas fácies apontam para condições semiáridas durante a deposição. A dolomitização pode ter ocorrido durante a eodiagênese controlada por variações no nível da maré (Shinn *et al.* 1969) em ambiente vadoso/zona de mistura ou pela ação de microbial (Hips *et al.*, 2015). A presença de gipsita pode ter favorecido o processo de dolomitização nos depósitos de *tidal flats* (Tucker, 1992).

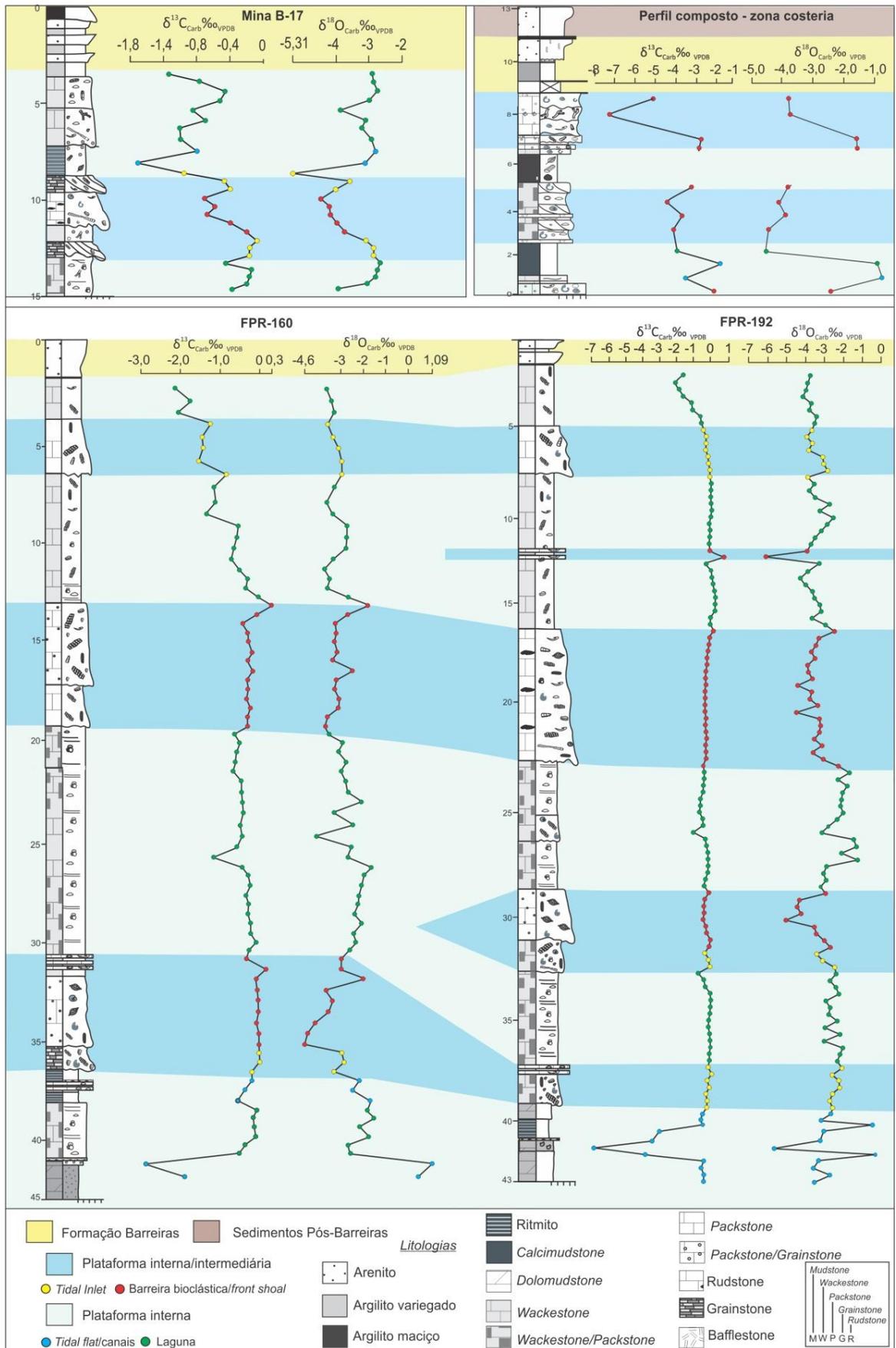


Figura 5.2: Arcabouço quimioestratigráfico da Formação Pirabas com os dados de $\delta^{13}C_{carb}$ e $\delta^{18}O_{carb}$ em relação aos seus respectivos subambientes.

O ambiente lagunar é composto por fácies *dolowackestone* maciço, *floatstone* maciço com briozoário, *wackestone* maciço com equinodermos, *wackestone/packstone* laminado com foraminífero e *calcimudstone* bioturbado. As microfácies são compostas basicamente por matriz de calcita micrítica, dolomita, bioclastos, peloides e grãos de quartzo, pirita e minerais opacos, cimento de calcita sintaxial e em franja. Os bioclastos mais comuns são foraminíferos planctônicos, ostracodes e equinodermos, além de fragmentos de bivalves, briozoários algas vermelhas. Ocorrem ainda traços fósseis de *Thalassinoides*, *Gyrolithes*, *Palaeophycus* e *Sinusichnus*. As fácies são constituídas predominantemente por calcita, além de dolomita e minerais detríticos como quartzo e esmectita, além de gipsita e pirita. Os depósitos de laguna foram individualizados em laguna rasa e laguna profunda. A abundância de calcita microcristalina e fósseis bem preservados indicam ambiente de baixa energia com circulação restringida por barreira bioclástica (Wilson, 1975; Flügel, 2004; Amirshahkarami & Karavan, 2015). A ocorrência de bioclastos típicos de condições marinhas normais (briozoários, foraminíferos planctônicos) e de condições mais restritas (foraminíferos imperfurados como os miliolídeos) sugerem uma laguna semi-restrita (Vaziri-Moghaddam *et al.*, 2010; Amirshahkarami & Karavan, 2015). A presença de dolomita microcristalina e gipsita sugerem condições de circulação restrita de água marinha e variações na profundidade da laguna. A dolomita microcristalina na laguna profunda pode estar associada à ação microbial ou a dolomitização de lama carbonática detrítica (Hips *et al.*, 2015). A presença de grãos de quartzo detrítico e intraclastos de *dolomudstone* junto com bioturbações sugere que micrito detrítico estava presente como componente sedimentar. Bioclastos totalmente ou parcialmente micritizados indicam a presença algas endolíticas (Bathurst, 1966; Kobluk & Risk, 1977) ou cianobactérias cocóides (Reid & MacIntyre, 2000) que induziria a dolomitização sinsedimentar (Hips *et al.*, 2015). A ocorrência de gipsita nos depósitos de laguna rasa sugere condições de aridez, porém sem exposição subaérea. A presença de lagunas mais rasas, sujeitas a períodos de rápida diminuição da lamina d'água e a uma maior evaporação, tornando-as saturadas em Mg e em sais, pode ter contribuído para o processo de dolomitização e a precipitação de gipsita (Kendall 1989, Tucker & Write, 1990, Tucker 1992). A ocorrência de traços fósseis de *Thalassinoides* e *Gyrolithes* sugerem flutuações de salinidade no ambiente deposicional (Ranger & Pemberton, 1992; Netto & Rossetti, 2003, Netto *et al.*, 2007). *Sinusichnus* são comuns em ambientes ricos em matéria orgânica e de baixa energia, com abundante acúmulo de lama carbonática (Gibert *et al.* 1999). A presença

de laminações ondulada e plana paralelas nas fácies *wackestone/packstone* indica a ação de correntes e ondas nas porções mais rasas da laguna.

A composição isotópica da plataforma apresenta uma variação significativa, com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre -6,97‰ a -0,07‰, enquanto que os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ocorrem no intervalo de -5,64‰ a 1,09‰. Os depósitos de *tidal flat*, os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variam de -6,97‰ a -0,07‰, e os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ de -5,64‰ a 1,09‰, (Tabela 5.1, Figura 5.3). O sinal isotópico nas fácies *dolomudstone* são os mais negativos, com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre -6,97‰ e -1,90‰, enquanto que o sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ oscila entre -5,64‰ a +1,09‰ (Tabela 1 – anexo 1, Figura 5.2). Nas fácies de ritmito, o sinal isotópico das lâminas carbonáticas mostram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variando de -3,05‰ a -0,07‰, e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ entre -3,82‰ a -0,44‰. Para a fácies *boundstone* com esteiras microbiais, o valor para C_{carb} é de -3,48‰ e de -1,07‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$.

As razões isotópicas obtidas para o ambiente lagunar mostram um range de variação menor que o observado nos *tidal flats*, com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre -4,47‰ e +0,81‰, e valores entre -6,07‰ a +0,72‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. Nas fácies de *dolowackestone* com briozoário, o valor de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ é de -4,47‰, e o valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ é de -3,90‰. A razão isotópica para as fácies *floatstone* maciço com briozoário mostram valores entre -2,07‰ e +0,81‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, e valores entre -6,07 e -2,72‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. Os *wackestone* maciço com equinodermos apresentam um range de -1,13‰ a -0,46‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, e variação de -3,85‰ a -2,74‰ para os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. Nas fácies *wackestone/packstone* laminado com foraminíferos os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variam de -1,16 a +0,02‰, enquanto que os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ estão entre -4,09‰ a +0,72‰. A fácies de *calcimudstone* bioturbado apresenta valores entre -3,68‰ e -1,88‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, e valores entre -4,52‰ e -0,78‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$.

5.4.1.2 Composição isotópica dos depósitos de plataforma interna/intermediária

A plataforma interna/intermediária é constituída por depósitos de *tidal inlets* e barreiras bioclasticas/*front shoal*. A espessura desses depósitos varia de 50 cm a 7 m, com predomínio de fácies de barreiras bioclásticas/*front shoal*. O subambiente *tidal inlets* é constituído pelas fácies *wackestone/packstone* com briozoários, *packstone* com briozoários, *grainstone* com foraminíferos e algas vermelhas. O *grainstone* apresenta estruturas como estratificações cruzadas de baixo ângulo e geometria lenticular, arcabouço fóssilífero intensamente fragmentado além de abundância de intraclastos. As fácies *packstone* com briozoários e *wackestone/packstone* com briozoários apresentam rico conteúdo fóssilífero, além da presença abundante de matriz calcítica. Além de abundância de calcita, as fácies

apresentam quartzo, traços de dolomita, esmectita e gipsita. Estas características também refletem deposição por fluxos confinados em condições de alta energia, confirmadas pela presença de intraclastos e estratificações cruzadas de baixo ângulo (Walker, 1992; Flugel, 2004). Intraclastos de *mudstone* e os diversificados fragmentos de bioclastos indicam que as correntes de *tidal inlets* erodiram parte dos depósitos de *tidal flat* e da barreira bioclástica. A presença de *grainstone* com estratificação cruzada de baixo ângulo é condizente com a atuação de fluxos mais energéticos, porém a presença de *wackestone* e *packstone* com matriz micrítica indica períodos de diminuição de energia, provavelmente, devido à interação de correntes de maré. Durante a corrente dominante (*flood tide*), predominou a deposição de *grainstones* com estratificação cruzada, enquanto que na maré estufa (*slack water*) ocorreu a deposição de lama carbonática (Visser, 1980).

As fácies que correspondem a barreiras bioclásticas/*front shoal* são *wackestone/packstone* com *Marginopora sp.*, *bafflestone* com briozoário, *packstone/grainstone* com foraminíferos e *rudstone* com bivalves. O arcabouço é constituído por matriz micrítica, calcita pseudoespática, cimento de calcita espática, bioclastos, intraclastos, peloides e grãos de quartzo. A calcita microcristalina e pseudoespática ocorre em abundância, além de calcita espática na forma de cimento entre ou grãos ou preenchendo parcialmente as cavidades dos bioclastos. Ocorrem ainda cristais de dolomita microcristalina dispersos, grãos de quartzo, traços de esmectita, gipsita e hematita. Geralmente fácies de *tidal inlets* representam o único registro de ilhas barreiras devido ao seu alto potencial de preservação, porém a presença de *bafflestone* com de briozoários intercalados como *grainstone*, *wackestone* e *packstone* sugere que grande parte da barreira bioclástica ainda está preservada. A abundância de fragmentos fósseis representam depósitos de barreira bioclástica retrabalhada por ondas ou correntes, que caracterizam os depósitos de *shoal* (Read, 1985). A proximidade da linha de costa é confirmada pela presença de bioclastos típicos de mar aberto, como foraminíferos bentônicos, briozoários e bivalves.

As razões isotópicas para a plataforma interna/intermediária variam entre de -1,54‰ a 0,30‰ para o $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e de -4,50‰ a -1,67‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. Os valores obtidos nas fácies desta porção da plataforma, que estão expostas ao intemperismo, mostram razões mais negativas, com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre -7,15 a -2,12, enquanto que os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ variam de -4,63‰ a -1,69‰. Os valores obtidos para o *tidal inlet* variam de -1,54 a 0,01 para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, enquanto que os valores para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ variam de -3,75‰ a -2,17‰. Os *grainstones* com foraminíferos e algas vermelhas mostram razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre 0,95‰ e

0,01, e para o $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ os valores variam entre -3,75‰ e -2,17‰. Os *wackestone/packstones* com *Marginopora sp.* e terrígeno mostram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre -0,21‰ e 0,01‰, e valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ variando entre -2,99‰ e 2,56‰. Já as fácies *packstone* com briozoário mostram razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ com valores entre -1,54 e -0,01, e valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ entre -3,92‰ e -2,56‰.

O subambiente de barreira bioclástica/*front shoal* mostra dois *trends* de variação no sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. O primeiro *trend* mostra variação de -0,62‰ a 0,30‰ para os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, e valores entre -4,50‰ e -1,67‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. O segundo mostra uma variação de -7,17‰ a 2,12‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, e de -4,63‰ a -1,69‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. De forma geral, as fácies *wackestone/packstone Marginopora* e terrígeno mostram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variando entre -4,89‰ e -2,96‰, e os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ com razões entre -4,50‰ e -4,01‰. A fácies *boundstone* com briozoários apresenta valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variando entre -4,12‰ e -4,18‰, enquanto que os valores para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ variam de -4,63‰ a -4,21‰. As fácies *packstone/grainstone* mostram valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variando entre -7,17‰ e 0,30‰, enquanto que os valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ variam entre -4,50‰ e -1,70‰. O *rudstone* com bivalves mostram razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ com valores entre -2,59‰ e 0,02‰, e valores entre -4,46‰ e -1,67‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$.

5.4.2 Aspectos diagenéticos e análise pontual de isótopos estáveis

Na sucessão plataformal da Formação Pirabas é comum à presença de rochas com arcabouço complexo, diversificado conteúdo fossilífero (inteiro e fragmentado) sustentado por matriz ou cimento, além de texturas internas como laminações formadas por pares de micrito e de calcita pseudoespática/espática. A análise petrográfica do conjunto de fácies desta formação indicou a presença de algumas feições diagenéticas, que foram avaliadas e agrupadas em seus respectivos ambientes de alteração, de acordo com Matthews (1974), Longman (1980), Harris *et al.* (1985) e Scholle & Scholle (2003). Além disso, foram realizadas análises isotópicas pontuais nos principais constituintes das fácies, para observar possíveis alterações devido à atuação da diagênese (Tabela 5.2).

A diagênese das rochas carbonáticas engloba seis principais processos: micritização, cimentação, recristalização, dolomitização, compactação mecânica/química e dissolução (Tucker & Wright, 1990). Os aspectos diagenéticos observados nas microfácies carbonáticas da Formação Pirabas são micritização, cimentação, recristalização, dolomitização e dissolução (formação de porosidade secundária). A ocorrência destes processos apresenta uma

relação direta com as condições de sedimentação de cada subambiente da plataforma. As fácies da plataforma interna, desenvolvidas em condições de baixa a moderada energia (*tidal flat* e laguna), foram afetadas principalmente por processos de micritização dos bioclastos, recristalização, dolomitização, dissolução e cimentação precoce. As microfácies da plataforma interna/intermediária depositadas sob condições de alta energia (*tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*), apresentam processos menos significativos de micritização, recristalização e dolomitização (Figura 5.3), porém são marcados por processos de cimentação e dissolução com formação de porosidade secundária (Figura 5.3). Esses processos diagenéticos permitiram estabelecer uma sequência cronológica de eventos relacionados ao estágio de eodiagênese. Essas modificações ocorridas logo após a deposição foram relacionadas aos ambientes diagenéticos marinho precoce, meteórico/freático e vadoso/zona de mistura (Matthews, 1974; Longman, 1980, Harris *et al.*, 1985; Scholle & Scholle, 2003) (Figura 5.3).

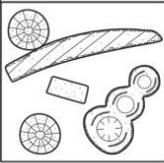
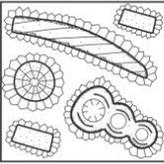
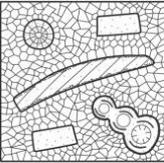
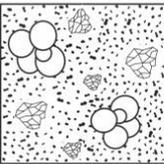
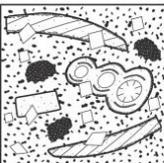
| FEIÇÕES/EVENTOS DIAGENÉTICOS | | EODIAGÊNESE | | |
|---|--|-----------------|--------------------|----------------|
| | | MARINHO PRECOCE | METEÓRICO/FREÁTICO | VADOSO/MISTURA |
|  | MICRITIZAÇÃO | ————— | | |
|  | FRANJA FIBROSA | | ————— | |
|  | CIMENTO SINTAXIAL — MOSAICO ESPÁTICO | | ————— | |
|  | RECRISTALIZAÇÃO | | ————— | |
|  | DOLOMITIZAÇÃO — DISSOLUÇÃO PRECOCE | | | ————— |

Figura 5.3: Feições e ambientes eodiagenéticos da sucessão carbonática da Formação Pirabas.

Diagênese marinha precoce

Neste ambiente diagenético os processos identificados foram micritização e cimentação de calcita em franja (Figura 5.3). A micritização afetou, principalmente, as fácies de *tidal flat* e laguna, apesar de também ocorrer em *grainstones* e *packstones* do *tidal inlet*, e em *packstone/grainstone* das barreiras bioclásticas. É um processo comum em águas rasas e interpretado como resultado de ação de microorganismos que aturam na carapaça dos organismos obliterando parcial ou completamente a estrutura dos mesmos (Bathurst, 1975; MacIntyre *et al.*, 2000; Reid & MacIntyre, 2000). A micritização parcial ou total dos bioclastos é muito comum nas fácies de plataforma interna da Formação Pirabas, principalmente em fragmentos de briozoários, algas vermelhas, foraminíferos planctônicos e ostracodes (Figura 5.4 A). O processo de micritização de alguns bioclastos forma feições semelhantes à peloides, o que dificulta a identificação. Foram realizadas análises isotópicas nos bioclastos de bivalves, briozoários e foraminíferos dos depósitos de plataforma interna e interna/intermediária (Tabela 5.2; Figura 5.5 A-D). As análises nos bivalves mostram valores entre -1,25‰ e 0,4‰ para $\delta^{13}\text{C}$, e entre -4,65 e -3,92‰ para $\delta^{18}\text{O}$. As análises nos briozoários mostram valores entre -4‰ e -0,07‰ para $\delta^{13}\text{C}$, e entre -4,48 e -4,01‰ para $\delta^{18}\text{O}$. As análises nos foraminíferos mostram valores entre -0,12‰ e -0,06‰ para $\delta^{13}\text{C}$, e entre -4,02 e -3,40‰ para $\delta^{18}\text{O}$.

O cimento de calcita em franja ocorre em torno dos bioclastos ou preenchem as cavidades dos mesmos (Figura 5.4 B). Este cimento é associado ao ambiente de diagênese marinha precoce dentro da zona freática (Tucker & Wright, 1990). Na Formação Pirabas, esse tipo de cimento ocorre nas fácies *packstone/grainstone* e *packstone*, nos ambientes de barreira bioclastica/*front shoal* e *tidal inlet*, respectivamente.

Ambiente marinho meteórico/freático

Neste ambiente os processos diagenéticos envolveram a mistura de água meteórica e marinha, associado a fases de dissolução e cimentação, comuns em ambientes costeiros (Tucker & Wright, 1990; Tucker, 1991). Destacam-se quatro eventos diagenéticos: precipitação de mosaicos de calcita espática, cimento sintaxial de calcita, recristalização da matriz micrítica e dissolução com formação de porosidade (fábrica seletiva e não-seletiva) (Figura 5.3). O cimento em mosaico com cristais de calcita granular ocorre preferencialmente nas fácies *grainstone* do *tidal inlet* e nos *packstone/grainstone* na barreira bioclástica, obliterando parcialmente poros interpatículas e móldicos (Figura 5.4 D). A cimentação

sintaxial foi observada nos bioclastos de equinodermos (Figura 5.4 E), que ocorrem preferencialmente nas fácies de *wackestone* e *wackestone/palckstone* de ambiente lagunar, assim como em *packstone/grainstone* de barreira bioclástica/*front shoal*. Estes também apresentam cimento tipo *bladed* que ocorre localizado *packstone/grainstone* (Figura 5.4 F).

O neomorfismo é do tipo *aggrading* caracterizado pela mudança de textura na matriz calcítica micrítica para pseudoespática e espática (Figura 5.4 C). Segundo Tucker (2001), a recristalização é um processo que ocorre na presença de água e envolve dissolução-reprecipitação. Essa feição diagenética ocorre em todas as fácies da Formação Pirabas, porém, nas fácies de ambiente lagunar, como *mudstones*, *wackestone* e *wackestone/packstone* laminado, o neomorfismo é mais significativo. Na fácies *mudstone* a recristalização está associada a bioturbação, na qual a atividade biológica por escavação proporciona a formação de frentes de percolação de fluidos (Figura 5.4 C). Na fácies *wackestone/packstone* laminado o neomorfismo é observado na alternância de calcita microcristalina e calcita pseudoespática/espática (Figura 5.5 F).

As análises isotópicas da matriz micrítica (Figura 5.5 E) estão dispostas na tabela 5.2, e mostra valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -0,79‰ e -0,05‰, e de $\delta^{18}\text{O}$ entre -4,49‰ e -0,44‰. Os valores de $\delta^{13}\text{C}$ das lâminas de matriz micrítica variam entre -0,35‰ e -0,07‰, enquanto que os valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -3,65‰ e -2,19‰. As análises isotópicas das lâminas de calcita pseudoespática/espática mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -0,42‰ e -0,05‰ e para $\delta^{18}\text{O}$ entre -3,65 e -1,92‰ (Tabela 5.2).

Os processos de dissolução são comuns em ambientes meteórico e freático devido a passagem de fluidos subsaturados em CaCO_3 e um dos principais eventos é a formação de porosidade secundária (Fluguel, 2010). A formação de porosidade está atrelada a dissolução do conteúdo bioclástico (Figura 5.4 G) e da matriz micrítica (Figura 5.4 H). Nas fácies da Formação Pirabas é possível observar porosidade de fábrica seletiva e não-seletiva (Choquette & Pray, 1970). Os poros de fábrica seletiva, observados nas fácies de Formação Pirabas, são do tipo interpartícula, intrapartícula, intercristal e móldica. Os tipos interpartícula, intrapartícula e móldica ocorrem principalmente nas fácies de granulometria mais grossa com rico conteúdo fossilífero (bioclastos), como os *wackestone/packstone*, *packstone*, *packstones/graisntons* e *rusdstone*. Os poros intercristal são mais comuns nos *dolomudstones* devido ao processo de dissolução e dolomitização. Os poros de fábrica não seletiva são do tipo canal e *vug*. Estes tipos de poros ocorrem com maior frequência em *wackestone*, *wackestone/packstone* e *packstone*.

Tabela 5.2: Composição isotópica matriz carbonática (calcita), bioclastos e calcita pseudoespática/espática.

| Amostra | $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ | $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ | Amostra | $\delta^{13}\text{C} \text{ ‰}$ | $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ |
|---|---------------------------------|---------------------------------|--------------------|---------------------------------|---------------------------------|
| Matriz calcítica (Laguna) | | | Rocha total | | |
| F192-11,5M | -0,05 | -2,5 | F192-103 | 0,04 | -2,51 |
| PT160-13 | -0,8 | -4,49 | F160-69 | -0,54 | -2,73 |
| PT160-04 (1) | -0,07 | -2,19 | F160-08 | -0,16 | -1,53 |
| PT192-16 (1) | -0,29 | -2,74 | F192-59 | -0,42 | -2,08 |
| PT192-16 (3) | -0,35 | -3,65 | F192-59 | -0,42 | -2,08 |
| B-19 | -0,79 | -3,09 | B-19 | -0,99 | -2,92 |
| B-21 | -0,48 | -2,76 | B-21 | -0,99 | -3,21 |
| Matriz calcítica (Tidal flat) | | | Rocha total | | |
| F192-40m | -0,48 | -0,44 | F192-08 | -0,56 | -3,16 |
| F160-37m | -0,55 | -1,7 | F160-11 | -0,37 | -2,48 |
| Matriz calcítica (*B.b./front shoal) | | | Rocha total | | |
| PT192-19 | 0,08 | -3,46 | F192-83 | -0,02 | -3,27 |
| F192-19m | -0,05 | -4,47 | F192-78 | -0,2 | -3,85 |
| B-13 | -0,43 | -4,01 | B-13 | -0,69 | -4,46 |
| Calcita *pe/e laguna | | | Rocha total | | |
| PT160-04 (2) | -0,42 | -3,65 | F160-08 | -0,16 | -1,53 |
| PT192-16 (4) | -0,35 | -3,51 | F192-59 | -0,42 | -2,08 |
| PT192-16(2) | -0,05 | -1,92 | F192-59 | -0,42 | -2,08 |
| Bioclastos (Laguna) | | | Rocha total | | |
| F192-11,5M (*Bz) | -0,07 | -4,01 | F192-103 | 0,04 | -2,51 |
| PT160-13 (*Bv) | -0,96 | -4,11 | F160-69 | -0,54 | -2,73 |
| B-19 (Bv) | -1,25 | -3,92 | B-19 | -0,99 | -2,92 |
| B-21 (Bv) | -0,99 | -3,96 | B-21 | -0,99 | -3,21 |
| F-192 (*F) | -0,065 | -3,40 | F192-18 | -0,05 | -2,3 |
| F-160 (F) | -0,123 | -4,02 | F160-32 | -0,29 | -1,97 |
| Bioclastos (Tidal flat) | | | Rocha total | | |
| F192-40m (Bv) | -0,060 | -4,03 | F192-08 | -0,56 | -3,16 |
| F160-37m (BZ) | -0,400 | -4,48 | F160-11 | -0,37 | -2,48 |
| Bioclastos (B.b./front shoal) | | | Rocha total | | |
| PT192-19 (Bv) | 0,04 | -4,07 | F192-83 | -0,02 | -3,27 |
| F192-19m (Bv) | -0,09 | -4,65 | F192-78 | -0,2 | -3,85 |
| B-13 (Bv) | -0,48 | -4,86 | B-13 | -0,69 | -4,46 |

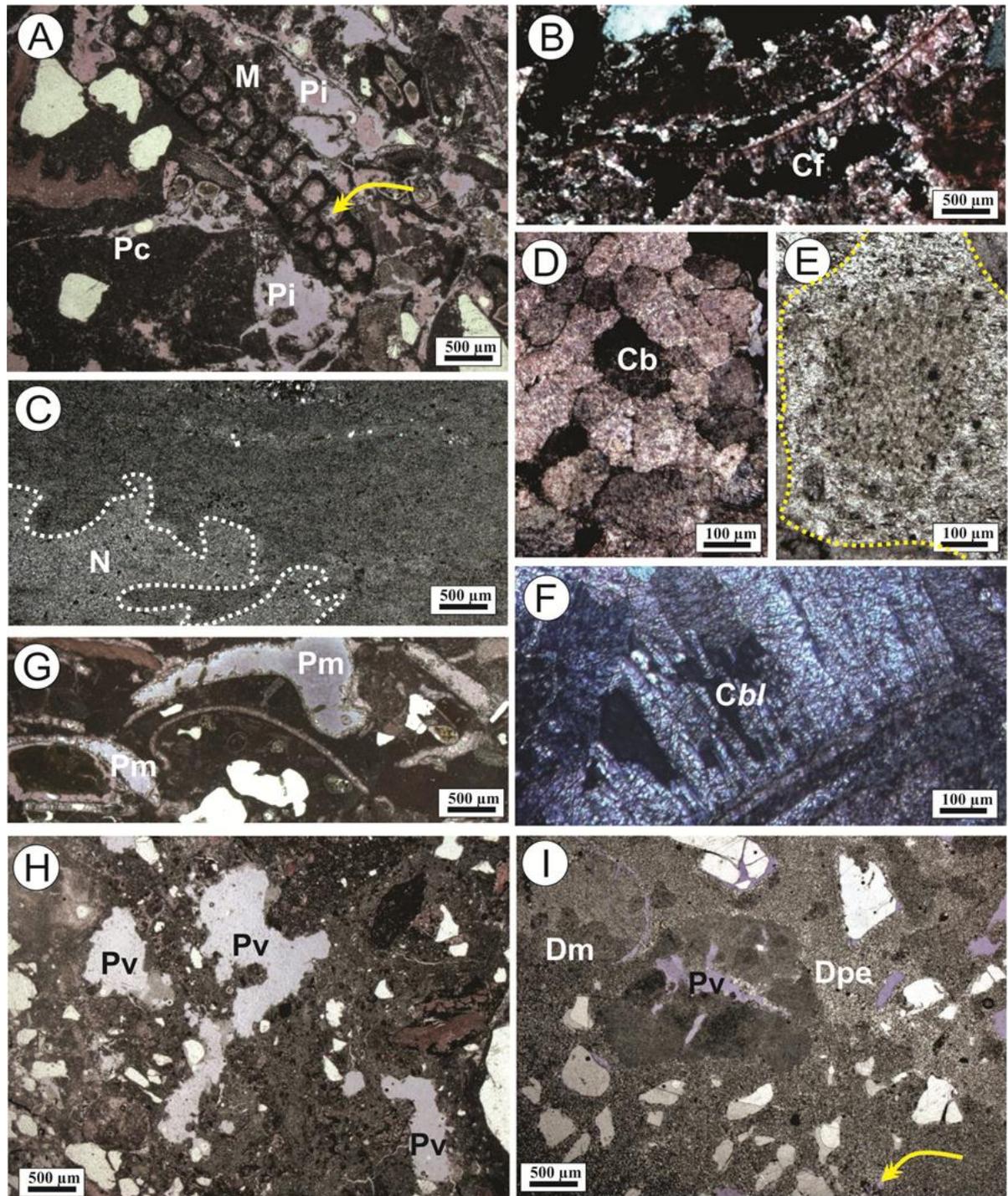


Figura 5.4: Feições diagnéticas da Formação Pirabas, com destaque para: A) micritização (M) em fragmento de briozóário, além de poros interpartícula (Pi), em canal (Pc) e intrapartícula (seta); B) Cimento de calcita em franja (Cf) em torno de um bioclasto fragmentado; C) neomorfismo (N) associado a bioturbação; D) cimento de calcita na forma de mosaico granular (Cb); E) cimento syntaxial de calcita em torno de um fragmento de equinoderma; F) cimento de calcita tipo *bladed* (Cbl) associado a um fragmento de alga vermelha; G) Poros móldicos (Pm) em bivalves desarticulados; H) poros tipo *vug* (Pv) dispersos na matriz micrítica; I) *dolomudstone* com dolomita microcristalina (Dm) e dolomita pseudespática (Dpe), além de poros intercrystal (seta) e *vug* (Pv). *pe/e: calcita pseudoespática/espática; Bz: briozóário; Bv: bivalve; F: foraminífero planctônico; B.b: barreira bioclástica.

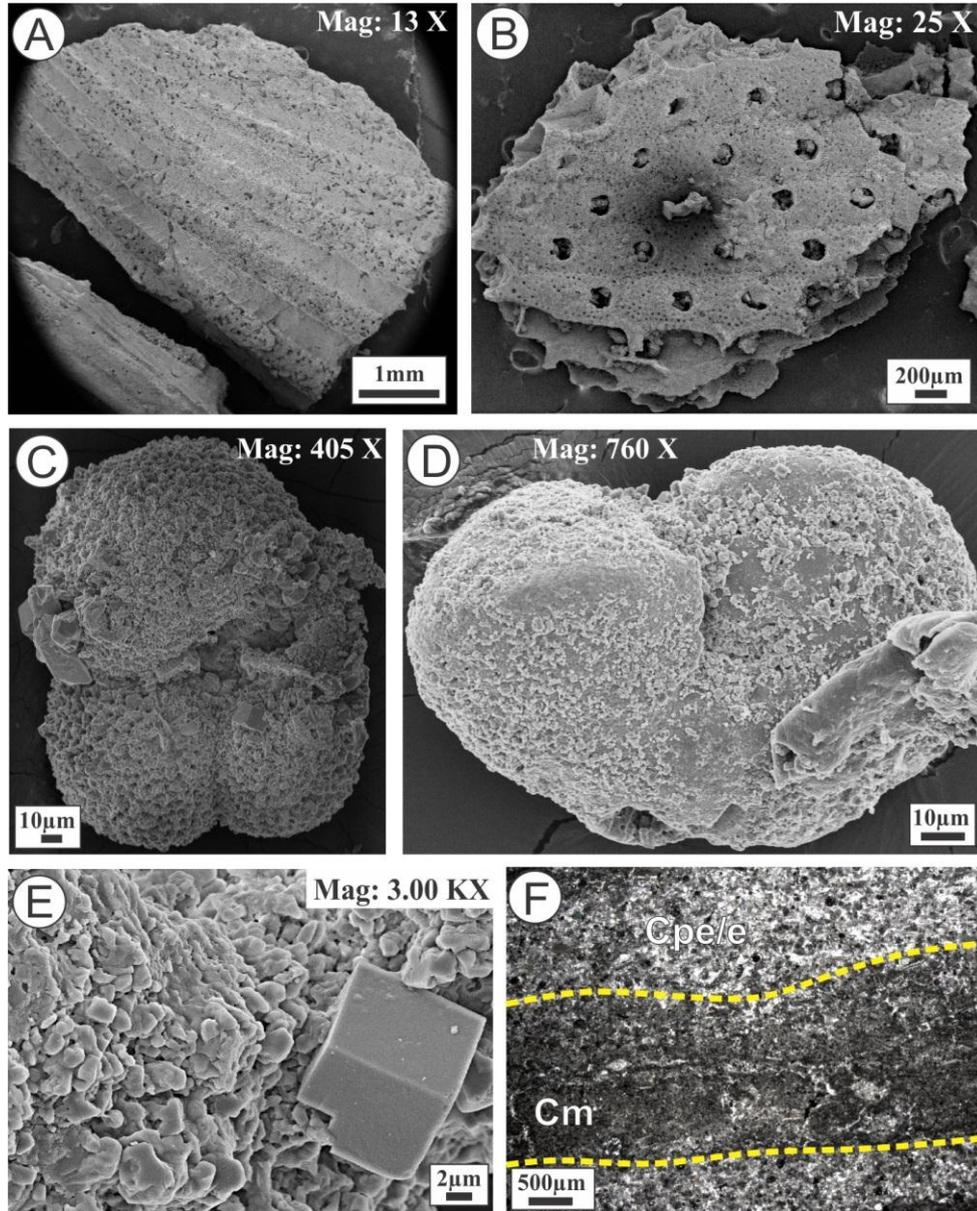


Figura 5.5: Constituintes das fácies da Formação Pirabas, com destaque para: A) fragmento de bivalve; B) fragmento de briozoário; C) foraminífero planctônico com a carapaça coberta por matriz micrítica; D) fragmento de foraminífero planctônico sem película micrítica; E) matriz micrítica de calcita; F) alternância de matriz calcítica (Cm) e calcita pseudoespática/espática (Cpe/e).

Ambiente marinho vadoso/zona de mistura

Esse ambiente apresenta como principal agente modificador a química da água, capaz de promover a dolomitização de grãos, matriz e cimento das rochas carbonáticas (Figura 5.3). O processo de dolomitização ocorre na base da sequência carbonática, predominantemente nas fácies depositadas nas zonas de intermaré (*tidal flat*) e, em menor intensidade, nas áreas submaré (lagunas). A dolomitização é observada nos *dolomudstones* e *dolowackstones*, caracterizados por cristais de dolomita na forma de mosaico

xenotópico/hipidiotópico (Figura 5.4 I). É possível observar cristais de dolomita dispersos nos *wackstone/packstone* de ambiente lagunar e *wackestone/packstone* do *tidal inlet*, que podem chegar a dimensões de até 50 μm . A presença de dolomita nessas porções intermaré/submaré (*tidal flat* e lagunas), pode ser atribuída por misturas de águas meteóricas e marinhas, que resulta em águas de formação com alta razão de Mg/Ca e baixa salinidade (Tucker & Wright, 1990). A entrada de águas meteóricas em sistemas costeiros é dada pela exposição da porção interna da plataforma, que fica mais sujeita a ação de chuvas e influxos de águas meteóricas (Tucker & Wright, 1990). Assim, a água do mar fornece o Mg^{2+} e as águas meteóricas, saturadas em CO_2 , permitem a formação da dolomita por inibição das barreiras cinéticas, dada pela redução da razão Mg/Ca (Tucker, 2001). Além disso, altas taxas de evaporação da água do mar favorecem a precipitação de sulfatos (gipsita e anidrita), que tendem a retirar o Ca^{2+} da solução, aumentando a razão Mg/Ca e assim favorecendo a formação de dolomita (Tucker & Wright, 1990). As análises isotópicas realizadas nos *dolomudstones* mostram valores de -6,97‰ a -1,90‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, e entre -5,64 e -0,14‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (tabela 5.1 anexo 1).

5.4.3 Geoquímica elementar – Elementos terras raras e traços

Os elementos terras raras e traços são amplamente utilizadas como traçadores da mistura entre massas de água no oceano, e também para estudos de proveniência (p.e, Elderfield & Greaves, 1982; Byrne & Kim, 1990; Duncan & Shaw, 2003). Além disso, auxiliam na interpretação de paleoambientes marinhos e costeiros, já que alguns elementos têm suas concentrações alteradas devido à influência de influxos siliciclásticos através de rios, com elementos traços sendo indicadores de influências diagenéticas.

As concentrações dos ETR'S da Formação Pirabas são apresentadas na tabela 6.3, e o padrão de distribuição destes elementos na figura 5.6. Na análise das diferentes fácies que constituem a Formação Pirabas (*tidal flat*, laguna, *tidal inlet*, barreira bioclástica/*front shoal*), nota-se um comportamento homogêneo nas concentrações dos ETR's, sendo enriquecidas em ETR'S leves e depletadas em ETR's pesados (Tabela 5.3). A distribuição desses elementos apresenta uma não-deficiência ou empobrecimento em Ce (Figura 5.6 A e B), quando comparados aos seus “vizinhos” La e Nd. Os demais ETR's mostram uma distribuição homogênea, com anomalia positiva de Eu e Y (Figura 6.6 A). Apenas duas amostras do ambiente de *tidal flat* apresentam um comportamento fora do padrão geral, com anomalia negativa de La (Figura 5.6 A). Os subambientes mostram diferentes concentrações nesses

elementos. Nas amostras referentes ao ambiente de *tidal flats*, os valores da Σ ETR's variam de 8,54 a 35,45 ppm, já nas lagunas a Σ ETR's de 3,89 a 26,85ppm. Para as amostras de *tidal inlet* a Σ ETR's varia de 5,16 a 13,18 ppm, enquanto que nas barreiras bioclásticas/*front shoal* os valores ocorrem entre 3,2 a 13,76 ppm.

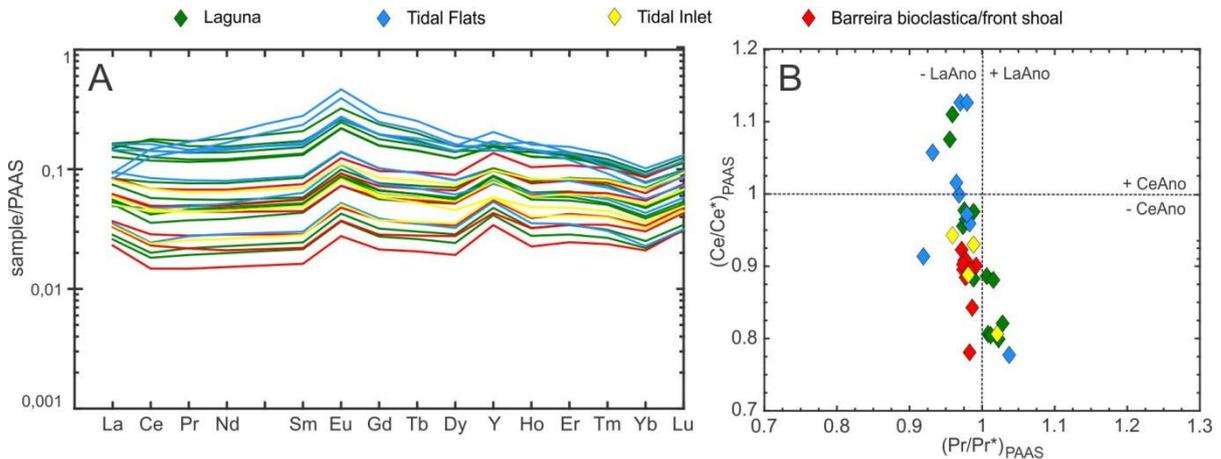


Figura 5.6: Padrão dos elementos terras raras da Formação Pirabas (A), mostrando uma leve anomalia negativa de Ce e anomalias positivas de Eu e Y (B).

As concentrações dos ETR'S mostram um padrão de terras raras intermediário entre o ambiente tipicamente marinho, caracterizado por franjas recifais, e sedimentos carbonáticos costeiros com influência de terrígenos (Webb & Kamber 2000; Nothdurft *et al.*, 2004). Nos ambientes anteriormente citados, o padrão dos ETR's apresenta uma suave anomalia de Ce, tendência positiva de Eu, assim como anomalia de positiva de Y (Figura 5.6). A anomalia positiva de Y pode ser associada à alta produtividade orgânica de ambientes marinhos bem oxigenados (Nothdurft *et al.*, 2004). A anomalia de Eu em plataformas carbonáticas é relacionada a minerais feldspáticos detríticos, assim como podem estar associados a minerais de argila. Na sucessão estudada ocorrem traços de minerais feldspáticos, como os plagioclásios albita e anortita, além de grande quantidade de esmectita. Como os ETR's são insolúveis e presentes em baixas concentrações na água do mar, altas concentrações em rochas carbonáticas podem refletir influxos de detritos insolúveis, assim como grandes concentrações de argilominerais (Elderfield *et al.*, 1990). Portanto, as concentrações de ETR's obtidas podem refletir a composição química de área fonte dos sedimentos.

Tabela 5.3: Concentração dos elementos terras raras da Formação Pirabas.

| AMOSTRA | * | Y | La | Ce | Pr | Nd | Sm | Eu | Gd | Tb | Dy | Ho | Er | Tm | Yb | Lu | Y/Ho | Ce/Ce* | Eu/Eu* |
|------------|---|------|------|-------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|------|-------|--------|--------|
| B-3 | L | 2,33 | 2,29 | 3,88 | 0,44 | 1,72 | 0,31 | 0,07 | 0,31 | 0,05 | 0,26 | 0,06 | 0,17 | 0,02 | 0,11 | 0,02 | 39,86 | 0,75 | 0,99 |
| B-7 | I | 2,17 | 2,03 | 3,46 | 0,40 | 1,56 | 0,28 | 0,06 | 0,29 | 0,04 | 0,24 | 0,06 | 0,16 | 0,02 | 0,11 | 0,02 | 39,39 | 0,68 | 0,97 |
| B-13M | B | 2,05 | 2,12 | 3,41 | 0,35 | 1,34 | 0,22 | 0,05 | 0,24 | 0,04 | 0,23 | 0,05 | 0,16 | 0,02 | 0,13 | 0,03 | 37,43 | 0,57 | 0,92 |
| B-13B | B | 1,89 | 1,96 | 3,34 | 0,35 | 1,34 | 0,23 | 0,05 | 0,24 | 0,04 | 0,21 | 0,05 | 0,15 | 0,02 | 0,12 | 0,03 | 37,88 | 0,59 | 0,95 |
| B-16 | I | 1,49 | 1,40 | 2,27 | 0,25 | 0,96 | 0,16 | 0,03 | 0,18 | 0,03 | 0,16 | 0,04 | 0,12 | 0,02 | 0,09 | 0,02 | 38,51 | 0,40 | 0,90 |
| B-18 | F | 5,52 | 5,55 | 11,3 | 1,23 | 4,92 | 0,93 | 0,20 | 0,91 | 0,14 | 0,73 | 0,16 | 0,44 | 0,05 | 0,29 | 0,06 | 34,79 | 2,50 | 1,02 |
| B-21 | L | 1,12 | 0,99 | 1,45 | 0,17 | 0,68 | 0,12 | 0,03 | 0,13 | 0,02 | 0,11 | 0,03 | 0,08 | 0,01 | 0,06 | 0,01 | 40,63 | 0,25 | 0,93 |
| B-25 | L | 1,44 | 1,34 | 1,94 | 0,24 | 0,97 | 0,17 | 0,04 | 0,18 | 0,03 | 0,15 | 0,04 | 0,10 | 0,01 | 0,06 | 0,01 | 41,14 | 0,35 | 0,92 |
| F160-01 | F | 4,24 | 5,73 | 14,19 | 1,52 | 6,09 | 1,16 | 0,23 | 1,10 | 0,15 | 0,73 | 0,14 | 0,37 | 0,04 | 0,22 | 0,04 | 29,49 | 3,76 | 1,04 |
| F160-07 | L | 2,66 | 3,62 | 6,71 | 0,71 | 2,72 | 0,49 | 0,10 | 0,47 | 0,07 | 0,38 | 0,08 | 0,23 | 0,03 | 0,16 | 0,03 | 32,60 | 1,32 | 1,03 |
| F160-37mM | F | 5,92 | 7,85 | 15,53 | 1,58 | 5,94 | 1,09 | 0,22 | 1,06 | 0,16 | 0,84 | 0,18 | 0,51 | 0,06 | 0,36 | 0,07 | 32,61 | 3,12 | 1,02 |
| F160-18 | B | 0,92 | 0,88 | 1,18 | 0,13 | 0,52 | 0,09 | 0,02 | 0,10 | 0,02 | 0,09 | 0,02 | 0,07 | 0,01 | 0,06 | 0,01 | 41,14 | 0,17 | 1,01 |
| F160-30 | L | 4,22 | 5,50 | 10,05 | 1,06 | 4,11 | 0,75 | 0,16 | 0,74 | 0,11 | 0,58 | 0,13 | 0,35 | 0,05 | 0,24 | 0,05 | 33,58 | 1,94 | 1,02 |
| F160-43 | L | 4,63 | 6,07 | 11,36 | 1,21 | 4,68 | 0,85 | 0,18 | 0,83 | 0,12 | 0,65 | 0,14 | 0,39 | 0,05 | 0,27 | 0,05 | 32,99 | 2,27 | 0,95 |
| F160-50 | I | 2,12 | 2,27 | 3,68 | 0,40 | 1,53 | 0,27 | 0,06 | 0,29 | 0,04 | 0,25 | 0,06 | 0,18 | 0,02 | 0,14 | 0,03 | 36,30 | 0,64 | 0,91 |
| F160-57 | B | 3,68 | 3,23 | 5,45 | 0,60 | 2,29 | 0,42 | 0,09 | 0,45 | 0,07 | 0,42 | 0,10 | 0,31 | 0,04 | 0,24 | 0,05 | 35,80 | 1,01 | 0,97 |
| F160-71 | L | 1,28 | 1,08 | 1,59 | 0,19 | 0,77 | 0,14 | 0,03 | 0,15 | 0,02 | 0,13 | 0,03 | 0,10 | 0,01 | 0,07 | 0,01 | 39,95 | 0,28 | 0,92 |
| F160-75 | I | 2,65 | 3,10 | 5,45 | 0,57 | 2,20 | 0,39 | 0,08 | 0,40 | 0,06 | 0,35 | 0,08 | 0,24 | 0,03 | 0,19 | 0,04 | 32,44 | 0,99 | 1,01 |
| F160-80 | L | 2,37 | 1,95 | 2,83 | 0,33 | 1,30 | 0,24 | 0,05 | 0,26 | 0,04 | 0,24 | 0,06 | 0,18 | 0,02 | 0,14 | 0,03 | 40,97 | 0,48 | 0,98 |
| F192-02 | F | 2,03 | 1,88 | 3,78 | 0,43 | 1,76 | 0,35 | 0,08 | 0,35 | 0,05 | 0,29 | 0,06 | 0,18 | 0,02 | 0,12 | 0,02 | 32,40 | 0,86 | 1,12 |
| F192-05 | F | 4,58 | 6,16 | 12,91 | 1,28 | 5,09 | 0,89 | 0,19 | 0,90 | 0,13 | 0,66 | 0,14 | 0,39 | 0,05 | 0,25 | 0,05 | 31,87 | 2,69 | 0,99 |
| F192-07 | F | 3,85 | 3,19 | 10,14 | 1,26 | 5,65 | 1,30 | 0,28 | 1,16 | 0,16 | 0,76 | 0,15 | 0,34 | 0,04 | 0,19 | 0,04 | 26,54 | 4,01 | 1,04 |
| F192-10 | F | 1,57 | 1,94 | 3,51 | 0,39 | 1,52 | 0,27 | 0,06 | 0,27 | 0,04 | 0,21 | 0,05 | 0,14 | 0,02 | 0,10 | 0,02 | 32,84 | 0,70 | 0,92 |
| F192-24 | L | 3,88 | 6,27 | 13,70 | 1,38 | 5,25 | 0,96 | 0,19 | 0,92 | 0,13 | 0,66 | 0,14 | 0,37 | 0,05 | 0,25 | 0,05 | 28,19 | 3,01 | 1,00 |
| F192-40 | B | 1,16 | 1,26 | 1,83 | 0,19 | 0,71 | 0,12 | 0,03 | 0,13 | 0,02 | 0,13 | 0,03 | 0,10 | 0,01 | 0,09 | 0,02 | 36,61 | 0,28 | 0,92 |
| F192-59 | L | 4,15 | 4,84 | 9,40 | 1,01 | 3,99 | 0,73 | 0,16 | 0,73 | 0,11 | 0,58 | 0,13 | 0,35 | 0,04 | 0,25 | 0,05 | 32,85 | 1,97 | 0,92 |
| F192-PT18M | B | 1,87 | 2,18 | 3,63 | 0,38 | 1,46 | 0,23 | 0,05 | 0,25 | 0,04 | 0,21 | 0,05 | 0,16 | 0,02 | 0,13 | 0,03 | 36,86 | 0,63 | 0,91 |
| F192-74 | B | 2,05 | 2,28 | 3,74 | 0,39 | 1,49 | 0,25 | 0,05 | 0,27 | 0,04 | 0,24 | 0,06 | 0,18 | 0,03 | 0,15 | 0,03 | 34,28 | 0,64 | 0,93 |
| F192-94 | L | 2,63 | 2,84 | 4,57 | 0,49 | 1,88 | 0,32 | 0,07 | 0,36 | 0,06 | 0,33 | 0,08 | 0,24 | 0,03 | 0,20 | 0,04 | 33,86 | 0,79 | 0,89 |
| F192-105 | L | 2,39 | 2,13 | 3,33 | 0,41 | 1,63 | 0,29 | 0,06 | 0,31 | 0,05 | 0,27 | 0,06 | 0,19 | 0,02 | 0,13 | 0,03 | 37,81 | 0,64 | 0,99 |
| F192-110 | L | 1,55 | 1,29 | 1,90 | 0,23 | 0,89 | 0,16 | 0,04 | 0,17 | 0,03 | 0,16 | 0,04 | 0,12 | 0,02 | 0,09 | 0,02 | 38,92 | 0,33 | 0,65 |
| F192-122 | L | 2,75 | 3,19 | 6,21 | 0,67 | 2,59 | 0,47 | 0,10 | 0,47 | 0,07 | 0,38 | 0,08 | 0,23 | 0,03 | 0,16 | 0,03 | 33,62 | 1,31 | 0,95 |

$Eu/Eu^* = \log[2 * Eu_{SN} / (Sm_{SN} + Gd_{SN})]$ $Ce/Ce^* = Ce_{SN} / (0.5 * (La_{SN} + Pr_{SN}))$ $CeSN [(Ce/Ce^*)_{SN} = CeSN / (0.5La_{SN} + 0.5Pr_{SN})]$.

(*) AMBIENTES: L: laguna; F: *tidal flat*; I: *tidal inlet*; B: barreira bioclástica/*front shoal*.

A razão de Y/Ho é utilizada como parâmetro para identificar diferentes ambientes costeiros, bem como grau de influência de influxos siliciclásticos (Nothdurf *et al.*, 2004). Essa razão é relevante já que o Ho é removido da água do mar cerca de duas vezes mais rápido que o Y, o que confere diferenças no comportamento na complexação no ambiente marinho (Webb & Kamber, 2000; Nothdurf *et al.*, 2004). Logo, razões mais elevadas de Y/Ho são esperadas em ambientes marinhos, enquanto que em ambientes protegidos ou internos, sujeitos a maior contribuição de partículas insolúveis de origem continental, a razão Y/Ho tende a ser baixa (Nothdurf *et al.*, 2004). As fácies de *tidal flat* e laguna apresentam razões de Y/Ho ≤ 35 ppm, enquanto as fácies de plataforma interna/intermediária, como *tidal inlet* e barreiras bioclásticas/*front shoal*, apresentam razão de Y/Ho ≥ 35 ppm (Tabela 5.3/ Figura 5.7). Este comportamento mostra um claro controle deposicional na distribuição da razão de Y/Ho, onde fácies costeiras restritas sujeitas a influxos continentais possuem baixa razão de Y/Ho, e fácies marinhas rasas mostram um aumento (Figura 5.7).

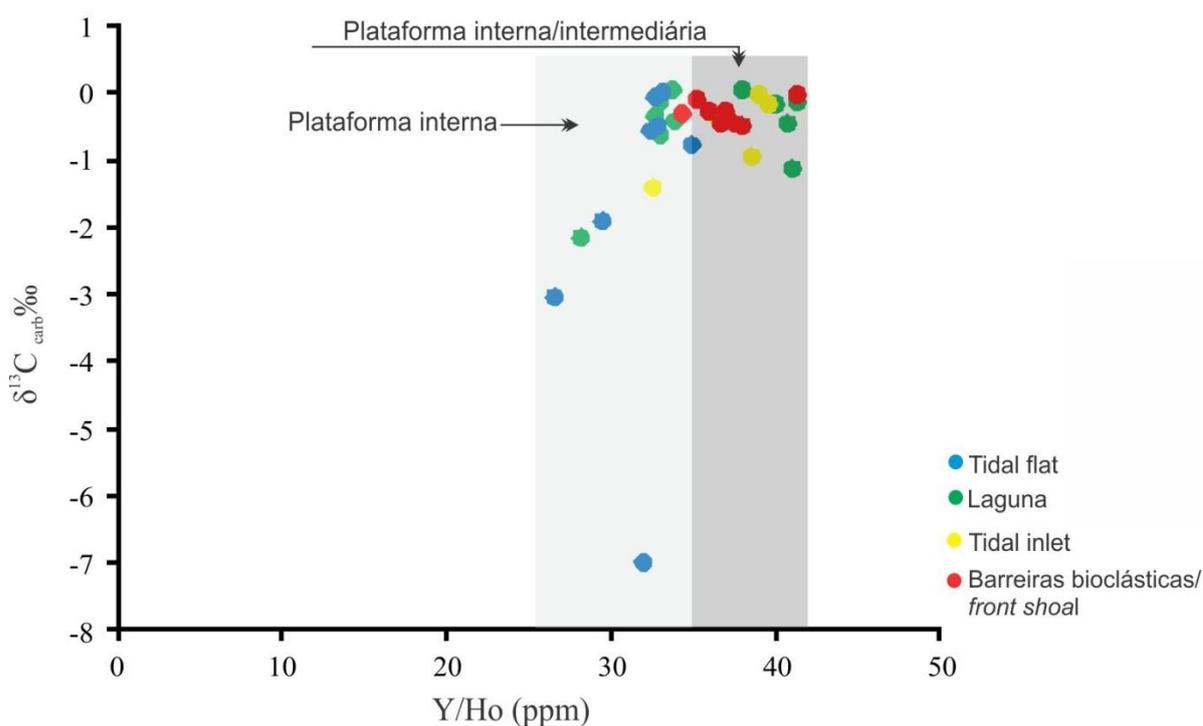


Figura 5.7: Razão Y/Ho associada aos valores de carbono de acordo com os subambientes, indicando separação de porções da plataforma interna e plataforma interna/intermediária.

As concentrações dos elementos traços (Fe, Sr e Mn) da Formação Pirabas estão dispostas na tabela 6.4. De forma geral, as concentrações de Fe são consideradas baixas, com valores entre 26 a 900 ppm, com poucas amostras apresentando concentrações acima 1000 ppm (Tabela 5.3). As concentrações de Mn mostram valores médios em torno de 174 ppm,

com apenas duas amostras com concentrações acima de 500 ppm. As concentrações de Sr apresentam valores médios em torno de 739 ppm para a maioria das amostras. As concentrações de elementos traços também foram utilizadas para verificar o grau de alteração diagenética nas rochas da Formação Pirabas e seu impacto no sinal isotópico primário de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$.

5.5 DISCUSSÕES

5.5.1 Influência da diagênese no sinal de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$

Segundo Marshall (1992), a maioria das rochas do registro geológico encontram-se, de alguma forma, afetada pelas alterações diagenéticas. O grau de alteração de determinada rocha depende da solubilidade dos diferentes minerais que formam o sedimento original, bem como dos diferentes ambientes diagenéticos que as rochas foram submetidas. O valor $\delta^{18}\text{O}$ nos carbonatos é controlado pela temperatura de precipitação, a relação $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ relacionada à água onde ocorreu a precipitação, e o valor de $\delta^{13}\text{C}$ está diretamente ligado ao ciclo do carbono e fonte de CO_2 , tornando esta última menos susceptível a alterações diagenéticas (Veizer *et al.*, 1997, 1999; Veizer & Mackenzie, 2004; Wallmann, 2001, 2004; Sztanman & Thomas, 2012).

A análise petrográfica possibilitou a identificação de um ambiente diagenético marinho, com três domínios distintos: diagênese marinha precoce, meteórica-freática e vadosa/zona de mistura. Segundo Armstrong-Altrin *et al.* (2009), a diagênese marinha precoce pode alterar o sinal de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, tornando-os significativamente negativos, assim como no ambiente meteórico, quando as águas são fortemente enriquecidas em ^{12}C e ^{16}O . No ambiente freático a tendência é que ocorra uma correlação positiva entre os isótopos de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Allan & Matthews, 1977, 1982). Segundo Allan & Matthews (1982), rochas carbonáticas influenciadas por diagênese em ambiente vadoso (ou que indique superfície de exposição/evaporação) mostram uma covariância negativa entre $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$, ou um leve enriquecimento de $\delta^{18}\text{O}$.

As razões isotópicas mostram, de forma geral, amplo intervalo de variação para $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (-7,17‰ a 0,81‰) e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (-5,64‰ a 1,09‰). No entanto, a maioria das razões isotópicas, cerca de 80%, especialmente de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, ocorre entre -1‰ a +1‰. Com relação aos dados de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$, os valores apresentam intervalos de variação maior, $>\pm 2\%$. A ausência de covariância negativa entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ versus $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ da Formação Pirabas sugere a preservação do sinal primário de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Figura 5.8). As razões de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ mostram valores mais negativos do que os valores considerados primários para o Oligoceno-Mioceno.

Portanto, são aqui considerados alterados, servindo apenas como parâmetro de interferência diagenética.

Os *trends* negativos que mostram covariância entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ foram interpretados como produto de alteração diagenética. O primeiro intervalo com *trend* negativo ocorre na base da sequência (Figuras 5.2 e 5.8), com valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ entre -6,97‰ a -1,90‰. Tais valores foram obtidos em *dolomudstones* com terrígenos, apresentando clara influência de percolação de águas mistas em ambiente diagenético de zona vadosa. No contexto estratigráfico, este nível de *dolomudstone* marca uma importante superfície estratigráfica, desenvolvida durante exposição dos ambientes da porção interna da Plataforma Pirabas. Estas condições conduziram na interação e mistura entre águas intersticiais marinhas e meteóricas, que alterou a composição do ^{13}C inorgânico dissolvido na água de formação (*pore-water*) pela adição de ^{12}C , resultando na anomalia negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Os outros intervalos com valores negativos são observados na porção superior da Formação Pirabas, com $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ variando entre -7,17‰ e -1,81‰ e de -4,72‰ a -0,76‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$. Tais amostras ocorrem em zonas intemperizadas e/ou submetidas à variação do lençol freático atual observado no perfil composto da zona costeira (Figura 5.2). Estes dois cenários aumentam a influência da diagênese meteórica/freática recente sobre o sinal primário de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

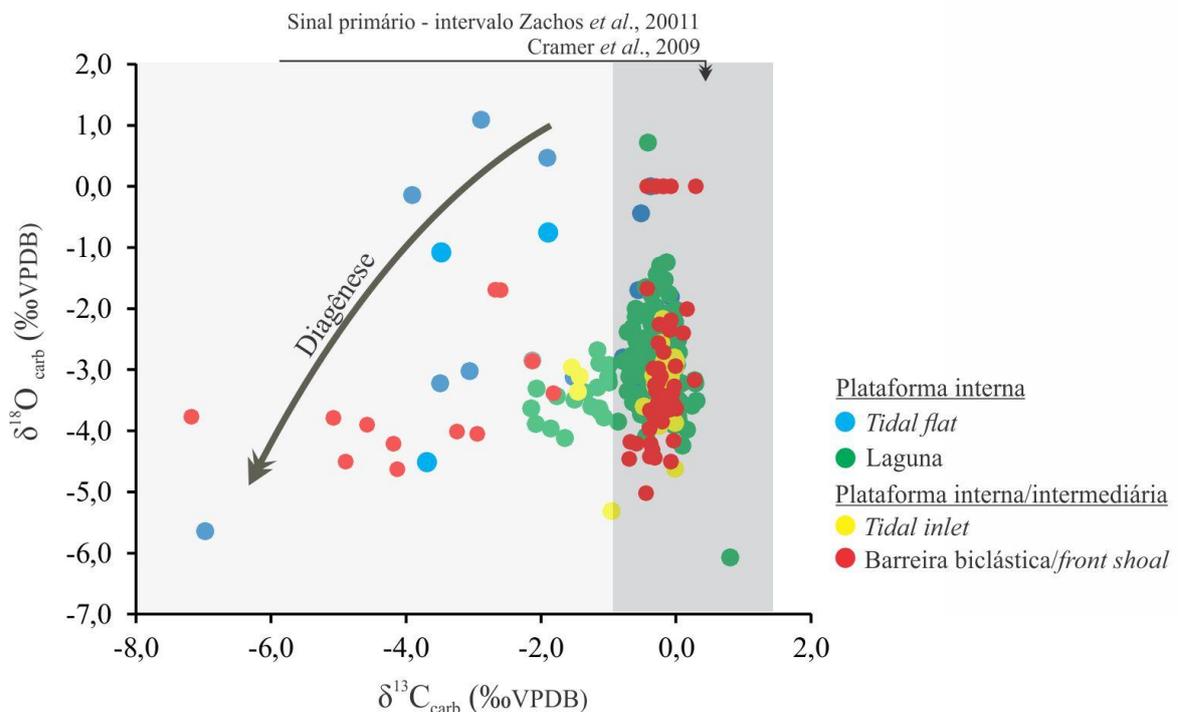


Figura 5.8: Variação isotópica de carbono e oxigênio das áreas de plataforma interna e interna/intermediária, mostrando similaridade do sinal isotópico na maioria das amostras, porém algumas amostras mostram influência diagenética, evidenciada por valores mais negativos de carbono e oxigênio.

A análise isotópica dos constituintes individuais descrita no ítem 5.4.2 revela uma baixa diferença com os valores obtidos em rocha total (Figura 5.9). A comparação média do $\delta^{13}\text{C}$ entre matriz e rocha total é de $\pm 0,08\text{‰}$, enquanto que o $\delta^{18}\text{O}$ mostra diferença média de $\pm 0,11\text{‰}$. As razões obtidas nas lâminas de calcita pseudoespática/espática, quando comparadas a rocha total mostram diferença média de $\pm 0,06\text{‰}$ para $\delta^{13}\text{C}$ e $\pm 1,13\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$. Os valores comparativos entre bioclastos e rocha total mostram diferença média de $\pm 0,02\text{‰}$ para $\delta^{13}\text{C}$ e $\pm 1,15\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}$. A diferença mínima entre o $\delta^{13}\text{C}$ de rocha total e bioclastos ($<1\text{‰}$) indica a ausência da adição ou retirada de carbono-13 durante a precipitação da lama carbonática ou processo de biomineralização (McConnaughe, 1989; Hayes, 1993; Wendler, 2013). Este fato sugere que estes componentes provem do mesmo fluido precursor, ou seja, refletem a composição do carbono inorgânico dissolvido na água do mar ($\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$).

A geoquímica elementar auxiliou na avaliação da interferência da diagênese na sucessão estudada. As concentrações de Fe encontram-se dentro do campo de carbonatos marinhos segundo os padrões de Friedman (1969). Teores elevados, > 1.000 ppm, observados das fácies de *tidal flats* e *tidal inlets*, podem estar associados a presença de hematita detrítica, observada nesse ambiente (Amorim *et al.* no prelo - Cap. 4).

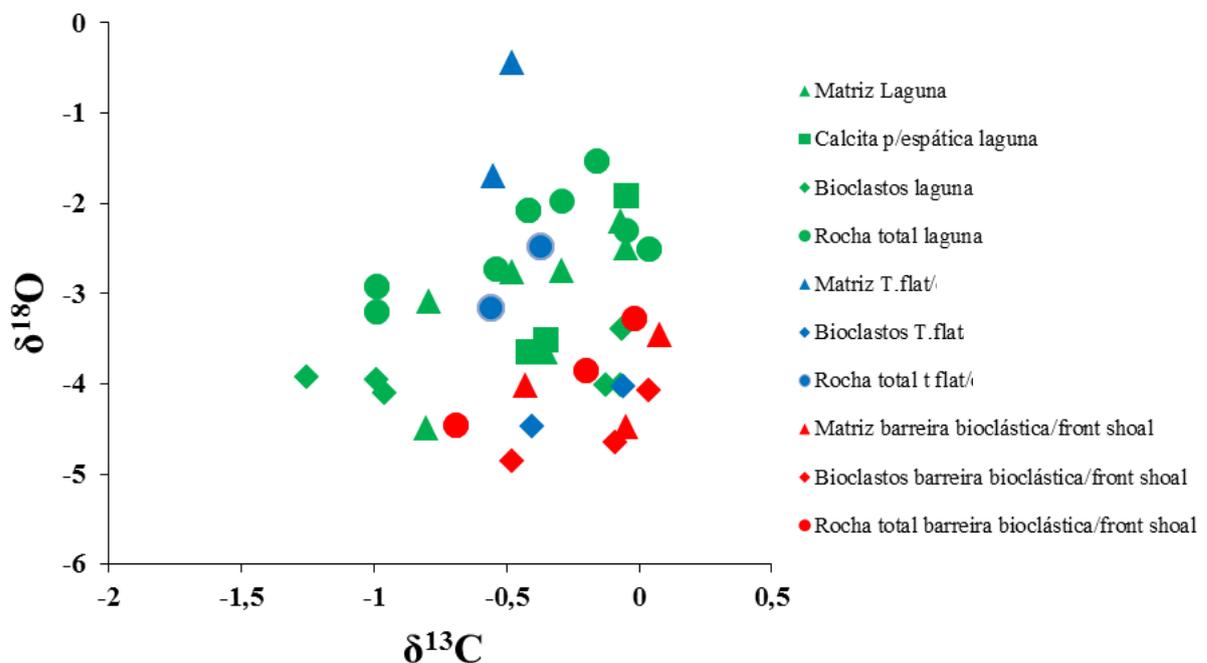


Figura 5.9: Assinatura isotópica dos constituintes das fácies da Formação Pirabas, mostrando pouco fracionamento isotópico com sinal dentro do intervalo considerado primário para $\delta^{13}\text{C}$.

A razão entre as concentrações de Mn/Sr possibilita a identificação da influência de diagênese meteórica nas razões isotópicas de rochas carbonáticas (Kaufman & Knoll, 1995; Fölling & Frimmel, 2002). A percolação de águas meteóricas em depósitos carbonáticos leva à lixiviação do Sr da estrutura cristalina da calcita, aumentando a concentração de Mn, que pode ser incorporado na fase de recristalização, o que resulta em carbonatos com alta razão Mn/Sr (Banner & Hanson, 1990). Segundo Jackobinsen & Kaufman (1999), razões de Mn/Sr maiores que 2 ppm normalmente estão associados a concentrações de Sr alteradas por diagênese meteórica. Na Formação Pirabas, grande parte das amostras apresentam a razão Mn/Sr baixa (<1ppm), com apenas duas amostras com razão M/Sr >1,5 ppm. Estes valores indicam mínima alteração meteórica na composição química dos carbonatos da sucessão estudada. Ausência de correlação entre a razão Mn/Sr versus as $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ nos carbonatos da sucessão estudada sugere que não houve alteração meteórica no sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, e que essa alteração teve um efeito pouco significativo no sinal de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ (Figura 6.10).

A diagênese orgânica precoce é outro processo pós-deposicional responsável por alterar o sinal primário de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. A re-mineralização da matéria orgânica por meio de atividades bacterianas (biodegradação), promove a liberação de carbono-13 empobrecido para ser incorporado em águas conatas (águas de formação), que conduzem os processos de dissolução e precipitação autigênica (Irwin *et al.*, 1977). Alterações significativas nas razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ em função da diagênese orgânica precoce ocorre em rochas com baixo conteúdo carbonático e alta concentração de matéria orgânica total (TOC), e são praticamente insignificantes em rochas com baixo TOC (Irwin *et al.* 1977). Este tipo de alteração diagenética resulta em deslocamentos negativos do sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$, evidenciado pela correlação negativa entre $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ versus TOC (Ader & Javoy, 1998). Infelizmente a ausência de dados de TOC para sucessão estudada inviabiliza verificar se houve ou não alteração do sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ primário em função da diagênese orgânica precoce. No entanto, a presença de *coffee grounds*, bioturbações, micritização e fósseis vegetais nas fácies de *tidal flat* e laguna são evidências de uma maior concentração de matéria orgânica. Neste caso, se houvesse influência da re-mineralização precoce da matéria orgânica, seria notável um deslocamento negativo da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ nessas fácies em relação aos outros subambientes da unidade. Porém, essa característica não foi observada na curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da plataforma Pirabas. Mesmo assim, este argumento ainda é insuficiente para eliminar a possível influência da diagênese orgânica precoce.

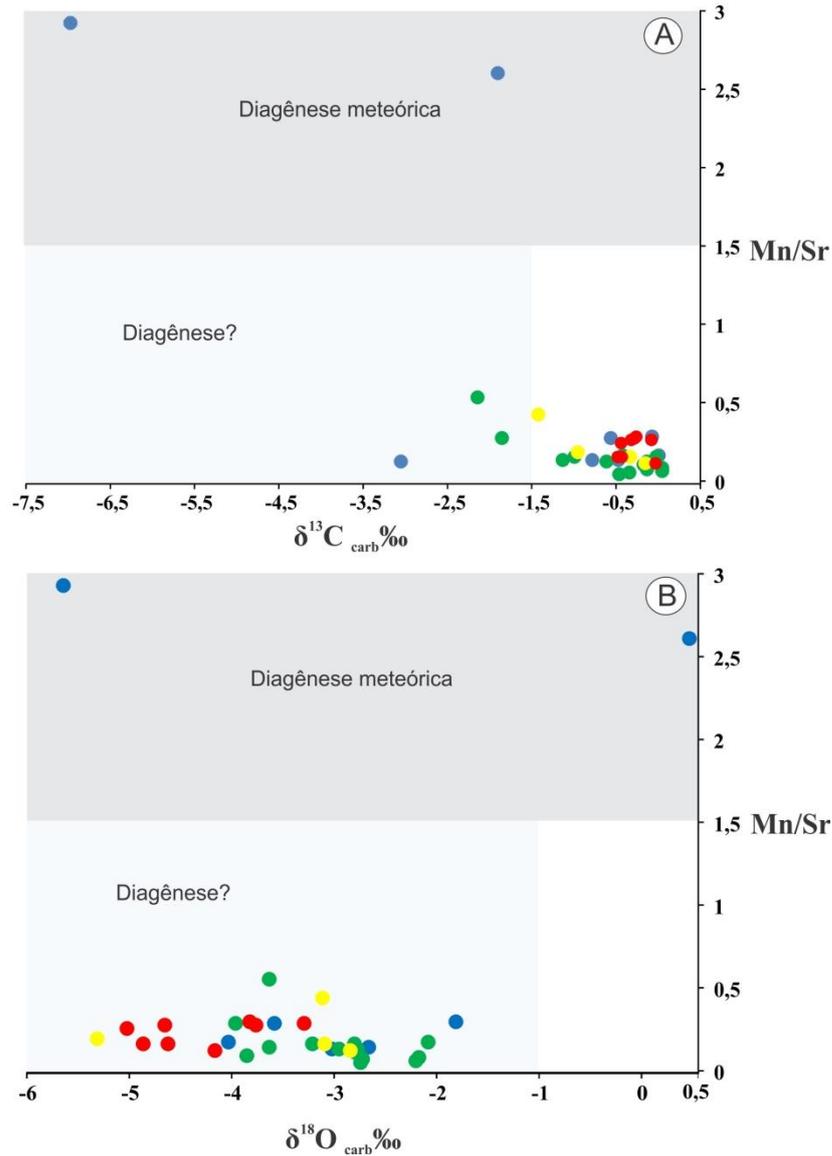


Figura 5.10: Diagrama das razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ vs razão Mn/Sr. A) diagrama mostra $\delta^{13}\text{C}$ vs Mn/Sr; B) diagrama mostra $\delta^{18}\text{O}$ vs Mn/Sr. Os intervalos dos diagramas com Mn/Sr > 2 indica sinal alterado por diagênese meteórica.

Todos os processos anteriormente descritos podem exercer uma mínima influência sobre as variações de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$. Porém, o range homogêneo de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (± 1 ‰) ao longo da plataforma Pirabas não condiz com os padrões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ alterados, caracterizados por *trends* negativos com alto padrão de dispersão. Já as razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ mostram-se mais flutuantes, o que pode ser associado a uma interferência diagenética no sinal primário.

As concentrações dos ETR's mostram um padrão homogêneo e contínuo nos carbonatos da Formação Pirabas, indicando que a atuação da diagênese não foi suficiente para modificar o teor desses elementos. Apenas dois espectros de ETR's, referentes à

dolomudstones do *tidal flat* mostram um padrão anômalo e, provavelmente, afetado pelo processo de dolomitização.

As análises dos elementos traços, Fe, Sr e Mn, foram realizadas com o intuito de observar alterações químicas conduzidas por efeito da diagênese capazes de modificar o sinal isotópico primário. As concentrações de Mn e Fe em rochas carbonáticas podem ser associadas à mineralogia original do sedimento, às condições físico-químicas da água no ambiente de deposição, aos processos diagenéticos e a quantidade de material detrítico no ambiente marinho (Friedman, 1969; Burns & Baker, 1987). Na estruturada aragonita, o Mn e o Fe não substituem apreciavelmente o Ca, enquanto o Mn e Fe tendem a substituir o Ca na estrutura da calcita, aumentando seus teores com uma contínua ação diagenética (Robaina *et al.*, 1993).

De acordo com Veizer & Demovic (1974), a calcita que passa por significativos processos diagenéticos mostra concentração de Mn próximos de 520 ppm. As concentrações de Mn nos carbonatos da Formação Pirabas apresentam valores inferiores aos considerados alterados por diagênese. Com relação aos dados de Fe, Friedman (1969) afirma que as amostras marinhas apresentam valores geralmente menores que 1.000 ppm. O enriquecimento de Fe tem sido atribuído a minerais ferrosos ou por atuação de fluidos meteóricos ricos em ferro, atuantes nos processos diagenéticos (Veizer, 1983). Na Formação Pirabas as concentrações de Fe no geral são inferiores a 1.000 ppm, o que sugere mínima alteração de fluidos diagenéticos ricos em Fe, indicando que os intervalos com maiores concentrações nesse elemento provavelmente estão associados a contaminantes detríticos, tais como hematita, além da presença de pirita observada como traço em análises mineralógicas (Amorim *et al.* no prelo – Cap. 4).

O teor de Sr nas rochas carbonáticas depende do conteúdo mineralógico original, da natureza e características da solução circundante destas rochas. A presença de águas ácida, meteóricas e/ou subterrâneas, atuantes em processos diagenéticos pode favorecer uma maior lixiviação de Sr na estrutura da calcita (Morrow & Mayers, 1978). Os teores de Sr obtidos nas rochas da sucessão estudada são similares aos valores encontrados em rochas carbonáticas marinhas que não foram afetadas de forma contundente por fluidos pós-deposicionais (Robaina *et al.*, 1993).

Após determinar que o grau de alteração do sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ é mínimo, é possível afirmar que os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ nos carbonatos da Formação Pirabas refletem a composição isotópica do DIC (*dissolved inorganic carbon*) de águas marinhas rasas durante o Mioceno-Oligoceno, e que as anomalias pontuais podem ser relacionadas a superfícies estratigráficas.

Entretanto, os padrões de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ sugerem uma tendência a alteração pós-deposicional, o que inviabiliza a interpretação paleoambiental e paleocimática. Desta forma, ao comprovar a natureza primário do sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ na Formação Pirabas é possível discutir o significado do $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ durante a sedimentação da plataforma carbonática Pirabas, bem como estabelecer sua relação com a curva isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ do Oligoceno-Mioceno e Eomioceno.

5.5.2 Paleoambiente e a razão isotópica de $\delta^{13}\text{C}$

A comprovação da natureza primária do sinal de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ permite discutir o significado da variação de $\delta^{13}\text{C}$ das águas rasas da plataforma carbonática Pirabas (Figuras 5.3 e 5.9). As curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e da variação relativa do nível do mar mostram uma clara correlação em fase, ao longo dos 60 m da sucessão carbonático-siliciclástico estudada (Figura 5.11). A curva de variação do nível do mar da Formação Pirabas foi construída a partir do conjunto de ciclos de raseamento ascendente de alta frequência, cuja espessura varia de 3 a 15 m. Estes ciclos são compostos por fácies de plataforma interna/intermediária na base recobertas por fácies de plataforma interna (Figura 5.11 A). Na curva de variação eustática, os ambientes de plataforma interna/intermediária correspondem ao intervalo retrogradante dos ciclos, desenvolvidos durante o aumento relativo do nível do mar e da expansão da plataforma (Figura 5.11 B e C). Os depósitos de plataforma interna caracterizam os intervalos prográdantes dos ciclos (Figura 5.11 B e C). O limite dos ciclos é marcado por superfícies de inundação marinha, constituídas por fácies de *tidal inlet* e/ou barreira bioclástica.

As tendências e excursões da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ coincidem com as variações observadas nos ciclos de raseamento ascendente. Na base da sucessão, observa-se uma excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Figura 5.11 D), que corresponde a um intervalo com camadas dolomitizadas. O desenvolvimento de horizontes dolomitizados pode ocorrer em regiões costeiras afetadas pela queda do nível do mar (Tucker & Wright, 1990). A diminuição do nível do mar expõe as áreas de plataforma interna, que ficam sujeitas ao aumento do influxo de águas continentais, conduzidos pelo rejuvenescimento de sistemas fluviais, ocasionando a formação de zonas de mistura de águas continentais e marinhas. A presença de gipsita associada a esses horizontes indica que essa porção da plataforma apresentou altas taxas de evaporação que também favorece o processo de dolomitização e que normalmente apresentam razões negativas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Tucker & Wright, 1990; Buonocunto, 2002). Fournier *et al.* (2004) descreveram um processo similar, em plataforma marinha nas Filipinas (Oligoceno-Mioceno), mostrando o aumento de horizontes dolomitizados em áreas de plataforma interna desenvolvidos durante episódios de variação de alta frequência do nível mar, e que

apresentam razões de $\delta^{13}\text{C}$ muito negativas (> 4). Tais características mostram similaridade com os depósitos da Formação Pirabas, que nesse intervalo apresentam excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ (-6,97‰) (Figura 5.11 D). Essa excursão negativa de $\delta^{13}\text{C}$ corresponde a uma superfície estratigráfica e ocorre no mesmo horizonte que marca a transição do Oligoceno-Mioceno na Formação Pirabas (c.f bioestratigrafia de ostracodes - Nogueira, 2015).

A partir da transição Oligo-mioceno, as razões de $\delta^{13}\text{C}$ dos carbonatos da Formação Pirabas mostram aumento e diminuição de acordo com a variação cíclica dos depósitos. As fácies que constituem os depósitos com características retrogradantes apresentam suave enriquecimento nas razões de $\delta^{13}\text{C}$, com valores entre -0,5‰ a 0,1‰. Já as fácies progradantes apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ mais negativos, que pode chegar próximos a -1‰ (Figura 5.11 D). Excursões positivas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ podem indicar deposição de rochas carbonáticas em períodos de alta produtividade orgânica, que normalmente estão associadas a episódios de transgressões marinhas e inundações de extensas áreas na plataforma continental. A expansão de mares rasos viabiliza o aumento da taxa de produção orgânica primária, favorecendo a retirada do ^{12}C da água marinha por meio de metabolismo orgânico (p.e. fotossíntese). Nesse processo o ^{12}C é incorporado na biomassa (matéria orgânica) e a água marinha torna-se enriquecida em ^{13}C , resultando em $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ positivo (Hoefs, 2009). Em períodos de baixa produtividade orgânica as razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{DIC}}$ se mostram mais negativas (Hoefs, 2009; Szatsman & Thomas, 2012), já que a retirada de ^{12}C por fotossíntese é reduzida. As excursões negativas de $\delta^{13}\text{C}$, em plataformas marinhas rasas, podem refletir períodos de queda do nível do mar (Potter & Szatsman, 2012). A diminuição do nível do mar favorece a formação de ambientes protegidos (p.e. lagunas), que são mais susceptíveis a influxos de águas continentais enriquecidos em ^{12}C e matéria orgânica, que naturalmente, mostram valores de $\delta^{13}\text{C}$ negativo (Fry, 2002). Portanto, Os *trends* positivos de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Pirabas ocorrem associados a períodos de aumento da produtividade orgânica e aumento relativo do nível do mar, registrado nas fácies de plataforma interna/intermediária. Os *trends* negativos de $\delta^{13}\text{C}$ ocorrem ligados à queda do nível do mar que favoreceu o desenvolvimento de ambientes de sedimentação restritos, com baixa taxa de produtividade orgânica e/ou contribuição de influxos continentais, representados pelas fácies de plataforma interna (Figura 5.11 C e D).

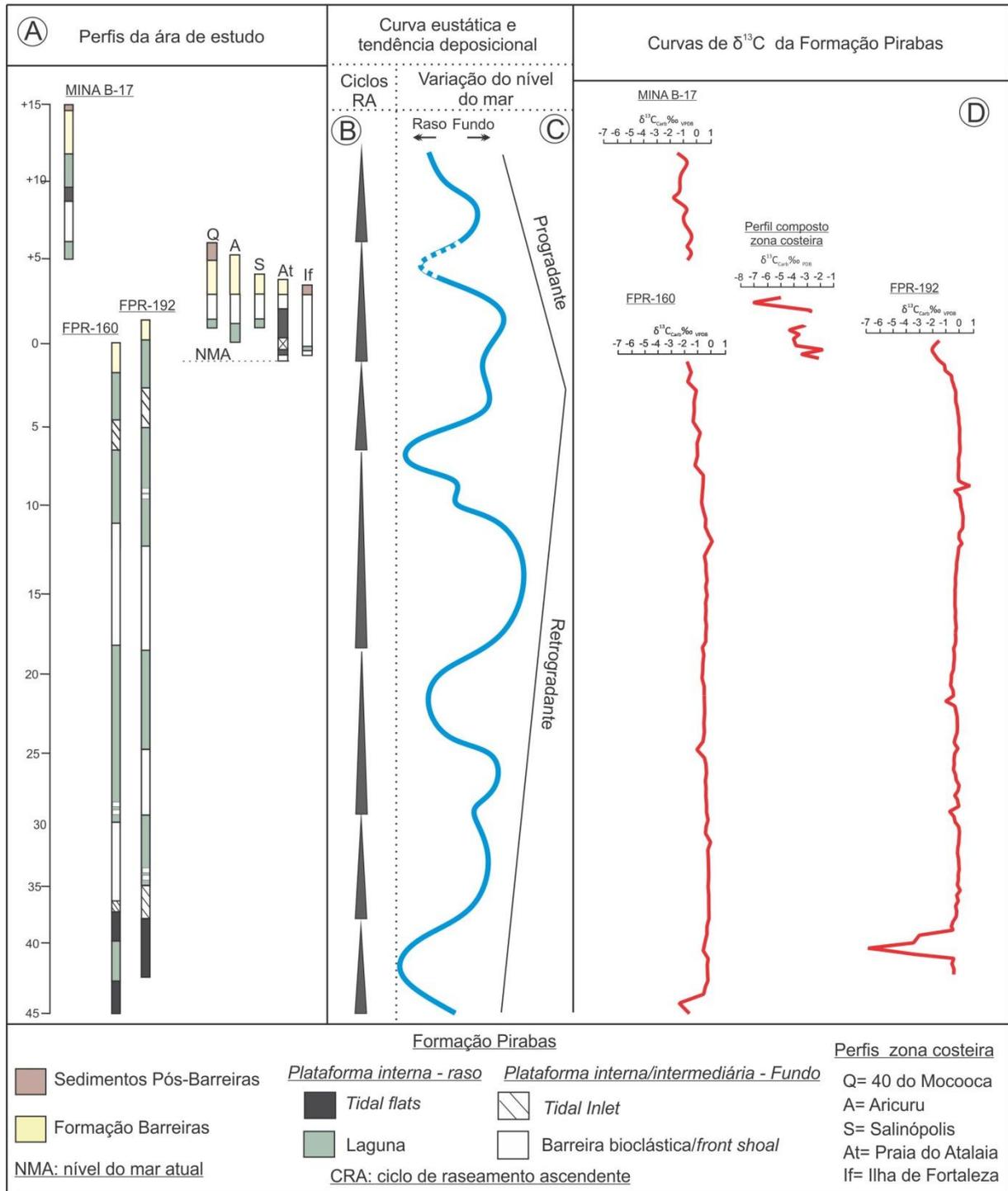


Figura 5.11: Relação entre o arcabouço estratigráfico, quimioestratigráfico e curva relativa do nível do mar da Formação Pirabas. A) Perfis estratigráficos e correlação; B) Ciclos de sedimentação; C) Curva relativa do nível do mar; D) Curvas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$.

As razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ das porções superiores da sucessão estudada (perfis da frente de lavra e furo de sondagem) mostram uma depleção $\pm 1,5\%$, quando comparada às razões isotópicas das porções inferiores (Figura 5.11 D). Nos perfis de afloramento (zona costeira), os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ são significativamente mais negativos, e podem chegar a $-7,17\%$

(Figura 5.11 D). Os valores observados na frente de lavra e furos de sondagem, apesar de serem mais negativos, ainda refletem o padrão associado à diminuição do nível do mar da plataforma interna (Figura 5.11 B e D). Essas razões isotópicas ocorrem próximas ao contato entre as rochas carbonáticas da Formação Pirabas e os depósitos siliciclásticos da Formação Barreiras. Essa tendência mais negativa das razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ (Figura 5.11 D), pode ser reflexo do aumento do influxo siliciclástico, que proporcionou o desaparecimento da sedimentação carbonática da Plataforma Bragantina.

Nos perfis de afloramento (zona costeira) (Figura 5.11 D), os valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ mais negativos, -7,17‰ a -1,81‰, mascaram a relação das razões isotópicas com o desaparecimento da sedimentação carbonática. Portanto são associados a influência de alteração meteórica atual, provavelmente devido a atuação fluidos enriquecidos em carbono inorgânico de origem orgânica (baixo $\delta^{13}\text{C}$) com alta proporção de água/rocha, que promovem a dissolução do carbono inorgânico de origem primária (Sansjofre *et al.*, 2011).

5.5.5 Correlação global do sinal isotópico de carbono

A precipitação de carbonatos envolve pouco fracionamento isotópico em relação ao carbono inorgânico dissolvido (DIC), e as razões de $\delta^{13}\text{C}$ são relativamente insensíveis às mudanças de temperatura. Portanto, o valor de $\delta^{13}\text{C}$ das rochas carbonáticas, de origem inorgânica ou orgânica, é muito próximo ao valor do DIC dos oceanos, considerado como o maior reservatório no sistema oceano-atmosfera recente (Saltzman & Thomas, 2012). As razões isotópicas de carbono ($\delta^{13}\text{C}$) na transição Oligoceno-Mioceno até o Mesomioceno mostram um range de -1 a +1.5‰, e estão associadas a períodos glaciais e interglaciais (Zachos *et al.*, 2001; Cramer, 2009), responsáveis pelos eventos de variação eustática de nível do mar global (Haq *et al.*, 1987, 1988; Miller *et al.*, 2005).

Os eventos transgressivos-regressivos globais do Oligoceno-Mioceno foram observados ao longo do litoral brasileiro, desde a costa equatorial até o litoral sul (Rossetti *et al.*, 2013). Na área de estudo, esse evento foi registrado nos depósitos marinhos da Formação Pirabas, delimitada bioestratigraficamente, entre o Oligoceno-Mioceno (Maury, 1925; Petri, 1957; Ferreira 1966; Ferreira *et al.*, 1978; Ferreira, 1982; Ferreira *et al.* 1984, Nogueira, 2015) até a transição Eo-Mesomioceno, quando foi sobreposta por depósitos da Formação Barreiras (Arai, 1997; Leite, 2004; Rossetti *et al.*, 2013). As rochas da Formação Pirabas foram depositadas de forma cíclica, refletindo variações globais e regionais de alta frequência do nível do mar, que também foram registradas nas razões de $\delta^{13}\text{C}$.

Os carbonatos fossilíferos da Formação Pirabas, depositados em ambiente de plataforma marinha rasa, apresentam razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ semelhantes a outros registros carbonáticos de mesma idade e condição de sedimentação (Mawbay & Lear, 2013, Swart & Kennedy, 2012, Reuter *et al.*, 2013, Oehlert & Swart, 2014), com valores de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre -1‰ a +1‰. Esses valores de $\delta^{13}\text{C}$ são semelhantes às razões obtidas em sucessões carbonáticas de ambiente marinho profundo da mesma idade (Zachos *et al.*, 2001, Cramer *et al.*, 2009 e Saltzman & Thomas, 2012), as quais servem de base para as curvas isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ proposta para o Cenozoico.

Na comparação entre os dados da Formação Pirabas com o registro de global de Zachos *et al.* (2001), é possível notar semelhanças entre nas razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}$ (Figura 5.12). Em ambas as curvas, no Neoligoceno/Eomioceno observa-se baixos valores de $\delta^{13}\text{C}$, correlato ao evento global M1-*glaciation*, definidas pela curva de Zachos *et al.* (2001) (Figura 5.12). A partir desse intervalo, a curva de Zachos mostra razões de $\delta^{13}\text{C}$ variando entre +1‰ e +0,5‰, com continua diminuição dos valores até o início do Meso-Mioceno (Figura 5.13). Esse padrão flutuante nas razões de $\delta^{13}\text{C}$ é reflexo do período interglacial que se estendeu do Eomioceno ao Mesomioceno (Shackleton & Kennett, 1975, Savin, 1977; Berger *et al.*, 1981; Miller *et al.*, 1987; Zachos *et al.*, 2001, Zachos *et al.*, 2008, Cramer *et al.*, 2009). As razões de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Pirabas também mostram um padrão flutuante, com valores entre -1 ‰ a +0,8 ‰, com empobrecimento ascendente de $\delta^{13}\text{C}$ em direção à transição Eo-Mesomioceno, definida pelo início da sedimentação siliciclástica flúvio-costeira da Formação Barreiras (Figura 5.12).

Apesar da correlação entre as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Pirabas e de Zachos *et al.* (2001) não mostrar estreita covariância, é possível sugerir que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos na Formação Pirabas são correlatas e/ou refletem, mesmo que minimamente, as excursões isotópicas globais observadas no período glacial e interglacial do Eomioceno ao Mesomioceno. A ausência de uma estrita covariância entre as curvas analisadas provavelmente deve-se ao fato da Formação Pirabas ter se depositado em plataforma de águas rasas, naturalmente empobrecidas em $\delta^{13}\text{C}$ (Fritz & Smirth, 1970; Land, 1980; Tucker & Wright, 1990; Patterson & Walter, 1994; Becker, 2001). Esse empobrecimento nas razões de $\delta^{13}\text{C}$ se deve ao fato de as águas marinhas rasas serem mais susceptíveis a mudanças na química. Tais mudanças podem ser impulsionados por alta taxa de evaporação e descarga de água continentais enriquecidas em ^{12}C , além da retirada CaCO_3 por remineralização da matéria orgânica (Pettersson & Walter, 1994). De forma complementar, as razões isotópicas de

$\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ da Formação Pirabas estão dentro do range obtido em carbonatos de águas profundas do Atlântico Sul (Cramer *et al.*, 2009), que apresentam valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre -1 ‰ a +1,5 ‰.

A fim de inserir a Formação Pirabas no contexto eustático global, foram correlacionados a curva eustática da sucessão estudada com as curva de variação do nível do de curta duração (*short term*) proposta por Haq *et al.* (1987, 1988) (Figura 5.12). A curva de variação do nível do mar da Formação Pirabas apresenta intervalos semelhantes à curva de eustática global (Figura 5.12). Na passagem Oligoceno-Mioceno observa-se uma queda do nível do mar na curva de Haq, ocasionada pelo evento de glaciação M1 (Figura 5.13). Essa diminuição do nível do mar também é observada na Formação Pirabas, e marcada pela exposição de depósitos de plataforma interna (*tidal flats*), que mostram razões isotópicas muito negativas.

Após a transição Oligo-Mioceno a curva do nível do mar global mostra intervalos de diminuição e aumento do nível do mar, até uma progressiva queda no Eomioceno (Aquitiniano-Burdigaliano) (Figura 5.12). Essa variação também é observada na curva eustática da Formação Pirabas, porém com maior número de curtos intervalos de diminuição do nível do mar (Figura 5.12). No Burdigaliano é possível observar um aumento do nível do mar na curva de Haq, que se estende até a passagem para o Mesomioceno. De acordo com Zachos *et al.* (2001), nesse intervalo foram observados aumento de temperatura e intenso recuo da camada de gelo do Antártica. Após esse intervalo, observa-se uma queda gradativa do nível do mar. Nesse intervalo, a curva eustática da Formação Formação Pirabas mostra semelhanças com a curva de Haq, porém as variações ocorrem com uma maior frequência, principalmente no fim do Burdigaliano (Figura 5.12).

A relação dos depósitos plataformais da Formação Pirabas mostram influência das variações do nível global. No entanto, a maior frequência dessas variações observadas na curva eustática indica uma provável interferência de fatores locais na sedimentação da área de estudo. Estas flutuações podem ser atribuídas à dinâmica de variação do nível do mar em ambiente de plataforma restrita (interna/intermediária), ou por variações tectônicas locais (Tucker & Wright, 1990). Diversos trabalhos citam que a área da plataforma bragantina teve seu preenchimento sedimentar afetado por uma série de reativações de falhas tectônicas preexistentes durante o Mioceno (Hasui, 1990; Costa *et al.*, 1996; Rossetti, 2006; Soares Jr *et al.*, 2008; Soares Jr. *et al.*, 2011). Segundo Costa *et al.* (1996), as reativações de falhas normais atuantes na plataforma de deposição da Formação Pirabas promoveram a inversão de relevo, proporcionando o encaixe dos depósitos de plataforma em “semi-grabens” orientados para NW-SE (Soares Jr *et al.*, 2011). Essas reativações associadas aos eventos transgressivos,

provavelmente foram responsáveis por uma variação mais frequente do nível do mar durante a sedimentação dessa sucessão. A contínua atuação das falhas na plataforma bragantina promoveu a entrada de influxos silicilásticos, principalmente devido a reestruturação de drenagens fluindo para NE (Costa *et al.*, 1996), com influxo siliciclástico afetando de forma contundente as áreas de plataforma carbonática, marcado pelo início da sedimentação da Formação Barreiras no final do Eomioceno, entre 17 e 16 Ma (Rossetti *et al.*, 2013).

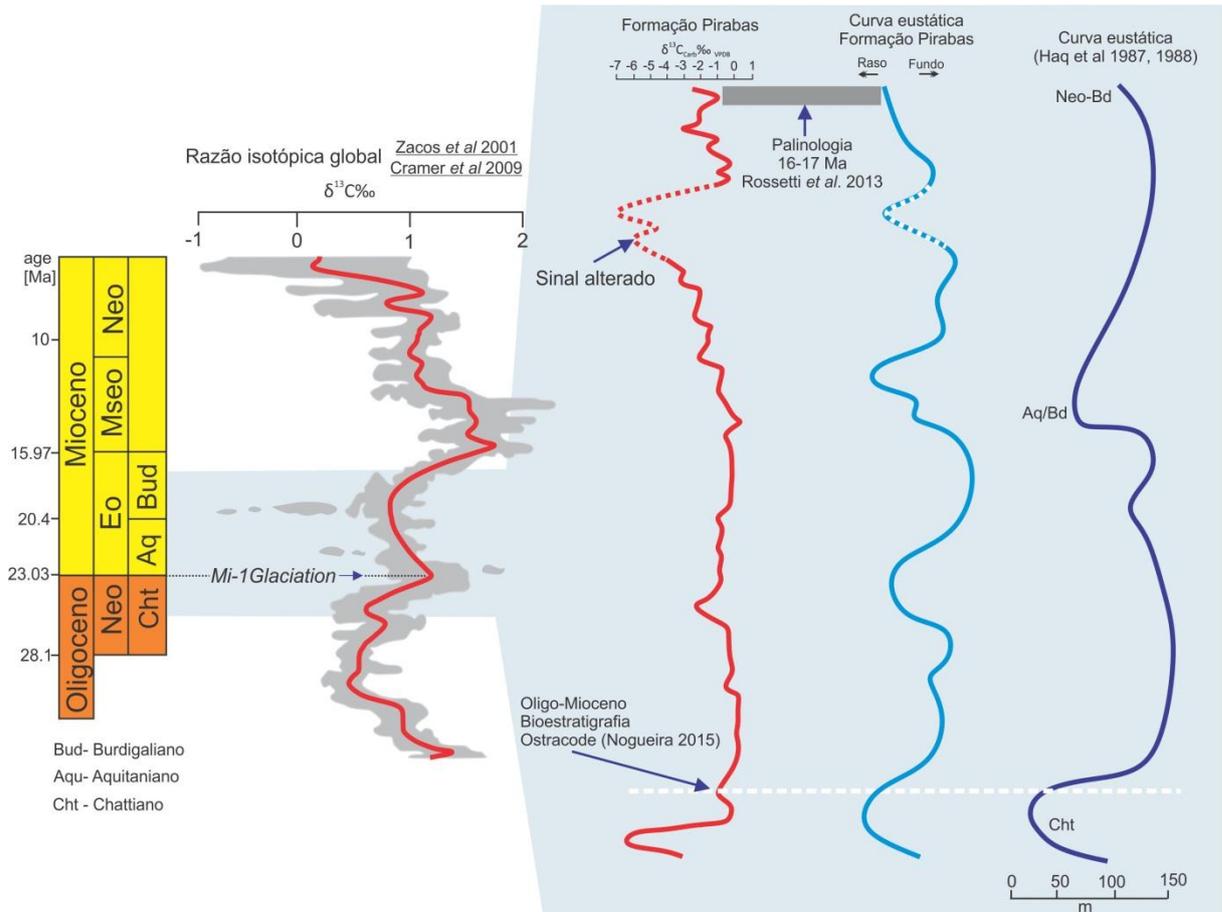


Figura 5.12: Curvas de $\delta^{13}\text{C}$ global (Zachos *et al.*, (2001) e Cramer *et al.* (2009) e da Formação Pirabas, associadas às curvas eustáticas observadas local (Formação Pirabas) e global (Haq *et al.*, 1987, 1998).

5.6 CONCLUSÕES

As análises quimoestratigráficas dos carbonatos da Formação Pirabas mostram que a maioria das razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ apresentam um range homogêneo que varia de ± 1 ‰, e são considerados valores primários, com influência de alteração meteórica mínima confirmada pela baixa razão de Mn/Sr e baixo fracionamento isotópico entre os constituintes bioclásticos, matriz e rocha total. No entanto, as razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ mostram-se mais flutuantes, o que pode ser associado a interferência diagenética no sinal primário, que foi caracterizado como alterado. As concentrações dos ETR's mostram um padrão homogêneo e

continuo nos carbonatos da Formação Pirabas, com nítida separação das concentrações de acordo com os subambientes. O padrão homogêneo dos ETR'S mostra que a atuação da eodiagênese não foi suficiente para modificar o teor desses elementos na sucessão estudada.

As tendências e excursões da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ coincidem com as variações observadas nos ciclos de raseamento ascendente da Formação Pirabas. Os intervalos relacionados ao aumento do nível do mar são marcados por razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ próximas a 0, já as os intervalos dos ciclos relacionados a queda do nível do mar são marcadas por anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$. Apesar da correlação entre as curvas de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Pirabas e de Zachos *et al.* (2001) não mostrar estreita covariância, é possível sugerir que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos na Formação Pirabas são correlatas e/ou refletem, mesmo que minimamente, as excursões isotópicas globais observadas no período interglacial do Eomioceno ao Mesomioceno. A ausência de uma estrita covariância entre as curvas analisadas provavelmente deve-se ao fato da Formação Pirabas ter se depositado em plataforma de águas rasas, naturalmente empobrecidas em $\delta^{13}\text{C}$. A curva de variação do nível do mar da Formação Pirabas apresenta intervalos semelhantes à curva de eustática global de curta duração estabelecida por Haq *et al.* (1987, 1988). No entanto, a maior frequência dessas variações do nível do mar, observadas na curva eustática da sucessão estudada, indica uma provável interferência de fatores tectônicos locais na sedimentação.

CAPÍTULO 6

6. ARTIGO 3

Stratigraphic aspects of Oligocene-Miocene deposits in the onshore Bragantina Platform, Eastern Amazonia: implications for disappearance of the Neogene carbonate platforms in the Northern Brazilian coast

Kamilla B. Amorim, Afonso C. R. Nogueira, Isaac Salém Bezerra, Anna Andressa Evangelista Nogueira, Guilherme Raffaeli Romero

Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica - PPGG, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará – UFPA, Rua Augusto Corrêa, s/n, CEP 66075-110, Belém, Pará, Brazil (kamilla@ufpa.br).

ABSTRACT

Bragantina Platform located in the Eastern Amazonia, Northern Brazil, was an exceptional depositional site of carbonate during the Oligocene to lower Miocene. Previous works suggested that demise of the carbonate platform in this region was attributed to the huge siliciclastic input provided by development of Proto-Amazonas fan during Late Miocene. Outcrop-based stratigraphy combined with taphonomy confirms previous observations that progressive increase of siliciclastic in the carbonate succession of the Pirabas Formation is related to the Barreiras progradation as response to the last event of uplift and thermal subsidence in the Brazilian coast during Neogene, linked to the South Atlantic rifting. Taphonomic signature in the last carbonate layers of Pirabas Formation indicates vigorous storms as autogenic processes that led to death, disarticulation and accumulation of benthic communities in the shallow platform producing a coquina substrate (taphofacies 1). During low-energy period, shell-gravel-dwelling individuals represented by *Turbinella tuberculata* and *Mercenarya prototypa* colonized this soft to firmground. (taphofacies 2). Forced regression of barriers siliciclastic was concomitant with the fast migration of transitional settings on shallow platforms causing severe paleoenvironmental modifications, culminating in death and fast burial of benthic communities. Despite the relative proximity of the Bragantina Platform of the Proto-Amazonas river-mouth, the Marajó Graben System, with their segments tectonically subsident captured the most volume of fluvial sediments. The Late Miocene Amazonas plume was smaller than currently observed, admitting the low sediment inflow provided the embryonic transcontinental drainage devoid of Andean sources. Additionally, the post-lower Miocene highstand phase also contributed for reduced east-trending progradation of Proto-Amazonas, towards the Bragantina Platform. Suspended-load discharge forming a mud-dominated coastal zone in the Amapá Platform was probably influenced by north-northwestern trending currents, similarly as today, causing shutdown of carbonate fabric in the Foz do Amazonas basin since Mid-Miocene. The continental inflow promoted by Proto-Amazonas River on Marajó Graben and in the the Foz do Amazonas basin was concomitant with the Barreiras progradation in the Bragantina Platform, thus considered the main events that led the disappearance of the Neogene carbonate platforms in the Northern Brazilian Coast.

Keywords: Bragantina Platform, Oligocene-Miocene, Pirabas Formation, Taphonomy

6.1 INTRODUCTION

The understanding of Neogene sedimentary evolution of Equatorial Atlantic Ocean in the Eastern Amazonia pass by stratigraphic reading of carbonate and siliciclastic successions recorded in several basins and structural platforms of the Brazilian littoral zone. Carbonate and mixed platforms represented the most important marine depositional setting developed in this region with accumulation of hundreds meters of densely fossiliferous lime mud and bioclastic sands. Therefore, carbonate sedimentation was suddenly succeeded by siliciclastic deposits in the end of lower Miocene to Late Pliocene mainly in the onshore and offshore zone of the coastal basins in the Eastern Amazonia. The responsible by complete demise of Miocene carbonate platforms have been attributed exclusively to the huge siliciclastic input that led to the development of Amazonas fan during Late Miocene (Wolff & Carozzi, 1984; Figueiredo *et al.*, 2009; Brandão & Feijó, 1994). By definition this fan contain Andean-derived sediments accumulated in the mouth of Amazon River and since the Pleistocene until today form a sediment plume with more than 300, 000 km², extending basinward above of 9 km on the Atlantic ocean (Damuth *et al.*, 1988, Damuth & Flood, 1984; Castro *et al.*, 1978). It is difficult to estimate the extension of the fan lobe plume for the Late Miocene time, but possibly was smaller than currently observed; admitting the low sediment inflow provided by embrionary transcontinental drainage or proto-Amazonas. In this same way, the influence of proto-Amazonas siliciclastic inflow on carbonate depositional sites developed in others basins and platform, distant for hundreds of kilometers of Amazonas fan, never was adequately discussed in the literature.

Bragantina Platform represents an important depositional site during Oligocene-Miocene to carbonates rocks in the Northern Brazil (Figure 6.1). Previous works indicate that the carbonate platform of Pirabas Formation was succeeded by a progradational event related to the siliciclastics of Barreiras Formation (Rossetti *et al.*, 2001). Outcrop- and core-based stratigraphy of the contact zone between the carbonate rocks and the Mid-Miocene to Pliocene siliciclastic deposits exposed in this platform, combined with taphonomic study propitiated the understanding of some evolutionary aspects of this important progradational event. In this work, we demonstrated the different progradational histories that triggered the shutdown of carbonate production in onshore zones in the Western Amazonia during Late Miocene. The tectonic stability during Neogene, without important fluvial inflow, indicates the Bragantina Platform as aim to evaluation of the possible causes of suppression of carbonates providing new insights about the evolution of the Equatorial Atlantic since Mid-Miocene.

6.2 METHODOLOGY

The outcrops analyzed in the Bragantina Platform have been widely previously studied by the authors through time. The Pirabas taphofacies differentiation were carried out in Atalaia Beach outcrop and took into account: 1) the different types of skeletal fossils, which respond differently to biostratinomic processes; and 2) the taphonomic signatures such as disarticulation, orientation, size, volume (%) of bioclasts, packing, selection, fragmentation, degree of corrosion and bed geometry embedding facies description with biostratinomic characterization. The taxonomic and taphonomic classifications follow the facies or taphofacies of Speyer & Brett (1988). Thus, these parameters together with the facies analysis provided the reconstruction of the complex taphonomic histories, identifying sedimentary events and the bane of organisms, contributing paleoecological reconstructions and understanding of the behavioral pattern of paleocomunities (Brett & Baird, 1986).

6.3 THE ONSHORE DEPOSITIONAL SITES IN THE EASTERN AMAZONIA COAST

The relationship between the coastal basins of the North Atlantic, distributed widespread in Equatorial Brazilian Northern coast, considers several tectonic compartments whose post-Cretaceous evolution had its greatest importance during the Neogene. Tectonic depressions zones received the highest thickness of sediments limited by extends continental shelves overlies by sediments strongly influenced by sea level changes. The onshore compartments of the Brazilian northern coast are represented by Foz do Amazonas Basin, Marajó graben system (Mexiana, Limoeiro and Cametá sub-basins), Pará and Bragantina platforms and Bragança-Vizeu Basin, limited to the east by Gurupi Arc. These tectonic compartments occur adjacent to the Pará-Maranhão basin that form a extense platform, developed mainly in the offshore portion of the Atlantic Equatorial occupying an area of approximately 48,000 km² (Figure 6.1). Oligo-Miocene to Pliocene carbonate and siliciclastic deposits were denominated as Pirabas and Barreiras formations in the Bragantina Platform. Although related to age, these carbonate and siliciclastic deposits were deposited in different structural domains, which prevent the indiscriminate use of the same name. This diffusion of the same stratigraphic terms has favored the false idea that all sedimentary deposits had similar evolution along of different structural compartments (Figure 6.4).

The Foz do Amazonas Basin forms a narrow belt with NW-SE trends along the Northern Brazilian coast with extension of up to 268,000 km² (Brandão & Feijo, 1994) (Figure 6.1). Archean to Neoproterozoic metasedimentary and volcanic rocks comprises the

basement of the basin. Foz do Amazonas Basin represents the result of three tectonic events divided into pre-rift, rift and drift stages since Neotriassic (Figueiredo *et al.*, 2007). The most important phase for the installation of carbonate platforms occurred in the drift phase, from the Late Cretaceous until Mid-Miocene, when the sedimentation was predominantly marine with deposition of a thick siliciclastic sedimentary succession (Brandão & Feijó, 1994). Carbonates of the upper portion of the basin were deposited in the Late Oligocene and early Miocene extended to the Mid-Miocene with the deposition of the Amapá Formation, chronocorrelated with the Pirabas Formation exposed in the Bragantina Platform. According Figueiredo *et al.* (2007) (Figure 6.2), the eastern portion of the basin, the Amapa platform, shows an intercalation of siliciclastic and carbonate rocks (near to the contact with the Marajó Basin), while predominantly in the western portion occur carbonate rocks. After this maximum flooding began a progradation phase with shoreline retreat concomitant with the installation of the first Amazon fan during Terminal Early Miocene (Figueiredo *et al.*, 2009) (Figure 6.2).

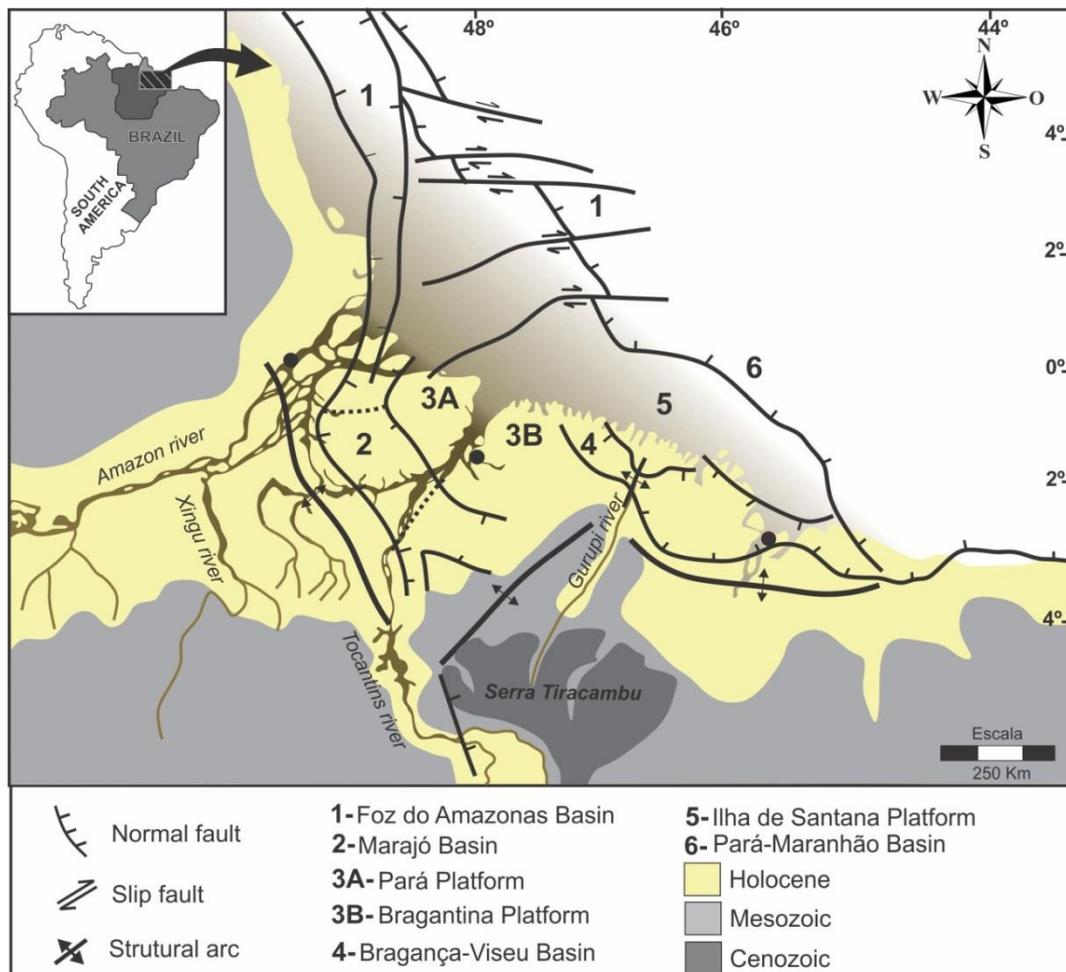


Figure 6.1: Tectonic compartments in the Western Amazonia coastal zone (Modified of Soares Jr. *et al.*, 2011).

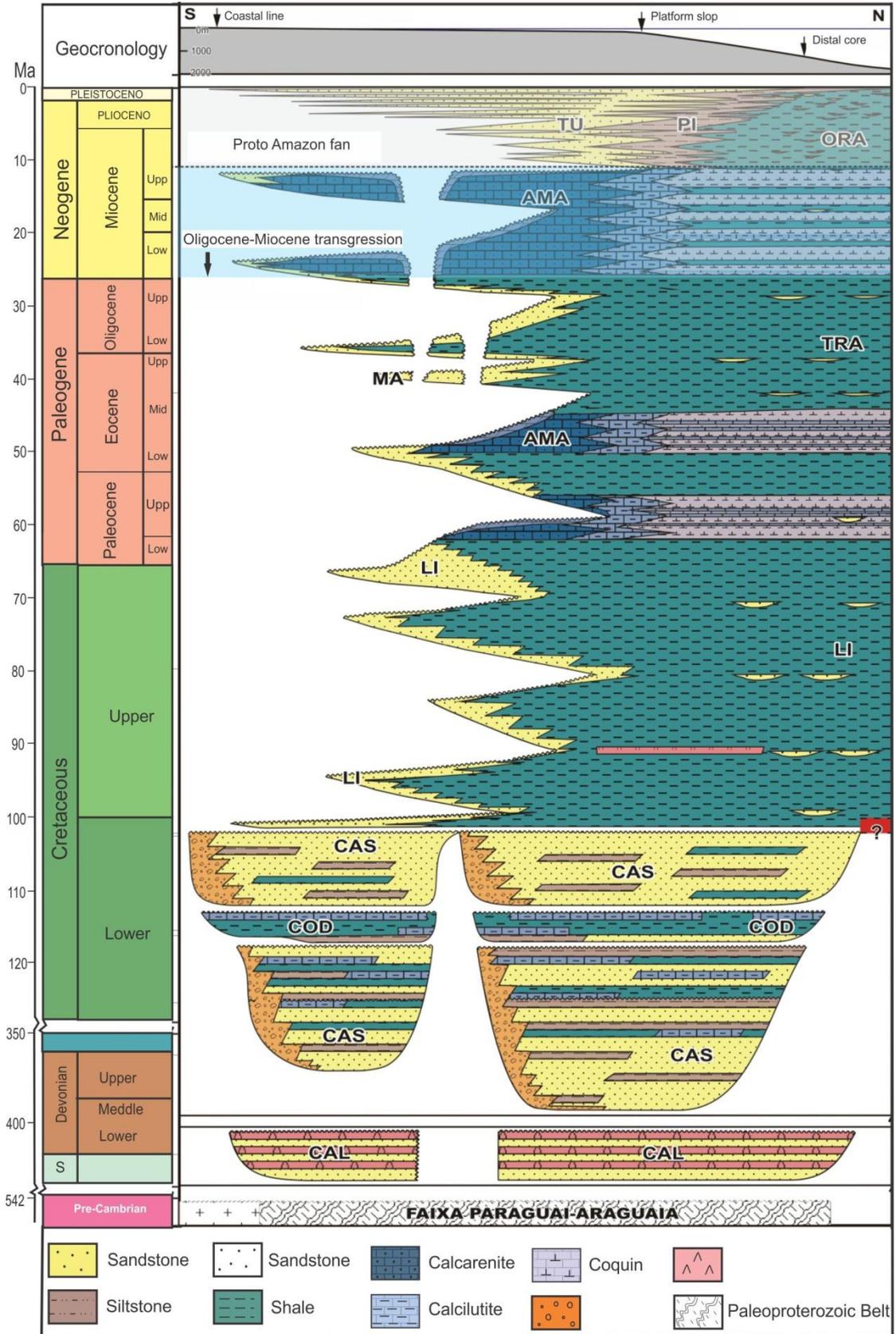


Figure 6.2: Stratigraphic chart of the Foz do Amazonas Basin. Carbonate deposits are frequent since Paleogene with dramatic disappearance during Serravalian (Figueiredo, 2007; Soares *et al.*, 2007).

The Marajó Basin is located at the confluence of the Amazon and Tocantins rivers, with an area of 53.000 km², respectively limited to the west and southeast by the Palaeozoic Amazonas and Parnaíba basins (Figure 6.1). The basin is limited to the North with the Foz do Amazonas marginal basin, is characterized by a thick sedimentary package that exceeds 16,000 m, comprising two syn-rift depositional sequences: Rift I and II (Berriasian to Aptian) and Rift III (Aptian to Albian), overlaid by a Albian to Neogene Post-rift supersequence (Figure 6.3). The architecture of this basin is asymmetrical, with depocenter strongly controlled by NW-SE trending normal faults, cutted by NESW and ENE-WSW trending strike-slip faults, forming the Limoeiro, Cametá, Mocajuba and Mexiana sub-basins (Costa *et al.*, 2002).

The sedimentary package was initially deposited in the Early to Late Cretaceous, composed of sandy clastic sediments deposited in continental and transitional paleoenvironments, with local marine marginal contributions. Post-Rift Sequence comprises: 1) a basal unit, the Late Cretaceous to Paleocene Limoeiro Formation, consisting of sandstones, conglomerates and mudstones deposited in a fluvial environment; and 2) the upper unit, represented by Eocene to Pliocene Marajó Formation and Post-Miocene Tucunará Formation. Carbonates are absent in this basin and the siliciclastic deposits have been considered as Mid-Miocene to Pliocene Barreiras Formation not related with the tectonics and thermal history of the aborted rift and correspond, in fact, to the fluvial coastal plain deposits beside undifferentiated sediments of the Amazon River drainage system. (Galvão, 2004; Zalán & Matsuda, 2007). In this interpretation, Barreiras deposits are already considered as originating from the Amazonas drainage system.

The northwestern portion of Marajó Island has been included in the Bragantina Platform with denomination of Para Platform, forming stable areas between basins, where the crystalline basement occurs near the surface (Figure 6.1). The Bragantina Platform is cutted by the NW-SE trending Vigia-Castanhal Trough, limited to the east by the Bragança-Viseu Basin, to the south by the Guama Arc and to the southwestern by the Marajó Graben System. In the areas where the basement of Neogene deposits is exposed igneous and metamorphic rocks occurs, as in Gurupi Belt, and Paleozoic sandstones in the region of São Miguel do Guamá, 150 km to the south of the Bragantina Platform (Costa *et al.*, 1996). The sedimentary deposits on this platform are exclusively Neogene and Quaternary aged, represented by carbonates of the Pirabas Formation and siliciclastics of the Barreiras and Post-Barreiras units (Rossetti & Góes, 2004). These units also occur in the upper sedimentary succession of the Bragança-Viseu Basin unconformably overlying the Cretaceous units. Barreiras

sedimentation has been correlated along the Brazilian coast in several basins related to the last extension linked to the South Atlantic rifting evolution started in the Triassic (Cordani *et al.*, 2000). By the comparison of onshore basins stratigraphic charts in the Western Amazonia is verified that carbonate platforms were not developed in all depositional sites during Neogene (Figures 6.2, 7.3 and 6.4).

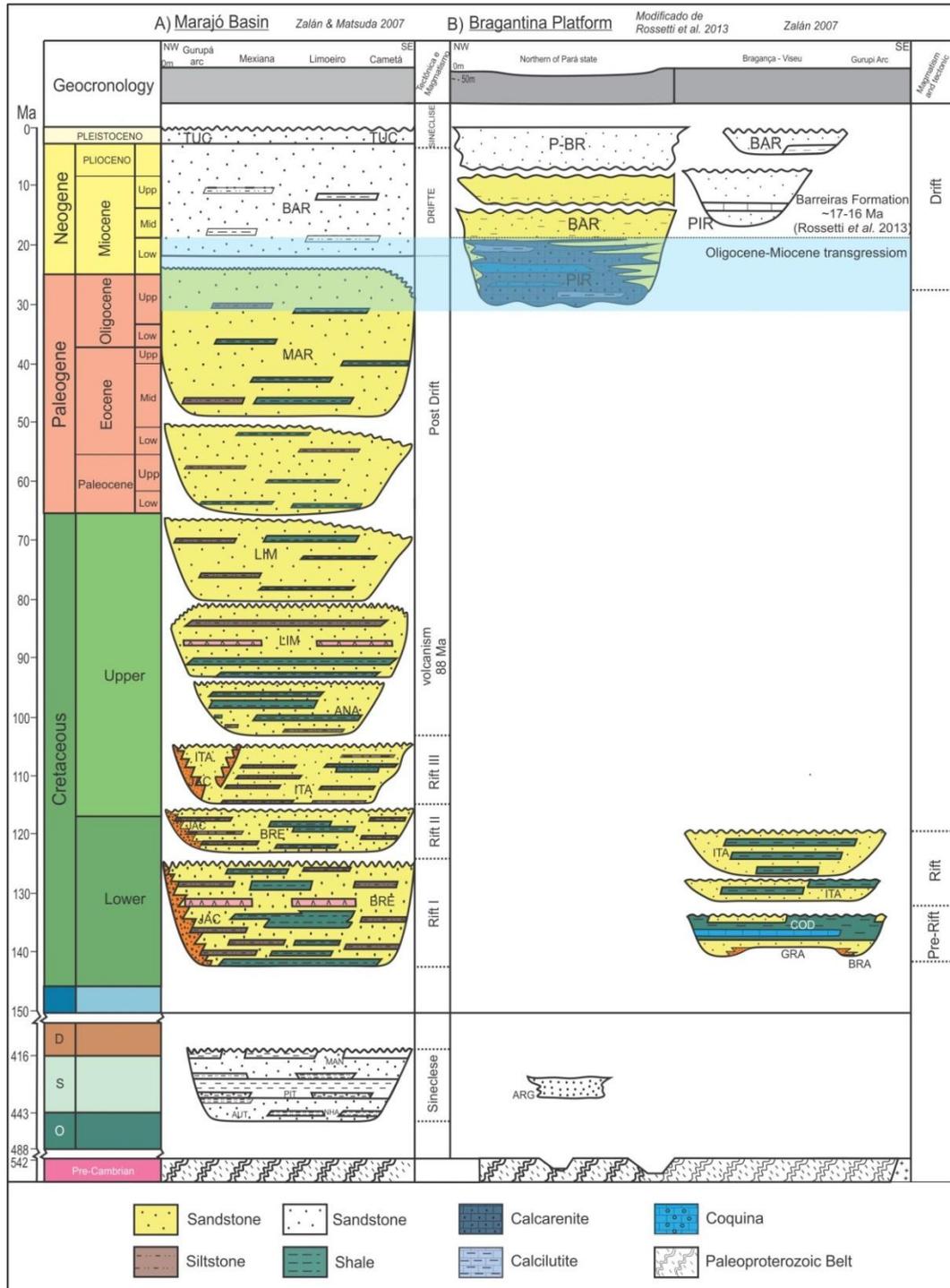


Figure 6.3: Comparison of stratigraphic charts of the Marajó basin and the Bragançina Platform, showing the predominance of siliciclastic sedimentation in the first and the second occurrence of a carbonate sequence that interbedded upsection with sandstones. Source: Zalán & Matsuda, 2007 - Marajó Basin; Modified Rossetti *et al.*, 2013 - Bragançina Platform, Zalán, 2007 - Basin Bragança-Viséu.

The subsidence history of the depositional sites in western Amazonia is different when compared one with other. Since Early Cretaceous, the main continental inflow near of the current Amazonas Fan region was provided by the uplifted Gurupá Arc and cratonic regions. The huge input of siliciclastics supplied the adjacent basins with expressive subsidence as the Marajó Graben System (MGS) and the Foz do Amazonas Basin (FAB) (Figures 6.2 and 6.3 A). Carbonate sedimentation in FAB starting in the Paleocene during the drift phase, reached the maximum production during the late Oligocene to Mid-Miocene, when was succeeded by huge siliciclastic inflow of the Proto-Amazonas River (Figueiredo *et al.*, 2009). In contrast, the sedimentation in the MGS during this period is predominantly siliciclastic and occurred without interruption until today with minimum erosion intervals (Figure 6.3 A). Probably, this huge siliciclastic input during Neogene was provided, in a great part, by the implantation of several phases of development of the Amazon Fan.

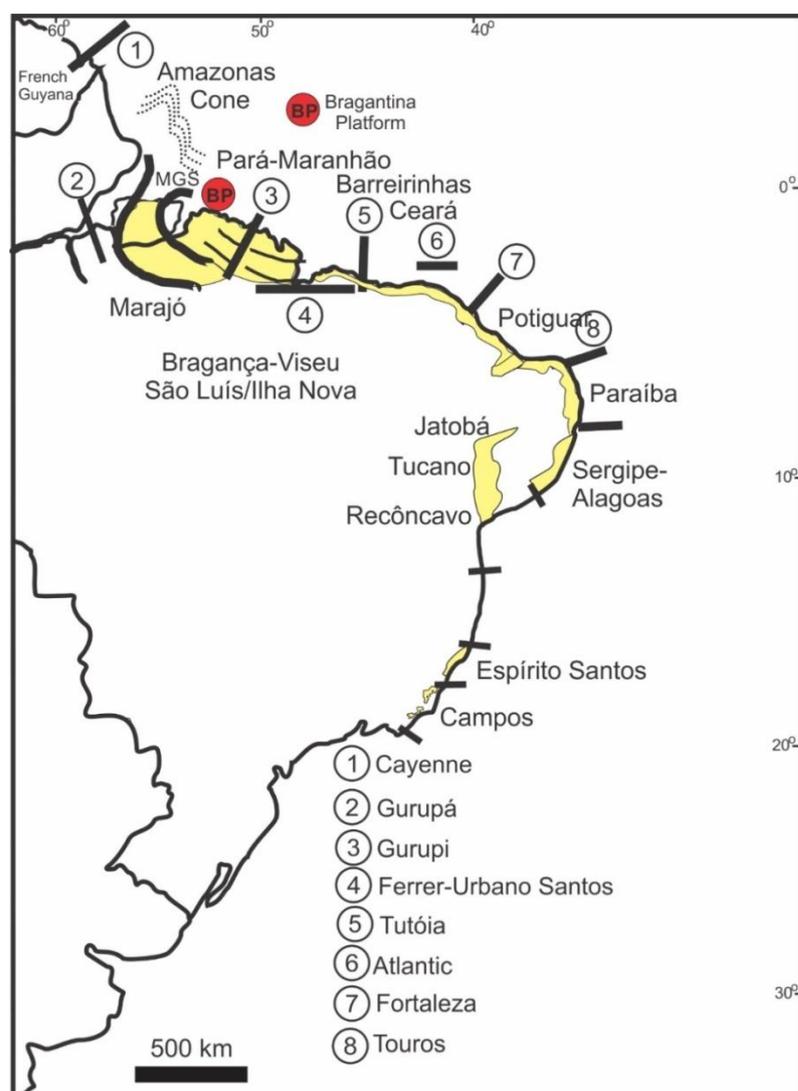


Figure 6.4: Barreiras deposits (yellow polygons) correlated along the Brazilian coast in several basins related to the last extension event linked to the South Atlantic rifting Evolution (Modified of Cordani *et al.*, 2000).

The Bragantina Platform (BP) was the basement of a large carbonate platform extending inland until 200km overlying basement crystalline rocks and Paleozoic rocks represented by the Silurian Guamá sandstones exposed in the southernmost limit of this platform (Figure 6.3 B). The BP was the east limit of SGM, always a stable tectonic depositional site, uplifted since Silurian, inundated during the extensive Oligocene-Lower Miocene transgressive event that precipitated the deposition of Pirabas Formation. Similar history occurred in the Bragança-Viseu basin (BVB), east limit of BP, developed over Paleoproterozoic rocks related to the Santa Luzia-Viseu Belt. BVB was subsident during Early Cretaceous with predominant deposition of Aptian siliciclastics (Figure 6.3 B). Granites are exposed in the BVB forming isolated bodies covered by Neogene sediments. The long phase of uplift and erosion in BVB during Neocretaceous to Paleogene was succeeded by a Neogene drift phase with deposition of thin carbonates and siliciclastics correlate to the Oligocene-Miocene Pirabas Formation and the Mid-Miocene to Pliocene Barreiras Formation (Figure 6.3 B). Until today, carbonate platform deposition occurs in offshore zone basinward in the Pará-Maranhão basin (PMB) and are absent only in the onshore zone of the Eastern Amazonia, where fluvial influence discharge is maximum.

6.4 THE SEDIMENTARY DEPOSITS OF BRAGANTINA PLATFORM

The stratigraphic framework of Bragantina Platform is composed by Pirabas and Barreiras formations and Pos-Barrerias sediments. The Pirabas Formation consists of carbonate and siliciclastic deposits related to onshore portion of shallow carbonate platform. The marine platform of the Pirabas Formation was divided in inner and inner /middle platform. The inner shelf is composed by tidal flats and lagoon (shallow and deep) deposits. Tidal flat deposits are characterized by dolomudstone with terrigenous, peloidal dolomudstone, boundstone with microbial mats, bioturbated rhythmites and massive mudstone. Shallow lagoon deposits contain laminated wackestone/packstone and bioturbated calcimudstone while the deep lagoon is constituted by dolowackstone, massive floatstone with bryozoan and massive wackestone with equinoderms. The inner/ middle platform is composed by tidal inlets deposits and bioclastic barriers/ front shoal. Tidal inlets deposits is characterized by wackestone/packstone with bryozoan, packstone with bryozoan and low-angle cross stratification grainstone with foraminifers and red algae. Bioclastic barriers/front shoal are composed by bafflestone with bryozoan, wackestone/packstone with *Marginopora sp.* and terrigenous, packstone/grainstone with foraminifers and rudstone with bivalve.

The development of carbonatic-siliciclastic succession occurred in high and low energy depositional intervals interlaid by turbulent flow with tidal waves and normal waves action, and possibly storm waves related to the intense organism fragmentation (Figure 6.5). Facies arrangement displays high frequency shallow-upward cycles evidenced by the intercalation among the inner/middle platform and inner platform deposits (Figure 6.5). The high fossiliferous content indicates that this platform had a high organic productivity, mainly composed by bryozoans, equinoderms, benthonic and planktonic foraminiferes, red and green algae, ostracods, corals fragments, *Gyrolhites*, *Thalassinoids* and *Sinusichnus* trace fossils, this last one made by decapod crustaceans, and occur large bivalves and gastropods (Figure 6.6)

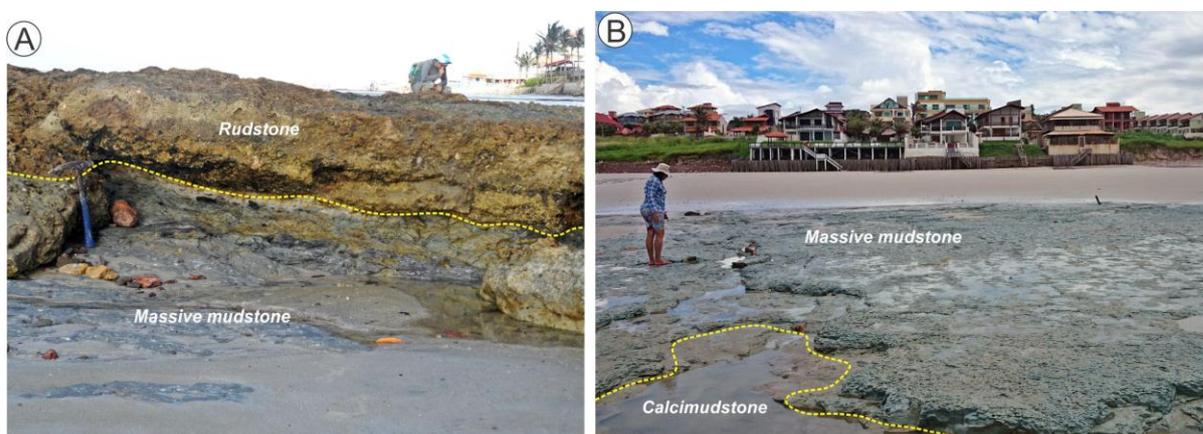


Figure 6.5: Facies of Pirabas Formation. A) Rapid transition between shales and biocalcirrudites. B) Contact with wackstone bioturbated with massive mudstone.

The sedimentary record of the Barreiras Formation consists of mostly highly weathered massive mudstones and sandstones and, more rarely, conglomerates formed in a variety of costal settings, ranging from alluvial fan and fluvial to estuarine (Rossetti, 2006; Rossetti *et al.*, 2013). Best exposures of these rocks occur along coastal cliffs, as well as a few road cuts and quarries. The top of the Barreiras Formation in the studied area is highlighted by an unconformity with erosional relief of several meters at the outcrop scale. The unconformity is marked by vertical columns of ferruginous concretions related to a lateritic paleosol of regional expression (Rossetti, 2006).

The Post-Barreiras unit, exposed in the Northern Brazil, was deposited in two sedimentation events, informally named of Post-Barreiras I and II (Tatumi *et al.*, 2008). Post-Barreiras I consists of 10m-thick succession comprising friable to compact reddish sands and secondarily pelites, generally forming massif and bioturbated beds. These deposits are unconfomably overlaid by Post-Barreiras II sediments that represent a package of variable

thickness around of 2 to 5 m, composed exclusively by fine-grained sands (Rossetti *et al.* 1989).

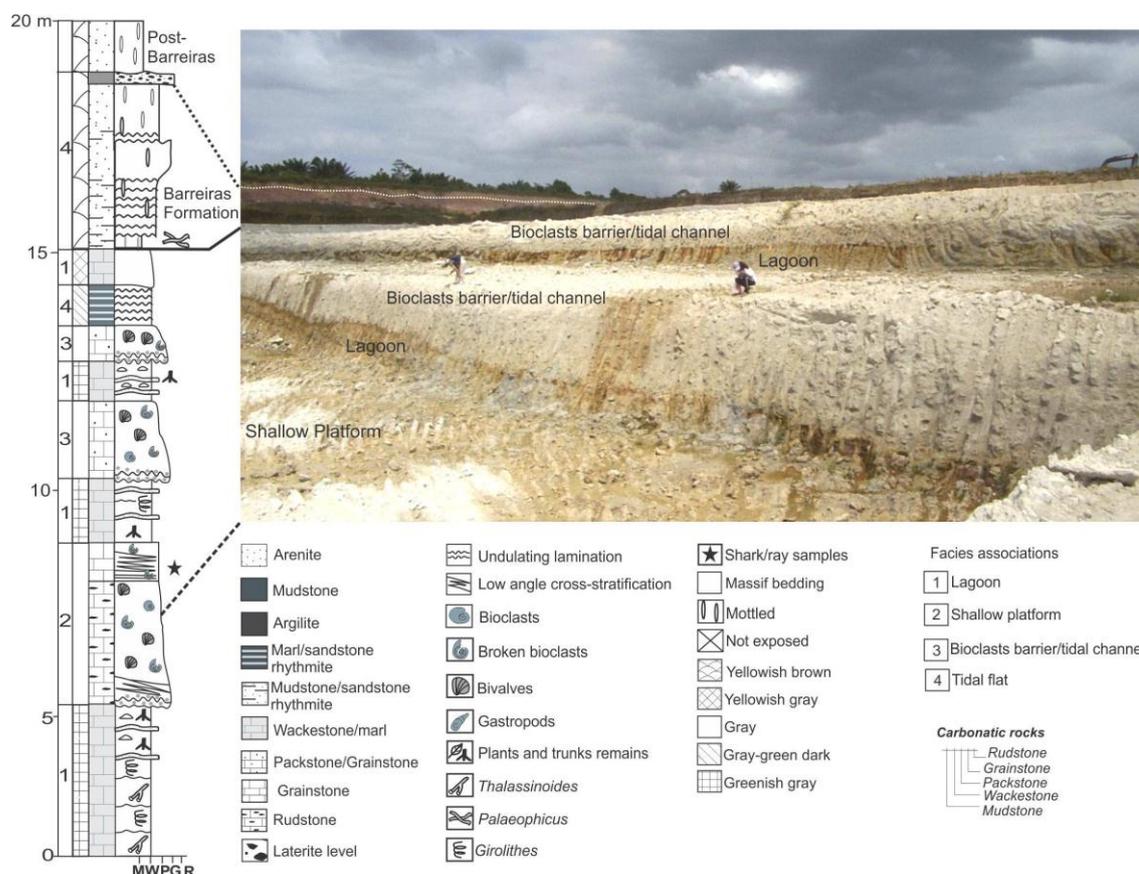


Figure 6.6. Facies succession of the Pirabas Formation in B-17 quarry, Capanema region, Bragantina Platform. A) Rapid transition between shales and biocalcirrudites represented fast change between transitional paleoenvironments. B) Hardgrounds with encrusted bryozoan overlies marls beds. C) Contact with bioturbated green shales with black shales. D) Carbonized leaves preserved in grey mudstones.

6.5 TAPHONOMIC ASPECTS IN THE UPPER PIRABAS FORMATION

The carbonatic-siliciclastic succession of the Pirabas Formation is predominated by bioclastic rudstones, packstones, and intensely bioturbated greenish to greyish shales, previously interpreted as lagoon, mangrove and shallow marine shelf deposits, partly influenced by storms (Góes *et al.*, 1990; Rossetti, 2001). Góes *et al.* (1990), identified articulated shells assemblages of *Turbinella tuberculata* (Ferreira, 1964) and *Mercenaria prototypa* (Maury, 1925) in apparent life position overlying coquinas mainly composed by bivalve and gastropods, produced by storm wave events with fast burial of the biota. To explain the densely ecologically mixed fossil assemblages of the Pirabas Formation, we carried out an evaluation of the sedimentary/taphonomic processes to test the use of the invertebrate fauna as a tool for facies analysis. This evaluation allowed the recognition of two main taphofacies, denominated here as “Taphofacies 1” and “Taphofacies 2”.

Taphofacies 1 consists of fossil concentrations represented by bioclastic rudstones and bioclast-supported (95%) packstone/grainstones of tabular geometry dominated by bivalve and gastropod carapaces, with grain size varying from gravel to coarse sand in carbonate matrix. A dense concentration of poorly selected and shells randomly distributed occur in the residual deposit, as well as, fragmented and disarticulated (Figure 6.7).

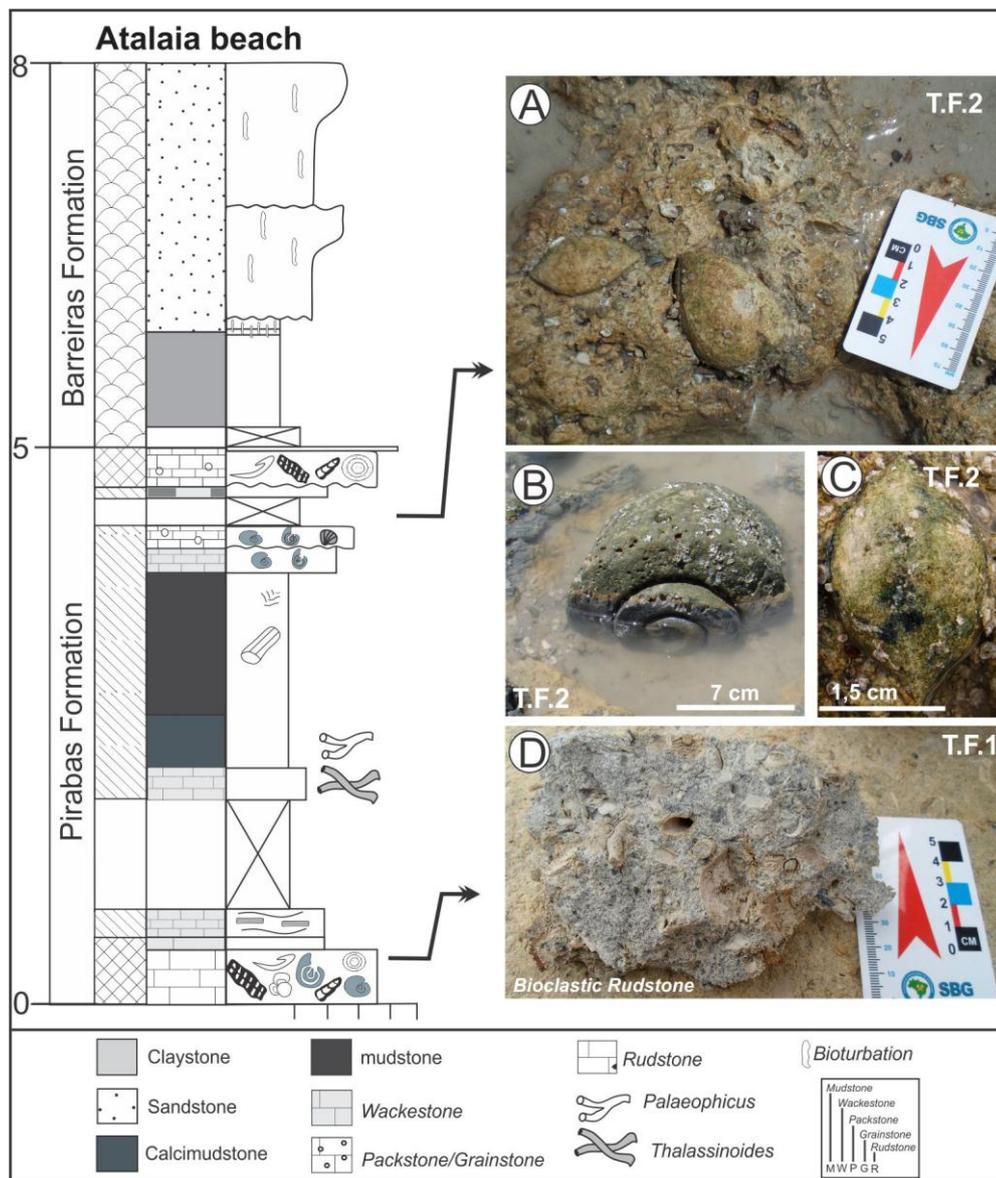


Figure 6.7: Facies and taphofacies of the Pirabas Formation in Atalaia Beach outcrop, Northern Brazil. The transition of Pirabas carbonate to the Barreiras siliciclastic deposits exhibits biocalcirrudites sharply underlain by lagoonal/mangrove and tidal flat deposits with life -position individuals on coquina substrate. A) *Flabellum waillesi*, scale bar-1,5 cm; B and C) *Turbinella tuberculata*, scale bar in B-10 cm.; D and E) *Mercenarya prototypa*, scale bar in D-3 cm and in E, 5 cm; F) Internal mold of bivalve in equilibrium position related to a current.

The packstone/grainstone microfacies are grain-supported (76%), with 54% of bioclasts, 22% of siliciclastics, 10% of microcrystalline calcite matrix, and 10% of calcite spar cement. The grains are mostly bioclasts, composed of bivalve and gastropod shells, foraminifers tests, fragmented echinoid plates, red algae and corals. The dense packing, poor grain selection, intense fragmentation, and disarticulation characterize this taphofacies, classified as a coquina. The contact between taphofacies 1 with green mudstone is gradual at the base.

The life-positioned individuals included in the coquinoid substrate characterize Taphofacies 2. Internal molds of the gastropod *T. tuberculata* (Figure 6.7 B and C) and the bivalve *M. prototypa* (Figure 6.7 D and E) dominate this biofacies, with frequent presence of stony corals *Flabellum wailesii* (Figure 6.7 A). The gastropods are predominantly benthonic and usually are found with their single-valved shell facing downwards against the coquinoid bed. Similarly, individuals of *M. prototypa* were observed with closed shells with ventral portion perpendicular to the bedding plane (Figure 6.7). The inner molds azimuthal orientations of these mollusks suggest a bimodal trend with predominance of NW-SE directions (Figures 6.7 F and 6.8 A, B, C). The contact of these taphofacies (1 and 2) is abrupt with fine siliciclastics rocks.

The incompletely consolidated and poorly cemented coquinas are generally considered grainstones. These structures were accumulated under high-energy conditions, in which currents and waves resulted in vigorous winnowing, abrasion, fracturing, and shell sorting. However, despite that hydrodynamic structures (e.g. cross bedding and bioclasts imbrication) can be formed, the high degree of weathering and massive aspects of carbonates do not allow to observe this features (Figure 6.9 A and B). Therefore, the great amount of marine fossils with high degree of fragmentation suggests episodic storm events in shallow platform can be considered the genesis of taphofacies 1 (Figure 6.9 C).

The recurrence of high-energy events eroded the substrate leading to the disarticulation and fragmentation of benthic community, producing massive shell accumulations and developing soft- and firm-grounds on coquinoid material (Figure 6.9 C). These high-energy periods alternated with low energy phases, dominated by weak currents NW-SE and trending oscillatory flows. During the low-energy period, shell-gravel-dwelling colonists such as *T. tuberculata* and *M. prototypa* occupied substrate, forming a time-averaged assemblage (taphofacies 2) (Figure 6.9 C-D). The duration of these quiet periods is difficult to estimate. However, the ontogenetic observation indicate that juveniles and adult individuals (e.g. *T. tuberculata* shells ranging from 10 to 40 cm) lived in the same time span

suggesting that the low-energy periods lasted longer for the development of the biota (Figure 6.7 B, C). This relative stop in the carbonate production propitiated the increase of bioturbation in the substrate (Figure 6.9 D). Concomitantly, a significant siliciclastic input induced drastically the water turbidity causing the fast migration between the transitional settings, where lagoon deposits sharply overlie shallow marine sediments. This extreme paleoenvironmental changes was the responsible by fast burial of benthic communities generating the tanatocenosis of tahphofacies 2 (Figure 6.9 E). Barreiras progradation can be considered as an important allocyclic process that contributed with the elimination of the Pirabas Biota in the Bragantina Platform and consequently the onset of the demise of carbonate platform.

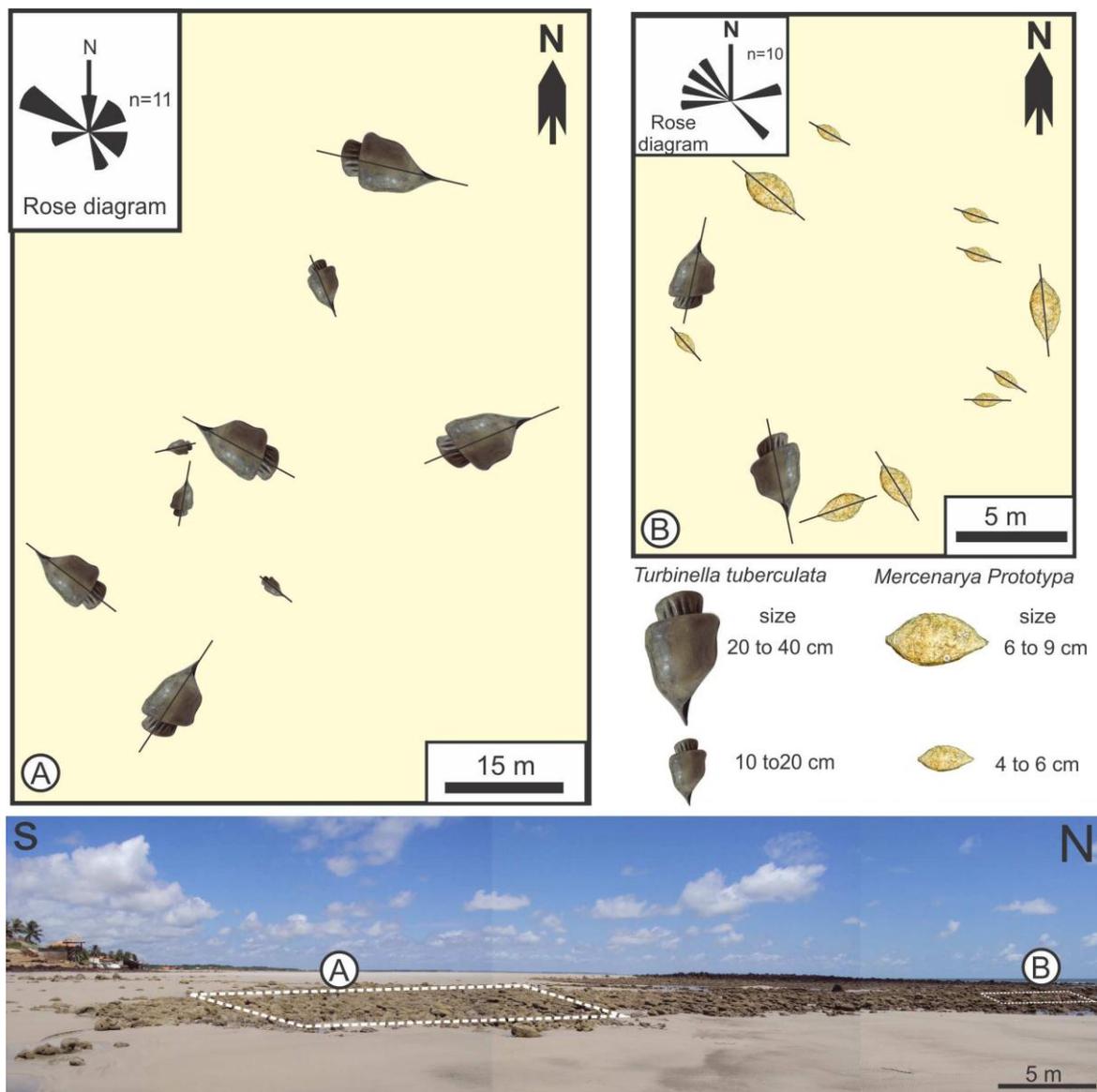


Figure 6.8: Azimuthal orientation of *Turbinella tuberculata* and *Mercenarya prototypa* in expositions found in Atalaia Beach, Northern Brazil. A) *T. tuberculata* individuals shows different sizes B) *M. prototypa*. Both individuals exhibit a bimodal pattern and predominant orientation of NW-SE.

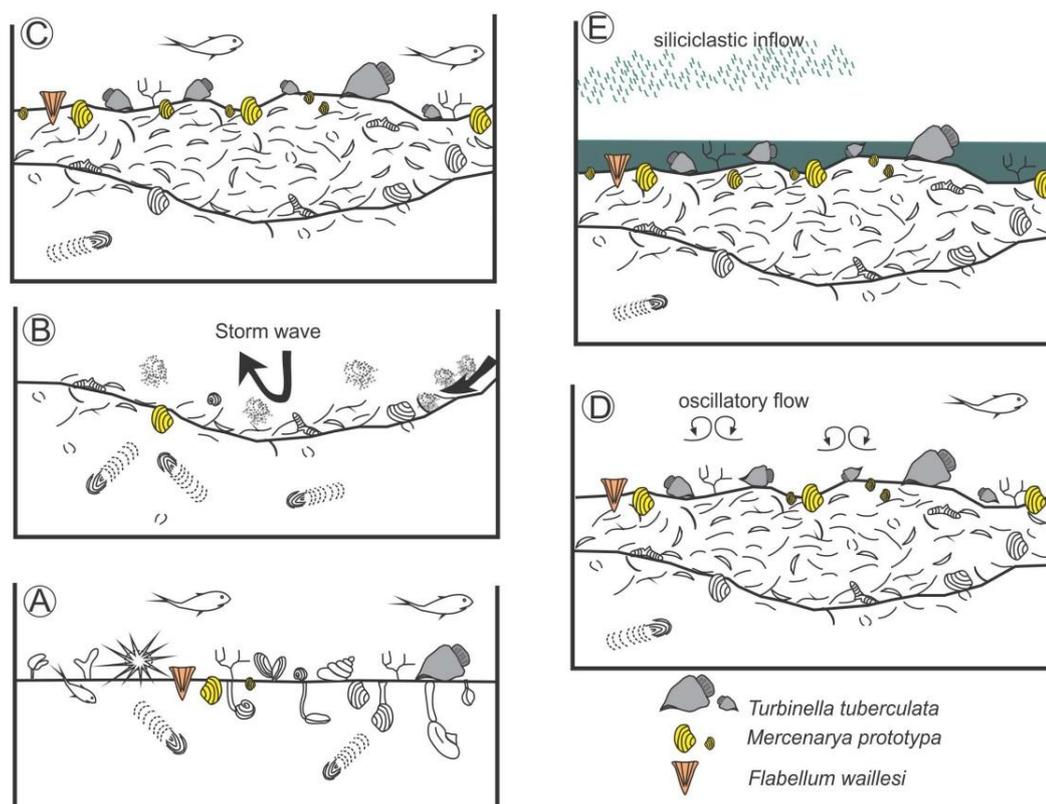


Figure 6.9: Taphonomic model for the upper Pirabas Formation. (A) The biota development in a shallow marine shelf deposit. (B) The disruptive action of recurrent storm, caused erosion of the substrate, where infaunal and benthic fauna fragmented and accumulated, changing the substrate topography. (C) The formation of coquines (firm-ground). (D) The substrate is recolonized during low-energy periods and under the action of the current (oscillatory flow) as seen in the predominant fossil orientation of NW-SE. (E) Rapid burial of epifauna and infauna during high siliciclastic inflow provided by progressive event related to the forced regression of the Barreiras deposits.

6.6 FACTORS THAT LED TO THE DISAPPEARANCE OF THE NEOGENE CARBONATE PLATFORMS

The Eocene-Oligocene interval in South America was marked by a phase of intense collision between the South-American and Nazca plates, resulting in the development of Andean Mountain ridges (Potter & Szatmari, 2009). The progressive uplift of the Andean Cordillera during Neogene propitiated the reorganization of fluvial courses in the Northern South America, linking the drainage system of proto-solimões and proto-Amazonas. This new transcontinental drainage with migration to Atlantic Ocean resulted in the relief modelling and provided sediments to the marginal basins installed in the Northwestern Brazilian Coast (Soares Jr. *et al.*, 2011, Hoorn *et al.* 2010, Figueiredo *et al.*, 2009, Nogueira *et al.*, 2013). The formation of this transcontinental drainage has been attributed consensually to the Tortonian eustatic drop concomitant with the increase of siliciclastic inflow that promoted the shutdown of carbonate fabric in the Equatorial Atlantic shallow platforms (p.e., Hoorn *et al.* 2010, Maslin *et al.*, 2005; Figueiredo *et al.*, 2009). This synthetic conclusion has explained the

disappearance of carbonate platforms, but the verification of real influence of the Proto-Amazonas on the adjacent tectonic compartments of the Eastern Amazonia coastal never was addressed in detail. For enlarge the discussion we adopt here the Mid-Miocene to Pliocene Proto-Amazonas (Nogueira *et al.*, 2013) and a Pleistocene fluvial system, the Modern Amazonas (Nogueira *et al.*, 2013, Rossetti *et al.*, 2015).

6.6.1 Influence of the Proto-Amazon River

The primordial Amazonas fan was supplied by siliciclastic material provided from Mid- to Late Miocene Proto-Amazonas recorded in the deposits of the Novo Remanso Formation (Mapes *et al.*, 2006; Rozo *et al.*, 2012, Nogueira *et al.*, 2013; Guimarães *et al.*, 2015). This drainage was born in the east flank of the Purus Arch and crossed the Amazon Basin trough, with migration to the east towards Atlantic Ocean. The Purus Arch was a geographic barrier that separates the depositional systems of the Solimões and Amazon basins (Nogueira *et al.*, 2013). The sedimentation from Andes was caught by subandine basins, forming a flooded region in the western Amazonia with lacustrine sedimentation reported in the Solimões and Pebas formations (Hoorn *et al.* 2010; Nogueira *et al.*, 2013). Andean palynomorphs were found in the Novo Remanso Formation suggesting that Proto-Amazonas River was not connected with Andean sources (Dino *et al.*, 2012; Guimarães *et al.*, 2015). In the same way, isotope data of samarium-neodymium (Sm-Nd) and lead-lead (Pb-Pb) provided a model age (TDM) that confirms weak Andean provenance for the Mid-Miocene deposits in the Pará-Maranhão basins (Figueiredo *et al.*, 2009).

The hyperpicnal discharge of Mid-Miocene to Pliocene Proto-Amazonas was smaller comparable with current dynamic of Modern Amazonas River already the main sediment supply would come of juveniles tributaries of the Amazon craton and Purus Arch region (Mapes *et al.* 2006, Nogueira *et al.*, 2013). Additionally, the mouth river was drowned due the highstand phase after the lower Miocene transgression. The modern plume of Amazonas Fan extends for a distance of nearly 700 km from the shelf break up to a water depth of 4800 m, comprising an area of approximately 360,000 km² (Silva *et al.*, 1999). During its early stages of development, sediment rate was low, i.e., in the order of 0.05 m/ka (Figueiredo *et al.*, 2009). However, this rate increased through time, being at least 4 times higher in the Pleistocene. Suspended-load discharge accumulated in the coastal zone of Foz do Amazonas basin, probably transported by north-northwestern trending currents, similarly as occurs today (Figure 6.10) (Perrin, 2002).

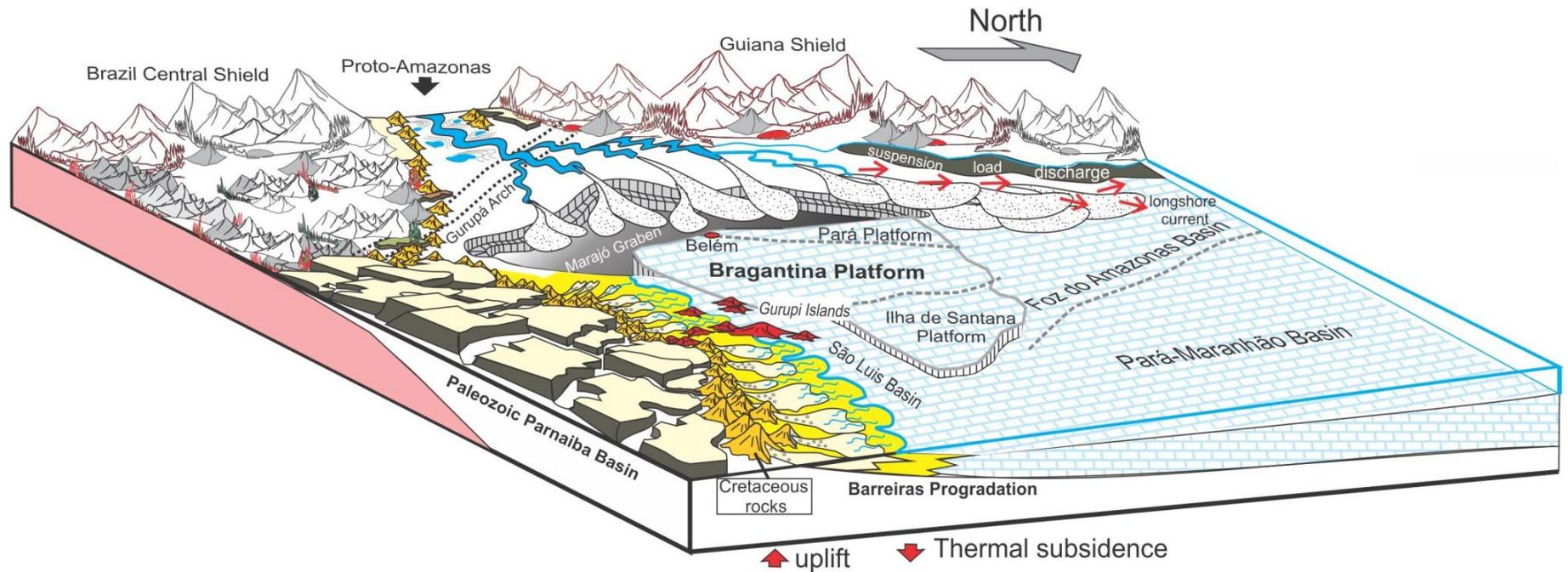


Figure 7.10: Mid-Miocene Paleogeography of the Eastern Amazonia Coast. The Proto-Amazonas continental inflow on Marajó Graben and the Foz do Amazonas basin was concomitant with the Barreiras progradation in the Bragantina Platform. A mud-dominated coastal zone in the Amapá Platform provided by suspended-load discharge of Proto-Amazonas was influenced by north-northwestern trending currents and the suppression of carbonate fabric was influenced by both progradational events. The Proto-Amazonas siliciclastics probably never reached the Bragantina Platform domains.

The great volume of sediment accumulated in the Amazonas Fan resulted in a sedimentary column up to 9000 m thick, mainly observed in the Marajó Graben (Figure 6.10). Despite of this huge sedimentation, the interruption of the carbonate production occurred only in the coastal zone of the Foz do Amazonas close to the Amazon Fan (Figure 6.10). In the other side, the tectonic compartments located in the southeastern Marajó Graben, as the Bragantina platform was not influenced by Proto-Amazonas input during Neogene (Figure 6.10).

6.6.2 Thermal subsidence on Brazilian margin coast linked to the South Atlantic Rifting

The Equatorial Atlantic Margin evolved from three rift systems as seen in a complex set of sedimentary basins, which developed from the Upper Triassic to the Lower Cretaceous (Albian) linked to extensional South Atlantic rifting. From the Miocene on, South America was subject to intraplate tectonics, which led to the formation of E-W transcurrent faults, thus generating transtensive and transpressive segments that formed sedimentary basins and hills.

Recently, sediments previously mapped as Mid- to Pliocene Barreiras deposits, exposed in onshore portion of Foz do Amazonas mouth were considered as Pleistocene based on optically stimulated luminescence ages around 120,600 ($\pm 12,000$) BP (Bezerra *et al.*, 2015). Thus, the Marajó Graben is the westernmost site for the siliciclastic Barreiras Formation with distribution mainly to the east and southeast Brazilian margin (Figures 6.4 and 6.10). The progressive increase of siliciclastic inflow provided by the Proto-Amazonas in the Late Miocene was captured mainly by Marajó Graben and secondarily by the Foz do Amazonas Basin (Figure 6.10). This event triggered a local regression in the northwestern Brazilian coast, being correlated with the Barreiras progradation in the Bragantina Platform (Galvão, 2004).

The development of carbonate platforms in lower Miocene was strongly influenced by the geometry of the equatorial Atlantic platform, which is more extensive than those of the South Atlantic. This paleogeography associated to tectonic stability of the Bragantina Platform without important riverine inflow allowed the development and recurrence of coastal paleoenvironments during the Lower Miocene (Figure 6.10). The isolation of Bragantina Platform of the siliciclastic input allowed the development of Miocene carbonate platforms in onshore portion that reached 200 km inland (Figure 6.10). Carbonate platforms were influenced by Oligocene-Miocene transgressions recorded in the Pirabas Formation in Bragantina Platform that is chrono-related to Amapá Formation in the Foz do Amazonas

Basin (c.f. Haq *et al.*, 1987, Figueiredo *et al.*, 2009). The increase of the siliciclastic sedimentation to the upper Pirabas/Barreiras succession is not related to the evolution of the proto-Amazonas but was attributed to the continental to coastal systems of Barreiras Formation (Rossetti, 2001, Gorini *et al.*, 2014). The sourceland were located in the south and southeastern Bragantina Platform uplifted during NE-SW and ENE-WSW trending transpressional tectonics (c.f. Soares Jr. *et al.*, 2011) (Figure 6.10).

Finally, the progradation of the Barreiras event was linked to reactivation faults originated in the last thermal subsidence of South Atlantic rifting. This mechanism explain the progressive siliciclastic input provided of uplift source areas, that interrupted the carbonate fabric production causing the disappearance of carbonate platform installed on the Bragantina Platform (Figure 6.10).

6.6 CONCLUSIONS

The reactivations of tectonic systems occurred in the Oligo-Miocene suggest strong compartmentation of Northern Equatorial Atlantic coast. The Marajó Graben was more subsident than Foz do Amazonas Basin and was an expressive trap for the most siliciclastic sedimentation provided by Proto-Amazonas River. In contrast, the Bragantina Platform was morphologically elevated and keeping stable during the Oligocene to Lower Miocene. Except in the Marajó Graben, the major development of the carbonate platforms occurred during Late Oligocene to Lower Miocene in the Foz do Amazonas and Bragantina Platform. The onset of the demise of the carbonate platforms in the Eastern Amazonia Coast was caused by two progradational events during Middle Miocene: 1) the Proto-Amazonas continental inflow on the Foz do Amazonas Basin; and 2) the Barreiras progradation in the Bragantina Platform, reported by several authors. Forced regression of Barreiras siliciclastic was concomitant with the fast migration of transitional settings on shallow platforms causing profound paleoenvironmental modifications, culminating in death and fast burial of benthic communities. Finally, this work demonstrated that the Proto-Amazonas influence was more local than previously stipulated whose siliciclastic inflow apparently never reached the Bragantina Platform in the Eastern Amazonia Coast.

ACKNOWLEDGMENTS

Research was supported by CNPq (The Brazilian Scientific and Technology Developing Council) for financial support to first author (proc. 140850/2011-2) during the PhD and thanks Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior for the research grant received during the development of this study (CAPES/PDSE, Proc. n° 7284/13-6). Research was also supported by Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado do Pará (FAPESPA ICAAF 007/2014) coordinated by A.C.R. Nogueira and Fundação de Amparo a Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP; Grant 2012/50260-6 to Lucia Lohmann).

CAPÍTULO 7

7 CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou uma análise sedimentológica, estratigráfica e quimioestratigráfica da Formação Pirabas disposta ao longo da Plataforma Bragantina, norte do Brasil, buscando contribuir no entendimento das principais mudanças paleoambientais e paleogeográficas que ocorreram na transição Oligo-Mioceno e Eomioceno. Além disso, foi feita uma análise comparativa entre os depósitos Oligo-miocenos da porção oriental da região costeira da Amazônia, integrando dados estratigráficos dos vários domínios estruturais com o intuito de demonstrar como ocorreu o colapso das plataformas carbonáticas ao longo dessa área.

A análise estratigráfica da Formação Pirabas possibilitou a identificação de 17 fácies, agrupadas em cinco subambientes deposicionais distribuídos ao longo da porção *onshore* Plataforma Bragantina, definidos como: *Tidal flats*, laguna, *tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*. Esses subambientes constituem o arcabouço estratigráfico da Plataforma Pirabas, cujo arranjo dos subambiente possibilitou a divisão em depósitos de plataforma interna (*tidal flats* e laguna) e plataforma interna/intermediária (*tidal inlets* e barreiras bioclásticas/*front shoal*). A Plataforma Pirabas apresentava alta produtividade orgânica, marcada pelo rico conteúdo fossilífero, composto principalmente por fósseis de briozoários, equinodermos, bivalves, gastrópodes, foraminíferos bentônicos e planctônicos, algas verdes e vermelhas, ostracodes, fragmentos de corais, traços fósseis de *Gyrolithes*, *Thalassinóides* e *Sinusichnus*, estes últimos traços fósseis de crustáceos decápodes. Esses fósseis são recorrentes em todos os subambientes da plataforma, porém os depósitos de plataforma interna apresentam uma menor diversidade faunística, quando comparados aos depósitos de plataforma interna/intermediária.

A Formação Pirabas apresenta uma variação no conteúdo mineralógico, constituído basicamente por calcita, dolomita, quartzo, esmectita, gipsita, pirita e traços de hematita, muscovita, albita, anortita, microclina, caulinita e anatásio. O conteúdo mineralógico varia ao longo das zonas da plataforma, assim como o conteúdo fossilífero. A quantidade de calcita esta diretamente relacionada a períodos de expansão da plataforma interna/intermediária com maior disponibilidade de CaCO_3 no ambiente. Por outro lado, as proporções de dolomita, quartzo, gipsita e pirita estão diretamente associadas a períodos de maior taxa de evaporação e influxos continentais na plataforma interna. As variações faciológicas, fossilíferas e mineralógicas mostram que a deposição da Formação Pirabas foi diretamente associada a

variações do nível do mar, registrada em ciclos de raseamento ascendentes de alta frequência, que nas porções basais da sucessão mostram-se predominantemente retrogradantes, enquanto que nas porções superiores são mais progradantes. A sedimentação foi fortemente influenciada por variações na linha de costa, causadas por flutuações de alta frequência do nível do mar, recorrentes em toda o planta na transição Oligoceno-Mioceno e Eomioceno.

O arcabouço quimioestratigráfico da Formação Pirabas construído a partir das razões isotópicas melhoraram a resolução estratigráfica da sucessão. As razões isotópicas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ apresentam um range homogêneo que varia de $\pm 1 \text{‰}$, e são considerados valores primários. A confirmação da assinatura isotópica primária foi atestada pela baixa razão de Mn/Sr, que indica influência mínima de diagênese meteórica, e baixo fracionamento isotópico entre os constituintes bioclásticos, matriz e rocha total. No entanto, as razões isotópicas de $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ mostram-se mais flutuantes, o que pode ser associado a interferência diagenética no sinal primário, que foi caracterizado como alterado. As concentrações dos ETR's mostram um padrão homogêneo e contínuo nos carbonatos da Formação Pirabas, com nítida separação das concentrações de acordo com os subambientes.

As tendências e excursões da curva de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ apresentam correlação em fase com ciclos de raseamento ascendente da Formação Pirabas. Os intervalos relacionados ao aumento do nível do mar são marcados por razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ próximas a 0‰, enquanto os intervalos dos ciclos relacionados a queda do nível do mar são marcadas por anomalias negativas de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ com valores próximos a -1‰. Apesar da curva de $\delta^{13}\text{C}$ da Formação Pirabas não mostrar estreita covariância com a curva global de Zachos *et al.* (2001), é possível sugerir que os valores de $\delta^{13}\text{C}$ obtidos na Formação Pirabas refletem, mesmo que minimamente, as excursões isotópicas globais observadas no período interglacial do Eomioceno ao Mesomioceno. A curva de variação do nível do mar da Formação Pirabas apresenta intervalos semelhantes à curva de eustática global de curta duração estabelecida por Haq *et al.* (1987; 1988). No entanto, a maior frequência dessas variações do nível do mar, observadas na curva eustática da sucessão estudada, indica uma provável interferência de fatores tectônicos locais na sedimentação.

As reativações de sistemas tectônicos no Oligoceno e Mioceno sugerem forte compartimentação da costa do Norte Atlântico Equatorial. A Plataforma Bragantina foi morfológicamente elevada e manteve-se estável até o Mioceno Inferior. O grande desenvolvimento das plataformas de carbonato ocorreu durante esse período na Bacia da Foz do Amazonas e Plataforma Bragantina, exceto no Marajó Graben. O início do colapso das plataformas carbonáticas na costa leste da Amazônia foi causado por dois eventos

progradacionais durante Mioceno Médio: 1) a entrada continental Proto-Amazonas na Bacia da Foz do Amazonas; e 2) a progradação Barreiras na Plataforma Bragantina. O influxo de sedimentos transportados pelo Proto-Amazonas era menor do que o observado atualmente, sendo em grande parte capturado por barreiras geográficas, como o Graben do Marajó, ou dissipando-se para noroeste devido ação das correntes marinhas. Essas características indicam que a pluma de sedimentos silicilásticos não se expandia para a Plataforma Bragantina, localizada na costa leste da Amazônia. O aumento da sedimentação siliciclástica na plataforma bragantina, que culminou com o fim da sedimentação carbonática da Formação Pirabas, não tem relação com a evolução do proto-Amazonas. Esse maior aporte siliciclástico é atribuído a progradação do sistema continental/costeiro da Formação Barreiras, cujas fontes são, provavelmente, áreas soerguidas na tectônica transpressiva/transensiva do Eo/Mesomioceno, localizados ao sul e sudeste da Bragantina Plataforma.

REFERÊNCIAS

- Ader M., Javoy M. 1998. Diagenese précoce en milieu sulfuré réducteur: une étude isotopique dans le Jurassique basal du Bassin parisien. *Earth and Planetary Science Letters*, **327**:803-809.
- Aguilera O.A, Paes E. 2012. The Pirabas Formation (Early Miocene from Brazil) and the Tropical Western Central Atlantic Subprovince. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **7**: 29-45.
- Aguilera O.A, Guimarães J.T.F., Moraes-Santos H. 2013. Neogene Eastern Amazon carbonate platform and the palaeoenvironmental interpretation. *Swiss Journal of Palaeontology*, **132**:99–118.
- Aguilera O.A, Moraes-Santos H., Costa S. Ohe F., Jaramillo C., Nogueira A.C.R. 2013. Arid sea catfishes from the coeval Pirabas (Northeastern Brazil), Cantaure, Castillo (Northwestern Venezuela), and Castilletes (North Colombia) formations (early Miocene), with description of three new species. *Swiss Journal of Palaeontology*, **132**:45-68.
- Aguilera O.A, Schwarzhans, W., Moraes-Santos, H. and Nepomuceno, A. 2014. Before the flood: Miocene otoliths from eastern Amazon Pirabas Formation reveal a Caribbean-type fish fauna. *Journal of South American Earth Sciences*, **56**:422-446.
- Allan J.R., Matthews R.K. 1977. Carbon and oxygen isotopes as diagenetic and stratigraphic tools: Surface and subsurface data, Barbados, West Indies. *Geology*, **5**:16-20,
- Allan J.R., Matthews R.K. 1982. Isotope signatures associated with early meteoric diagenesis. *Sedimentology*, **29**:797-817.
- Amirshahkarami M., Karavan K. 2015. Microfacies models and sequence stratigraphic architecture of the Oligocene-Miocene Qom Formation, south of Qom City, Iran. *Geoscience Frontiers*, **6**:593-604.
- Armstrong-Altrin J.S., Lee Y.I., Verma S.P., Worden R.H. 2009. Carbon, oxygen, and strontium isotope geochemistry of carbonate rocks of the upper Miocene Kudankulam Formation, southern India: implications for paleoenvironment and diagenesis. *Chemie der Erde – Geochemistry*, **69**:45–60.
- Arai M., Uesugui N., Rossetti D.F., Goes A.M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no Nordeste do Estado do Pará. In: 35º Congresso Brasileiro de geologia. Belém. *Anais*, **2**: 738-752.
- Arai, M. 1997. Dinoflagelados (Dinophyceae) miocênicos do Grupo Barreiras do Nordeste do estado do Pará (Brasil). *Revista Universidade de Guarulhos, ano II (número especial)*: **98**-106.
- Annot, M.J.; Good, T.R.; Lewis, J.J.M. 1997. Photogeological and image-analysis techniques for collection of large-scale outcrop data. *Journal of Sedimentary Research*, **67**(5):984-987.
- Azevedo, R.P., 1991. *Tectonic evolution of Brazilian equatorial continental margin basin*. Doctoral Thesis - University London, London. 580 p.

- Banner J.L., Hanson G.H. 1990. Calculation of simultaneous isotopes trace element variations during water-rock interaction with application to carbonate diagenesis. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **54**:3123-3137.
- Barrat J.A., Keller F., Amossé J., Taylor R.N., Nesbitt R.W., Hirata T. 1996. Determination of rare earth elements in sixteen silicate reference samples by ICP-MS after Tm addition and ion exchange separation. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **20**(1):133–139.
- Barreda V.D., Palazzesi L. 2007. Patagonian vegetation turnovers during the Paleogene-Early Neogene: origin of arid-adapted floras. *The Botanical Review*, **73**:31–50.
- Bassi D., Nebelsick J.H. 2010. Components, facies and ramps: Redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northeast Italy). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **295**: 258–280.
- Bathurst, R.G.C. 1966. Boring algae, micrite envelopes and lithification of molluscan biosparites. *Geological Journal*, **5**:15-32.
- Bayon G., Barrat J.A., Etoubleau J., Benoit M., Bollinger C., Révillon S. 2009. Determination of rare earth elements, Sc, Y, Zr, Ba, Hf and Th in geological samples by ICP-MS after Tm addition and alkaline fusion. *Geostandards and Geoanalytical Research*, **33**(1):51–62.
- Berger W.H., Vincent E., Thierstein H.R. 1981. The deep-sea record: major steps in Cenozoic ocean evolution. In: Warm J.E., Douglas, R.G., Winterer, E.L. The deep Sea Drilling Project: a decade of progress. *SEPM Special Publication*. **32**:489-504.
- Bezerra I.S.A.Z., Nogueira A.C.R., Guimarães J.T.F., Truckenbrodt W. 2015. Late Pleistocene sea-level changes recorded in tidal and fluvial deposits from Itaúbal Formation, onshore portion of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, **45**:63-78.
- Brand U., Veizer J. 1980. Chemical diagenesis of a multicomponent carbonate system--1: Trace elements. *Journal of Sedimentary Research*, **50**(4):1219-1236.
- Brandano, M., Comacchia, I., Raffi, I., Tomassetti, L. 2016. The Oligocene–Miocene stratigraphic evolution of the Majella carbonate platform (Central Apennines, Italy). *Sedimentary Geology*, **333**: 1–14.
- Brandão J.A.S.L., Feijó F.J. 1994. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**:91-94.
- Brett C.E., Baird C.G. 1986. Comparative Taphonomy: A Key to Paleoenvironmental Interpretation Based on Fossil Preservation. *Palaios*, **1**:207-227.
- Buonocunto F.P., Sprovieri M., Bellanca A., D'argenio B., Ferreri V., Neri R. 2002. Cyclostratigraphy and high-frequency carbon isotope fluctuations in Upper Cretaceous shallow-water carbonates, southern Italy. *Sedimentology*, **49**:1321-1337.
- Burchette T.P.; Wright V.P. 1992. Carbonate ramp depositional systems. *Sedimentary Geology*, **79**:3-57.
- Burgess J.D. 1987. Provenance, preservation, and transport of the detrital “coffee grounds” of the Mississippi Delta. *International Journal of Coal Geology*, **7**:135-145.

- Burns S.J., Baker P.A. 1987. A geochemical study of dolomite in the Monterey Formations, California. *Journal Of Sedimentary Petrology*, **57**:128-139.
- Byrne R.H., Kim K.H. 1990. Rare earth element scavenging in seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**(10):2645–2656.
- Choquette P.W., Pray L.C. 1970. Geologic Nomenclature and Classification of Porosity in Sedimentary Carbonates. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, **54**: 207-250.
- Colombié, C., Lécuyer, C., Strasser, D. 2011. Carbon- and oxygen-isotope records of palaeoenvironmental and carbonate production changes in shallow-marine carbonates (Kimmeridgian, Swiss Jura). *Geol. Mag.* **148**:133–153.
- Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. 2000. Tectonic Evolution of South America. *31st International Geological Congress*, Rio de Janeiro, 855p.
- Costa J.B.S., Borges M.S., Bemerguy R.L., Fernandes J.M.G., Costa Jr. P S., Costa M.L. 1993. A evolução cenozóica da região de Salinópolis, nordeste do Estado do Pará. *Geociências-UNESP*, **12**(2):373-396.
- Costa J B.S., Bemerguy R.L., Hasui Y., Borges M.S., Ferreira JR. C.R P., Bezerra P.E.L., Costa M.L., Fernandes J.M.G. 1996. Neotectônica da região amazônica: aspectos tectônicos, geomorfológicos e posicionais. *Geonomos*, **4**(2):23-43.
- Costa J.B.S., Hasui Y., Bemerguy R.L., Villegas S J.M.C. 2002. Tectonics and paleogeography of the Marajó Basin, northern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **74**:519–531.
- Costa S.A.M., Toledo P.M., Moraes-Santos. 2004. Paleoinvertebrados. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M. *O Neógeno da Amazônia Oriental*, Coleção Friedrich Katzer-Museu Paraense Emílio Geoldi, Belém, p 135-166.
- Costa S.R.F. 2011. *Ictiólitos da Formação Pirabas, Mioceno do Pará, Brasil, e suas implicações paleoecológicas*. Tese de Doutorado - UFPa, Belém, 113 p.
- Cramer B.S., Toggweiler J.R., Wright J.D., Katz M.E., Miller K.G. 2009. Ocean overturning since the Late Cretaceous: Inferences from a new benthic foraminiferal isotope compilation, *Paleoceanography*, **24**:1-14.
- Damuth J.E., Flood R.D. 1984. Morphology, sedimentation processes and growth pattern on the Amazon deep-sea fan. *Geo-Marine Letters*, **3**:109-117.
- Damuth J.E., Flood R.D., Kowsmann R.O., Belderson R.H., Gorini M.A. 1988. Anatomy and growth pattern of Amazon deep-sea fan as revealed by longrange side-scan sonar (GLORIA) and high resolution seismic studies. *AAPG Bulletin*. **72**: 885-911.
- Dickson J.A.D. 1966. Carbonate identification and genesis as revealed by staining: J. *Sedimentary Petrology*, **36**:491-505.
- Dineley D.L., 2000. Miocene. In: Hancock P.L., Skinner B.J. eds. *The Oxford Companion to the Earth*. Oxford University Press, Oxford, p. 694–695.

- Dino R., Soares E.A.A., Antonioli L., Riccomini C., Nogueira A.C.R. 2012. Palynostratigraphy and sedimentary facies of Middle Miocene fluvial deposits of the Amazonas Basin, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **34**:61-80.
- Dix G.R., Parras A. 2014. Integrated diagenetic and sequence stratigraphy of a late Oligocene–early Miocene, mixed-sediment platform (Austral Basin, southern Patagonia): Resolving base-level and paleoceanographic changes, and paleoaquifer characteristics. *Sedimentary Geology*, **307**(15):17–33.
- Duncan T., Shaw T.J. 2003. The mobility of rare earth elements and redox sensitive elements in the groundwater/seawater mixing zone of a shallow coastal aquifer. *Aquatic Geochemistry* **9**(3):233–255.
- Dunham R.J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: W.E. Ham eds. Classification of Carbonate rocks. *Am. Ass. Petrol. Geol.*, Memoir(1):108-121.
- Elderfield H., Greaves, M.J., 1982. The rare earth element in seawater. *Nature*, **296**:214–219.
- Elderfield, H., Upstill-Goddard., Sholkovitz, E.R. 1990. The rare earth elements in rivers, estuaries, and coastal seas and their significance to the composition of ocean waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **54**(4):971-991.
- Embry A.F., Klovan E.J., 1971. Absolute water depth limits of the late Devonian paleoecological zones. *Geologische Rundschau*, **61**: 672-686.
- Ferreira C.S. 1966. Características lito-paleontológicas na Formação Pirabas, estado do Pará. In: 6ª Conferência Geológica das Guianas, Belém. *Anais*, **6**:101-111.
- Ferreira C.S., Macedo A.C.M., Assis J.F.P. 1978. A Formação Pirabas No Estado Do Pará – Novo Registro De Subsuperfície: Belém (Furo 4be-01-Pa, Cprm). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **50** (3):427.
- Ferreira C.S.M., Vicalvi A., Macedo A.C.M. 1981. Nota sobre a sequência sedimentar ao sul do rio Guamá, Estado do Pará. Evidências do Oligo-Mioceno marinho, através dos resultados preliminares da sondagem feita em Vila Mãe do Rio, (“48”), BR-010, Município de Irituia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **53**:208-209.
- Ferreira, C.S., Vicalvi, M.A., Macedo, A.C.M. 1984. Os limites meridionais da bacia de Pirabas. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. *Anais*, **1**:326–329.
- Fernandes J.M.G. 1984. Paleogeology of Formation Pirabas, Pará State. In: 33º Brazilian Congress of Geology. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **1**:330–340.
- Fernandes M.J.G., Távora V.A. 1990. Estudos Dos Foraminíferos Da Formação Pirabas Procedentes Do Furo Cb-Ufpa-P1 (85), Município De Capanema, Estado Do Pará. In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro. *Anais*, **1**:470-475.
- Figueiredo J.J.P., Zalán P.V., Soares E.F. 2007. Bacia da Foz do Amazonas. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 299-309.
- Figueiredo J., Hoorn C., Van der Ven P., Soares E. 2009. Late Miocene on set of the Amazon River and the Amazon deep-sea fan: evidence from the Foz do Amazonas Basin. *Geology*, **37**: 619–622.

- Flügel E. 2004. *Microfacies of Carbonate Rocks*. Berlin Springer-Verlag 984p.
- Fölling P.G., Frimmel H.E. 2002. Chemostratigraphic correlation of carbonate successions in the Gariep and Saldania Belts, *Namibia and South Africa Basin Research*, **14**: 69-88.
- Fournier F., Montaggione L., Borgimano J. 2004. Paleoenvironments and high-frequency cyclicity from Cenozoic South-East Asian shallow-water carbonates: a case study from the Oligo-Miocene buildups of Malampaya (Offshore Palawan, Philippines). *Marine and Petroleum Geology*, **21**:1–21.
- Friedman G.M. 1969. Trace elements as possible indicators in carbonate sediments. *Economic Paleontologist and Mineralogist*, **14**:193-198.
- Fritz P., Smirh D.G.W. 1970. The isotopic composition of secondary dolomites. *Geochimica Cosmochimica Acta*, **34**:1161-1173.
- Fry B. 2002. Conservative Mixing of Stable Isotopes Across Estuarine Salinity Gradients: A Conceptual Framework for Monitoring Watershed Influences on Downstream Fisheries Production. *Estuaries*, **25**:264–271.
- Fürsich F.T. 1993. Palaeoecology and evolution of Mesozoic salinity-controlled benthic macroinvertebrate associations. *Lethaia*, **26**:327-346.
- Galehouse J.S. 1971. Sedimentation analysis. In: Carver, R.E. ed.s, *Procedures I Sedimentary Petrology*. Wiley Interscience New York, p. 69-93.
- Galvão M.V.G. 2004. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Marajó. Serie bacias sedimentares – Fundação Paleontológica Pheonix, 67.
- Gibert J.M., de Jeong K., Martinell J. 1999. Ethologic and ontogenic significance of the Pliocene trace fossil *Sinusichnus sinuosus* from the northwestern Mediterranean. *Lethaia* **32**:31-40.
- Góes A.M., Truckenbrodt W. 1980. Caracterização faciológica e interpretação ambiental dos sedimentos Barreiras na Região Bragantina, nordeste do Pará. In: 31º Congresso brasileiro de geologia, Camboriú. *Anais*, **2**:766-771.
- Góes A.M., Rossetti D.F., Nogueira A.C.R., Toledo P.M. 1990. Modelo Depositional Preliminar da Formação Pirabas No Nordeste Do Estado Do Pará. *Boletim Do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **2**:3-15.
- Gorini, C., Haq, B. U., Reis, A. T. Dos, Silva, C. G., Cruz, A., Soares, E., and Grangeon, D. 2014. Late Neogene sequence stratigraphic evolution of the Foz do Amazonas Basin, Brazil. *Terra Nova*, **26**:179–185.
- Guimarães J.T.F., Nogueira A.C.R., Silva Junior J.B.C., Soares J.L., Alves R., Kern A.K. 2015. Palynology of the Middle Miocene-Pliocene Novo Remanso Formation, Central Amazonia, Brasil. *Ameghiniana*, **52**(1):107-134.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail, P.R. 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, **235**:1156–1167.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vai P.R. 1988. Mesozoic and Cenozoic chronostratigraphy and cycles of sea-level change. *SEPM Special Publication*, **42**:71-108.

- Hardie L.A. & Shinn E.A. 1986. Carbonate depositional environments, modern and ancient. Part 3. Tidal flats. *Colorado School of Mines Quarterly*, **81**:1-74.
- Harris P.M., Kendall C.G., Lerche I. 1985. Carbonate cementation - a brief review. In: Schneidermann, N., Harris, M. eds., Carbonate Cements. *SEPM Special Publication*, **36**:79-95.
- Hasui Y. 1990. Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil. In: Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozóica continental no sudeste brasileiro, Belo Horizonte, *Boletim*, **11**:1-31.
- Hayes J.M., 1993. Factors controlling ^{13}C contents of sedimentary organic compounds: principles and evidence. *Marine Geology*, **113**(1-2): 111-125.
- Hips K., Haas, J., Poros, Z.; Kele S., Budai T. 2015. Dolomitization of Triassic microbial mat deposits (Hungary): origin of microcrystalline dolomite. *Sedimentary Geology*, **318**:113-129.
- Hoefs J. 2009. *Stable isotope Geochemistry*. 6th eds, Springer, 285p.
- Hoehler T.M., Bebout B.M., Des Marais D.J., 2001. The role of microbial mats in the production of reduced gases on the early Earth. *Nature*, **412**:324-327.
- Hoffman H.J. 1976. Stromatolite morphogenesis in Shark Bay, Western Australia. In: Walter, M.R. eds. Stromatolites. *Developments in Sedimentology*, **20**:261-271.
- Hoorn C., Roddaz M., Dino R., Soares S., Uba C., Ochoa-Lozano D., Mapes R., 2010. The Amazonian Craton and its influence on past fluvial systems (Mesozoic-Cenozoic, Amazonia). In: Hoorn, C., Wesselingh, F.P. eds. *Amazônia, Landscape and Species Evolution: A Look into the Past*. Wiley, Oxford, p. 103-122.
- Howard J.D., Frey R.W. 1973. Characteristic physical and biogenic sedimentary structures in Georgia estuaries. *AAPG Bulletin*, **57**:1159-1184.
- Ilgar A. 2015. Miocene sea-level changes in northernmost Anatolia: Sedimentary record of eustasy and tectonism at the peri-Pontide fringe of Eastern Paratethys. *Sedimentary Geology*, **316**:62-79.
- Inden R.F., Moore C.H. 1983. Beach environments. In: Sholle, P.A., Bebout, D.G., Moore, C.H. eds. Carbonate depositional environments, *AAPG Memoir*, **33**:212-265.
- Irwin H., Curtis C.D., Coleman M. 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, **269**:209-213.
- Jacobsen S.B., Kaufman A.J. 1999. The Sr, C and O isotopic evolution of Neoproterozoic seawater. *Chemical Geology*, **161**:37-57.
- Jahnert R.J., Collins L.B. 2013. Controls on microbial activity and tidal flat evolution in Shark Bay, Western Australia. *Sedimentology*, **60**:1071-1099.
- James N.P., Ginsburg R.N. 1979. The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. Spec. Publ. int. Assoc. *Sedimentol.* **3**: 191p.
- Jones B. 2010. Warm-water Neritic Carbonates. In: James, N.P., Dalrymple, R.W. *Facies Model 4*, Geological Association of Canada, p. 341-370.

- Kaufman A.J., Knoll A.H. 1995. Neoproterozoic variations in the carbon isotopic composition of seawater: Stratigraphic and biogeochemical implications. *Precambrian Research*, **73**:27-49.
- Kendall A.C., Harwood G.M. 1989. Shallow-water gypsum in the Castile Evaporite-significance and implications. In: Subsurface and outcrops Examination of the Captian Shelf Margin, Northern Delaware Basin. *Paleont. Miner. Core*, **3**: 451-458.
- Kerans C., Tinker, S.W. 1997. Sequence stratigraphy and characterization of carbonate reservoirs. Austin, *SEPM Special Publication*, **40**, 123p.
- Klein E.S., Moura C.A.V. 2003. Síntese Geológica e Geocronológica do Cráton São Luís e do Cinturão Gurupi na Região do Rio Gurupi (NE-Pará / NW-Maranhão). *Geologia-USP*, **3**:97-112.
- Kobluk D.R., Risk M.J. 1977. Micritization and carbonate-grain binding by endolithic algae. *AAPG Bulletin*, **7**:1069-1082.
- Kumar N., Sanders J.E. 1974. Inlet sequence: a vertical succession of sedimentary structures and textures created by the lateral migration of tidal inlets. *Sedimentology*, **21**: 491-532.
- Land L.S. 1980. The isotopic trace element geochemistry of dolomite: The estate of the art. *SEPM Special Publication*, **28**:87-109.
- Leeder M.R. 1982. *Sedimentology, Process and Product*. George Allen & Unwin, London, 344p.
- Leite F.P.R., Oliveira M.E.B., Oliveira P.E., Silvestre-Capelato M.S., Arai M., Truckenbrodt W. 1997a. Palinofloras miocenas da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, na Região Bragantina, Estado do Pará, Brasil. *Revista da Universidade de Guarulhos (Geociências)*, **2**: 128-140.
- Leite F.P.R., Oliveira M.E.B., Arai M., Truckenbrodt W. 1997b. Palinoestratigrafia da Formação Pirabas e Grupo Barreiras, Mioceno do nordeste do estado do Pará, Brasil. *Revista da Universidade de Guarulhos (Geociências)*, **2**:141-147.
- Leite F.P.R. 2004. Palinologia. In: Rossetti, D.F. and Góes, A.M. eds. *O Mioceno na Amazônia Oriental*. Edit Museu Paraense Em Goeldi, p. 55-90.
- Longman M.W. 1980. Carbonate diagenesis textures from nearsurface diagenetic environments. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.* **64**:461-487.
- MacIntyre I.G., Prufert-Bebout L., Reid R.P. 2000. The role of endolithic cyanobacteria in the formation of lithified laminae in Bahamian stromatolites. *Sedimentology*, **47**:915–921.
- Mapes R.W., Nogueira A.C.R., Coleman D.S., Vega A.M.L. 2006. Evidence for a continental scale drainage inversion in the Amazon Basin since the Late Cretaceous. *Geological Society of America Abstract with Program*, **38**(7): 518.
- Marshall J.D. 1992. Climatic and oceanographic isotopic signals from the carbonate rock record and their preservation. *Geol. Mag.* **129**:143-160.
- Maslin M., Vilela C., Mikkelsen N., Grootes P. 2005. Causes of catastrophic sediment failures of the Amazon Fan. *Quaternary Science Review*, **24**:2180-2193.

- Matthews R.K. 1974. *Dynamics stratigraphy. An introduction to sedimentation and stratigraphy*. Prentice, Hall-Tnc. Englewood Cliffs, New Jersey, 365 p.
- Maury C.J. 1925. *Fosseis terciários do Brasil com descrições de novas formas cretáceas*. Monografia. Serviço. Geológico Mineral Brasil. Rio de Janeiro, 4, 665p.
- Mawbey E.M., Lear C.H. 2013. Carbon cycle feedbacks during the Oligocene-Miocene transient glaciation. *Geology*, **41** (9): 963–966.
- McConnaughey T. 1989. ^{13}C and ^{18}O isotopic disequilibrium in biological carbonates: I. Patterns. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**(1): 51–162.
- McCusker L.B., Von Dreele L.B., Cox D.E., Louër D., Scardi P. 1999. Rietveld refinement guidelines. *J. Appl. Cryst.*, 32:36-50.
- McLennan S. M. 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: Influence of provenance and sedimentary processes. in: Lipinand, B.R., McKay, G.A. *Geochemistry and Mineralogy of Rare Earth Elements*. *Mineralogical Society of America*, 169-200p.
- Miller K.G., Fairbanks R.G., Mountain G.S. 1987. Tertiary oxygen isotope synthesis, sea level history, and continental margin erosion, *Paleoceanography*, **2**(1):1-19.
- Miller K.G., Kominz M.A., Browning J.V., Weight J.D., Mountan G.S., Katz M.E., Sugarman P.J., Cramer B.S., Christie-Blick N., Pekar S.F., 2005. The Phanerozoic record of global sea-level change. *Science*, **310**:1293–1298.
- Mitchum R.M., Van Wagoner J.C. 1991. High frequency sequences and their stacking patterns: sequence stratigraphy evidence of high frequency eustatic cycles, In: Biddle K,T, Sclager W. eds. *The record of sea level fluctuation*. *Sedimentary Geology*, **70**:131-160.
- Mitchell S. F., Pauli C.R., Gale A.S. 1996. Carbon isotopes and sequence stratigraphy. In: Howell, J.A., Aitken, J.F. eds. *High resolution stratigraphy: innovations and applications*. *Geological Society Special Publication*, **104**:11-24.
- Morrow D.W., Mayers I. R. 1978. Simulation of limestone diagenesis: a model based on strontion depletion. *Canadian Journal of Earth Science*, **15**(3):376-396.
- Mutti M., Bernoulli D., Stille P., 1997. Temperate carbonate platform drowning linked to Miocene oceanographic events: Maiella platform margin, Italy. *Terra Nova*, **9**:122–125.
- Mutti M., Bernoulli D., Spezzaferri S., Stille P. 1999. Lower and Middle Miocene carbonate facies in the central Mediterranean: the impact of paleoceanography on sequence stratigraphy. In: Harri P., Saller A., Simo J., Hanford C.R. eds. *Advances in Carbonate Sequence Stratigraphy: Application to Reservoirs. Outcrops and Models*. *SEPM Spec. Publ.*, **63**:371-384.
- Mutti M., Piller W.E., Betzler C. 2010. Oligocene–Miocene Carbonate Systems. *IAS Spec. Publ.*, **42**:7-12.
- Netto R.G. & Rossetti D.F. 2003. Ichnology an salinity fluctuations: A case study from the early Miocene (lower Barreiras Formation) of São Luís Basin, Maranhão, Brazil. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **6**:5-18.

- Netto, R.G.; Buatois, L.A.; Mángano, M.G.; Balistieri, P. 2007. Gyrolithes As Multipurpose Burrow: an Ethologic Approach. *Revista Brasileira de Paleontologia*, **10**:157-168.
- Nogueira A.E, Ramos M.I.F., Puckett T.M. 2011. The genera Haplocytheridea Stephenson, 1936 and Cytheridea Bosquet, 1852 (Subphylum Crustacea, Class Ostracoda) from the Early Miocene Pirabas Formation, Brazil. *Revue de Micropaléontologie*, **54**:215-235.
- Nogueira A.A.E. 2015. *Taxonomia, paleoecologia e bioestratigrafia (ostracoda) do Oligo-Mioceno da Formação Pirabas (Estado do Pará, Brasil)*. Tese de Doutorado-UFPa, Belém, 362p.
- Nogueira A.C.R., Silveira R., Guimarães, J.T.F. 2013. Neogene-Quaternary sedimentary and paleovegetation history of the eastern Solimões Basin, central Amazon region. *Journal of South American Earth Sciences*, **46**:89-99.
- Nogueira A.A.E., Feijó M.I. 2016. The genus Perissocytheridea Stephenson, 1938 (Crustacea: Ostracoda) and evidence of brackish water facies along the Oligo-Miocene, Pirabas Formation, eastern Amazonia, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **65**: 101-121
- Nothdurft L.D., Webb G.E., Kamber B.S. 2004. Rare earth element geochemistry of Late Devonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: Confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestones. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **68**(2):263–283.
- Oehlert M.A., Swart, P.K. 2014. Interpreting carbonate and organic carbon isotope covariance in the sedimentary record. *Nature Communications*, **5**:46-72.
- Patterson W., Walter L. 1994. Depletion of ¹³C in seawater ΣCO₂ on modern carbonate platforms: Significance for the carbon isotopic record of carbonates. *Geology*, **22**:885-888.
- Pemberton S.G., MacEachern J.A., Frey R.W. 1992. Trace fossil facies models: environmental and allostratigraphic significance. In: Walker, R.G. & James N.P. (eds.), *Facies models: Response to sea level change*. *Geoscience Canada Reprint Series*, **4**:47–72.
- Perrin C. 2002. Tertiary: the emergence of modern reef ecosystems. In: Kiessling W., Flügel E., Goloka J. eds. *Phanerozoic Reef Patterns: Society for Sedimentary Geology Special Publication*, **72**:587–621.
- Petri S. 1954. Foraminíferos fósseis da Bacia de Marajó. Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (Geologia), *Boletim*, **134**:21-38.
- Petri S. 1957. Foraminíferos Miocênicos da Formação Pirabas. Boletim da Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras da Universidade de São Paulo (Geologia) **216**:1-172.
- Potter P.E., Szatmari P. 2009. Global Miocene tectonics and the modern world. *Earth Science Reviews*, **96**:279-295.
- Pratt B., James N., Cowan C. 1992. Peritidal carbonate. In: R, Walker. R. N, James. eds. *Facies models a response to sea level*. Terra Nova e Labrador: Geological Association of Canada. 303-322p.
- Ramos M.I.F., Távora V.A., Pinheiro M.P., Baia N.B. 2004. Microfósseis. In: Rossetti, F.R. & Góes A.M. eds. *O Neógeno Da Amazônia Oriental*, Edit Museu Paraense Em Goeldi, 93-107 p.

- Ranger M.J., Pemberton S.G. 1992. The sedimentology and ichnology of estuarine point bars in the McMurray Formation of the Athabasca oil sands deposit, northeastern Alberta, Canada. In: Pemberton S.G. eds Applications of Ichnology to Petroleum Exploration - A Core Workshop. *SEPM Special Publication*, 17:401–421.
- Read J.F. 1982. Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: types, characteristics and evolution. *Tectonophys.* **81**:195-212.
- Read J.F. 1985. Carbonate platform facies models. *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.* **66**:860-878.
- Reading H.G. 1986. Sedimentary environments and facies. Blackwells, Oxford, 615p.
- Reid R.P., MacIntyre I.G. 2000. Microboring versus recrystallization: further insight into the micritization process. *Journal of Sedimentary Research*, **70**: 24-28.
- Reineck H.E. 1967. Layered sediments of tidalflats, beaches, and shelf bottoms of the North Sea. Estuaries. *American Association for the Advancement of Science*, **83**:191–206.
- Reineck H.E., Wunderlich F. 1968. Classification and origin of flaser and lenticular bedding. *Sedimentology*, 11:99–104.
- Reuter M., Piller W.E., Brandano M., Harzhauser M. 2013. Correlating Mediterranean shallow water deposits with global Oligocene–Miocene stratigraphy and oceanic events. *Global and Planetary Change*, **111**: 226–236.
- Robaina L.E.S., Formoso M.L.L., Spadini A.R. 1993. Geoquímica dos reservatórios carbonáticos da Formação Macaé (Eo-Meso-Albiano) nos campos de pampo e enchova, Bacia de campos, Brasil. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, **7**(1):103-133,
- Rongemaille E., Bayon G., Pierre C., Bollinger C., Chu N.C., Fouquet Y., Riboulot V. Voisset. M. 2011. Rare earth elements in cold seep carbonates from the Niger delta. *Chemical Geology*, **286**:196-206
- Roospeykar A., Moghaddam I.M. 2016. Benthic foraminifera as biostratigraphical and paleoecological indicators: An example from Oligo-Miocene deposits in the SW of Zagros basin, Iran, *Geoscience Frontiers*, **7**:125-140.
- Rossetti D.F., Trukenbrodt W., Góes A.M. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **1**:25-74.
- Rossetti D.F., Góes A.M., Souza L.S.B. 2001. Estratigrafia da sucessão sedimentar Pós-Barreiras (Zona Bragantina, Pará) com base em radar de penetração no solo. *Revista Brasileira de Geofísica*, **19**(2):113-130.
- Rossetti D. F., Góes A. M. 2004. *O Neógeno da Amazônia Oriental*. Belém, Coleção Friedrich Katzer, Museu Paraense Emílio Goeldi, 225p.
- Rossetti D.F., 2006. The role of tectonics on the preservation of estuarine valleys in areas with low accommodation rates: examples from Upper Cretaceous and Miocene successions in Northern Brazil. In: Dalrymple R.W., Leckie D.A., Tillman R.W. eds. Incised valley in time and space: *SEPM Special Publication*, **85**:199–218.

Rossetti D. F., Bezerra, F. H., Dominguez, J. M. L. 2013. Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, **123**: 87-112.

Rossetti D.F., Cohen M.C.L., , Tatumi S.H., Sawakuchi A.O., Cremon E.H., Mittani J.C.R., , Bertani T.C., Munita C.J.A.S., Tudela D.R.G., Yee M., Moya G. 2015. Mid-Late Pleistocene OSL chronology in western Amazonia and implications for the transcontinental Amazon pathway. *Sedimentary Geology*, **330**:1–15.

Rozo M.G., Nogueira A.C.R., Truckenbrodt W. 2012. The anastomosing pattern and the extensively distributed scroll bars in the middle Amazon River. *Earth Surface Processes and Landforms*, **26**:336.

Saltzman M.R., Thomas E. 2012. Carbon Isotope Stratigraphy. In: Gradstein F.M., Ogg J.G., Schmitz M., Ogg G. *The Geologic Time Scale*. Elsevier, 1114p.

Sansjofre P., Ader M. Trindade R.I.F., Elie M., Lyons J., Cartigny P., Nogueira A.C.R. 2011. A carbon isotope challenge to the Snowball Earth. *Nature*. **478**:93-96

Savin, S.M., 1977. The history of the earth's surface temperature during the past 100 million years. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.*, **5**:319-355.

Shackleton N.J., Kennett J.P. 1975. Paleotemperature history of the Cenozoic and initiation of Antarctic glaciation: oxygen and carbon isotopic analyses in DSDP Sites 277, 279, and 281. In: J.P. Kennett and R.E. Houtz, *Initial Rep. Deep Sea Drill. Project (DSDP)*, **29**:743-755.

Shinn E. 1983. Tidal flat environment. In: P, Scholle. D, Bebout. C, Moore. eds, Carbonate depositional environments. *American Association of Petroleum Geologists, Memoir*, **33**: 171-210

Shinn E.A. 1969. Submarine lithification of Holocene carbonate sediments in the Persian Gulf. *Sedimentology*, **12**:109-144.

Scholle P. Scholle D. 2003. A colour guide to the petrography of carbonate rocks: grains, textures, porosity, diagenesis. Tulsa: American Association of Petroleum Geologist, Memoir 77.

Silva S.R.P., Maciel R.R., Severino M.C.G., 1999. Cenozoic tectonics of Amazon Mouth Basin. *Geo Mar. Lett.* **18**:256-262.

Sibley D.F., Gregg J.M., 1987. Classification of dolomite rocks texture. *Journal of Sedimentary Petrology*. **57**:967-975.

Soares E.F., Zalán P.V., Figueiredo J.J.P. 2007. Bacia do Pará-Maranhão. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2):321-329.

Soares Júnior A.V., Costa J.B.S. Hasui Y. 2008. Evolução da margem atlântica equatorial do Brasil: três fases distensivas. *Geociências-UNESP*, **27**(4):427-437.

Soares Jr., A.V., Hasui Y., Costa J.B.S., Machado F.B. 2011. Evolução do rifteamento e paleogeografia da margem Atlântica Equatorial do Brasil: Triássico ao Holoceno. *Geociências-UNESP*, **30**(4):669-692.

- Speyer S.E. & Brett CE. 1988. Taphofacies models for epeiric sea environments : Middle Paleozoic examples. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **63**:225-262.
- Szatmari P., Fraçolin J.B.L., Zanotto O., Wolff S., 1987. Evolução tectônica da margem equatorial brasileira. *Revista Brasileira de Geociências*, **17**:180-188.
- Swart P.K., Kennedy M.J. 2012. Does the global stratigraphic reproducibility of $\delta^{13}\text{C}$ in Neoproterozoic carbonates require a marine origin? A Pliocene– Pleistocene comparison. *Geology*, 40:87–90.
- Távora V.A., Fernandes, J.M. 1999. Estudio de los foraminíferos de la Formación Pirabas (Mioceno Inferior), Estado de Pará, Brasil, y su correlación con faunas del Caribe. *Revista Geológica de America Central*, **22**: 63-74.
- Távora V. A., Imbeloni E. F. F., Cacela A. S. M., Baia N. M. 2004. Paleoinvertebrados. In: Rossetti F. R., Góes A. M eds. *O Neógeno Da Amazônia Oriental*, MPEG. 111-131P.
- Távora V., Santos A.A., Araújo, R.N. 2010. Localidades fossilíferas da Formação Pirabas (Mioceno Inferior). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **5**(2):207-224.
- Toledo P.M. 1989. Sobre novos achados de sirênios (*Sirenotherium Pirabense*, Paula Couto, 1967) na Formação Pirabas (Pará, Brasil). *Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi*, **1**:5-10.
- Tatumi S.H., Silva L.P., Pires E.L., Rossetti D.F., Góes A.M. 2008. Datação de sedimentos pós-barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**(3):514-524.
- Tucker M.E. & Wright V.P. 1990. *Carbonate Sedimentology*. Blackwells, Oxford, 482 pp.
- Tucker M.E. 1992. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Scientific Publications. 260 pp.
- Tucker M. E. 2001. *Sedimentary Petrology*. Blackwell Science, Oxford, 262p.
- Van Wagoner, J.C., Posamentier, H.w., Mitchum, R.M., Vail, P.R., Sarg, J.F., Loutit, T.S., Hardenbol, J. 1988. An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions, in Wilgus, C.K., Hastings, B.J., Posamentier, H., Van Wagoner, J.C., Ross, C.A., Kendall, C.G.St.C, eds., *Sea-Level change: An Integrated Approach*, *SEPM Special Publication*, **42**:39-46.
- Van Wagoner, J.C., Mitchum, R.M, Campion, K.M., Rahmanian, V.D. 1990. Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrop: concepts for high-resolution correlation of time and facies: American Association of Petroleum Geology, *Methods in Exploration Series*, 7, 55p.
- Vaziri-Moghaddam H., Seyrafian A., Taheri A., Motiei H. 2010. Oligocene-Miocene ramp system (Asmari Formation) in the NW of the Zagros basin, Iran: microfacies, paleoenvironmental and depositional sequence. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, **27** (1): 56 -71.
- Veizer J., Demovic R. 1974. Strontium as a tool in facies analysis. *Journal of Sedimentary Geology*, **44**: 93-115.

- Veizer J. 1983. Chemical diagenesis of carbonates: theory and application of trace element technique. In: Arthur M.A., Anderson T.F., Kaplan I.R., Veizer J., Land L.S.Ž. eds.. Stable Isotopes in Sedimentary Geology. *SEPM Special Publication*, 10.
- Veizer J., Bruckschen P., Pawellek F., Diener A., Podlaha O.G., Jasper T., Korte C., Carden G.A.F., Strauss H., Azmy K., Ala D. 1997. Oxygen isotope evolution of Phanerozoic seawater. *Paleogeogr., Paleoclimatol., Paleoecol.* **132**:159–172.
- Veizer J., Ala D., Azmy K., Bruckschen P., Buhl D., Bruhn F., Garden G.A.F., Diener A., Ebner S., Godderis Y., Jasper T., Korte C., Pawellek F., Podlaha O.G., Strauss H. 1999. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $\delta^{13}\text{C}$ and $\delta^{18}\text{O}$ evolution of Phanerozoic sea-water. *Chemical Geology*, **161**:59–88.
- Veizer J., Mackenzie F.T. 2004. Evolution of sedimentary rocks: In Mackenzie, F.T. *Geochimica Cosmochimica*, **40**:1387-1395.
- Visser M. J. 1980. Neap spring cycles reflected in Holocene subtidal large scale bedform deposits: a preliminary note. *Geology*, **8**(11):543-546.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: Walker R.G., James N.P. eds. *Facies Models - Response to Sea Level Change*. Ontario, Geological Association of Canada. p.1-14.
- Wallmann K. 2001. The geological water cycle and the evolution of marine $\delta^{18}\text{O}$ values. *Geochimica Cosmochimica*, **65**:2469-2485.
- Wallmann K. 2004. Impact of atmospheric CO_2 and galactic cosmic radiation on Phanerozoic climatic change and the marine $\delta^{18}\text{O}$ record. *Geochimica Cosmochimica*, **5**(6)Q06004.
- Webb G.E., Kamber B.S. 2000. Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: A new shallow seawater proxy. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **64**(9): 1557–1565.
- Wendler, I. 2013. A critical evaluation of carbon isotope stratigraphy and biostratigraphic implications for Late Cretaceous global correlation. *Earth-Science Reviews*, **126**:116–146.
- Wilson J.L. 1975. *Carbonate Facies in Geological History*. Springer, Berlin Heidelberg, New York, p. 471.
- Wilson M.E.J. 2008. Global and regional influences on equatorial shallow-marine carbonates during the Cenozoic. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **265**:262–274.
- Wizevic M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: MIALL, A.D. & TYLER, N. (eds). The three-dimensional facies architecture of terrigenous clastic sediments and its implications for hydrocarbon discovery and recovery. *SEPM Special Publication*, 22-24.
- Wolff B., Carozzi A.V. 1984. Microfacies, Depositional Environments, and Diagenesis of the Amapa Carbonates (Paleocene middle Miocene), Foz do Amazonas Basin, Offshore NE Brasil. In: Petrobras, *Série Ciência Técnica*, **13**, 102 p.
- Wright V.P. 1992. A Revised classification of limestones. *Sedimentary Geology*, **76**:177-185.

Wright J.D. 1998. Role of Greenland–Scotland Ridge in Neogene climate. *In*: Crowley, T.J., Burke, K.C. eds. *Tectonic boundary conditions for climate reconstruction*. Oxford University Press, Oxford, p. 192–211.

Zachos J., Pagani M., Sloan L., Thomas E., Billups K. 2001. Trends, rhythms, and aberrations in global climate 65 Ma to present. *Science*, **292**:686–692.

Zachos J.C., Dickens G.R., Zeebe R.E. 2008. An early Cenozoic perspective on greenhouse warming and carbon-cycle dynamics, *Nature*, **451**:279–283.

Zalán P.V. 2007. Bacias de Bragança-Viseu, São Luís e Ilha Nova. 2007. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2):341-345.

Zalán P.V., Matsuda N.S. 2007. Bacia do Marajó. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2):311-319.

ANEXOS

Anexo 1: Tabela com as razões de carbono e oxigênio.

Tabela 5.1: Razões de $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ e $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ da Formação Pirabas e seus respectivos subambientes.

| Amstras | Subambiente | $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,1\%$) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,1\%$) D | $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,15\%$) | $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,15\%$) D |
|---------|--------------------------|--|--|---|---|
| | <u>Tidal flat/canais</u> | | | | |
| F192-00 | | -0,41 | | -3,52 | |
| F192-01 | | -0,37 | | -2,71 | |
| F192-02 | | -0,56 | -0,53 | -3,58 | -3,31 |
| F192-03 | | -0,40 | | -3,30 | |
| F192-04 | | -3,90 | | -0,14 | |
| F192-05 | | -6,97 | | -5,64 | |
| F192-06 | | -3,49 | | -3,22 | |
| F192-07 | | -3,05 | | -3,02 | |
| F192-08 | | -0,51 | | -0,44 | |
| F192-09 | | -0,56 | | -3,16 | |
| F192-10 | | -0,47 | | -2,66 | |
| F160-01 | | -1,90 | | 0,47 | |
| F160-02 | | -2,88 | -3,08 | 1,09 | -0,28 |
| F160-09 | | -0,07 | | -1,81 | |
| F160-10 | | -0,55 | | -1,70 | |
| F160-11 | | -0,37 | | -2,48 | |
| B-17 | | -1,51 | -1,35 | -3,12 | -3,82 |
| B-18 | | -0,78 | -0,79 | -2,80 | -2,29 |
| | <u>Laguna</u> | | | | |
| F192-17 | | -0,11 | | -2,07 | |
| F192-18 | | -0,05 | | -2,30 | |
| F192-20 | | -0,05 | | -2,17 | |
| F192-21 | | +0,01 | | -2,02 | |
| F192-22 | | -0,02 | | -3,00 | |
| F192-23 | | -0,04 | | -2,16 | |
| F192-24 | | -0,13 | | -2,95 | |
| F192-25 | | -0,09 | | -2,33 | |
| F192-26 | | -0,04 | | -2,76 | |
| F192-27 | | +0,01 | | -2,68 | |
| F192-28 | | +0,02 | | -2,91 | |
| F192-29 | | -0,01 | | -2,22 | |
| F192-30 | | -0,30 | | -2,38 | |
| F192-31 | | -0,39 | | -2,69 | |
| F192-32 | | -0,71 | | -2,38 | |
| F192-33 | | -0,04 | | -2,44 | |
| F192-34 | | -0,11 | | -3,08 | |
| F192-35 | | -0,33 | | -3,40 | |
| F192-44 | | -0,10 | -0,09 | -2,92 | -3,28 |
| F192-45 | | -0,37 | -0,27 | -3,19 | -3,56 |
| F192-46 | | -0,28 | | -2,89 | |
| F192-47 | | -0,15 | -0,10 | -3,05 | -4,11 |
| F192-48 | | -0,14 | -0,15 | -2,87 | -2,71 |
| F192-49 | | -0,13 | | -1,24 | |
| F192-50 | | -0,21 | -0,13 | -1,59 | -2,07 |
| F192-51 | | -0,23 | | -1,29 | |
| F192-52 | | -0,28 | | -1,44 | |
| F192-53 | | -1,00 | | -3,12 | |
| F192-54 | | -0,43 | | -2,78 | |
| F192-55 | | -0,44 | -0,55 | -2,71 | -2,09 |
| F192-56 | | -0,64 | | -2,32 | |
| F192-57 | | -0,59 | | -2,00 | |
| F192-58 | | -0,59 | | -2,14 | |
| F192-60 | | -0,41 | | -2,03 | |
| F192-61 | | -0,36 | | -1,77 | |
| F192-62 | | -0,36 | | -2,26 | |
| F192-86 | | +0,00 | | -2,94 | |
| F192-87 | | +0,01 | | -3,64 | |
| F192-88 | | +0,28 | | -3,17 | |
| F192-89 | | +0,29 | | -3,22 | |
| F192-90 | | +0,31 | | -3,51 | |
| F192-91 | | +0,24 | | -3,59 | |
| F192-92 | | +0,17 | | -3,98 | |
| F192-93 | | +0,10 | | -4,24 | |
| F192-94 | | +0,05 | | -3,85 | |
| F192-96 | | -0,23 | -0,50 | -3,26 | -3,31 |

| Amostras | Subambiente | $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,1\%$) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,1\%$) D | $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,15\%$) | $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,15\%$) D |
|-----------|-------------|--|--|---|---|
| F192-97 | Laguna | +0,81 | | -6,07 | |
| F192-98 | | -0,02 | | -3,91 | |
| F192-99 | | -0,06 | | -3,69 | |
| F192-100 | | -0,03 | | -3,48 | |
| F192-101 | | -0,00 | | -3,15 | |
| F192-102 | | -0,06 | | -2,84 | |
| F192-103 | | +0,04 | | -2,51 | |
| F192-104 | | +0,09 | | -3,22 | |
| F192-105 | | +0,05 | | -2,72 | |
| F192-106 | | +0,03 | | -3,48 | |
| F192-107 | | +0,04 | | -3,76 | |
| F192-108 | | +0,07 | | -3,53 | |
| F192-116 | | -0,41 | | -3,66 | |
| F192-117 | | -0,53 | | -3,50 | |
| F192-118 | | -0,59 | | -3,40 | |
| F192-119 | | -1,06 | | -3,78 | |
| F192-120 | | -1,12 | | -3,68 | |
| F192-121 | | -1,64 | | -4,12 | |
| F192-122 | | -1,85 | | -3,96 | |
| F192-123 | | -2,07 | | -3,89 | |
| F192-124 | | -1,50 | | -3,49 | |
| F160 - 03 | | -0,41 | | 0,72 | |
| F160-04 | | -0,51 | | -2,57 | |
| F160-05 | | -0,37 | | -2,67 | |
| F160-06 | | -0,10 | | -1,76 | |
| F160-07 | | -0,13 | | -2,17 | |
| F160-08 | | -0,16 | | -1,53 | |
| F16- 26 | | -0,22 | | -2,42 | |
| F160-27 | | -0,23 | | -2,09 | |
| F160-28 | | -0,29 | | -2,38 | |
| F160-29 | | -0,27 | | -2,24 | |
| F160-30 | | -0,34 | | -2,20 | |
| F160-31 | | -0,24 | | -2,08 | |
| F160-32 | | -0,29 | | -1,97 | |
| F160-33 | | -0,44 | | -1,65 | |
| F160-34 | | -1,16 | | -2,68 | |
| F160-35 | | -0,58 | | -2,54 | |
| F160-36 | | -0,44 | | -4,09 | |
| F160-37 | | -0,49 | | -2,49 | |
| F160-38 | | -0,41 | | -3,30 | |
| F160-39 | | -0,43 | | -2,09 | |
| F160-40 | | -0,45 | | -2,67 | |
| F160-41 | | -0,46 | | -2,79 | |
| F160-42 | | -0,67 | | -2,98 | |
| F160-44 | | -0,58 | | -3,10 | |
| F160-45 | | -0,51 | | -2,94 | |
| F160-46 | | -0,63 | | -3,53 | |
| F160-47 | | -0,30 | | -3,68 | |
| F160-63 | | -0,35 | | -3,60 | |
| F160-64 | | -0,30 | | -3,52 | |
| F160-65 | | -0,51 | | -3,73 | |
| F160 66 | | -0,71 | | -3,35 | |
| F160-67 | | -0,65 | | -2,77 | |
| F160-68 | | -0,57 | | -2,76 | |
| F160-69 | | -0,54 | | -2,73 | |
| F160-70 | | -1,34 | | -3,37 | |
| F160-71 | | -1,13 | | -3,63 | |
| F160-72 | | -1,16 | | -3,29 | |
| F160-77 | | -1,25 | | -3,60 | |
| F160-78 | | -2,06 | | -3,31 | |
| F160-79 | | -1,76 | | -3,43 | |
| F160-80 | | -2,14 | | -3,63 | |
| B-1 | | -0,37 | | -3,92 | |
| B-2 | | -0,19 | | -3,06 | |
| B-3 | | -0,17 | | -2,79 | |
| B-4 | | -0,14 | | -2,74 | |
| B-5 | | -0,45 | -0,35 | -2,66 | -2,46 |
| B-19 | | -0,99 | | -2,92 | |

| Amostras | Subambiente | $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,1\%$) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,1\%$) D | $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,15\%$) | $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,15\%$) D | |
|-----------------------------|-------------|--|--|---|---|--|
| B-21 | Laguna | -0,99 | | -3,21 | | |
| B-22 | | -0,69 | | -3,11 | | |
| B-23 | | -0,85 | | -3,85 | | |
| B-24 | | -0,52 | | -2,99 | | |
| B-25 | | -0,46 | | -2,74 | | |
| B-26 | | -0,77 | | -2,86 | | |
| B-27 | | -1,13 | | -2,89 | | |
| AR-1 | | -3,68 | | -4,52 | | |
| ATK2 | | -2,12 | | -2,85 | | |
| ATK3-M | | -1,88 | | -0,76 | | |
| ATK3-W | | -3,48 | | -1,07 | | |
| PC-02 | | -4,57 | | -3,90 | | |
| <hr/> | | | | | | |
| <i>Tidal inlet</i> | | | | | | |
| F192-11 | | -0,21 | | -2,56 | | |
| F192-36 | | -0,07 | | -2,68 | | |
| F192-37 | | -0,01 | | -2,99 | | |
| F192-109 | | -0,01 | | -3,87 | | |
| F192-110 | | -0,02 | | -2,80 | | |
| F192-111 | | -0,10 | | -3,03 | | |
| F192-112 | | -0,12 | | -3,07 | | |
| F192-113 | | -0,26 | | -3,80 | | |
| F192-114 | | -0,25 | | -3,63 | | |
| F192-115 | | -0,24 | | -3,92 | | |
| F160 -12 | | -0,19 | | -2,17 | | |
| F160- 13 | | -0,18 | | -3,32 | | |
| F160-14 | | +0,01 | | -2,86 | | |
| F160-15 | | -0,01 | | -2,96 | | |
| F160-16 | | -0,01 | | -4,62 | | |
| F160-48 | | -0,30 | | -3,60 | | |
| F160-49 | | -0,23 | | -3,13 | | |
| F160-50 | | -0,33 | -0,45 | -3,09 | -3,38 | |
| F160-51 | | -0,30 | | -3,27 | | |
| F160-52 | | -0,30 | | -3,21 | | |
| F160-74 | | -1,54 | | -2,96 | | |
| F160-76 | | -1,45 | | -3,36 | | |
| B-6 | | -0,17 | | -2,86 | | |
| B-7 | | -0,15 | | -2,84 | | |
| B-8 | | -0,07 | | -3,11 | | |
| B-9 | | -0,19 | | -3,75 | | |
| B-15 | | -0,47 | | -3,60 | | |
| B-16 | | -0,95 | | -5,31 | | |
| <hr/> | | | | | | |
| <i>Barreira bioclástica</i> | | | | | | |
| <i>/front shoal</i> | | | | | | |
| F192-12 | | -0,18 | | -2,71 | | |
| F192-13 | | -0,26 | | -2,56 | | |
| F192-14 | | -0,07 | | -2,19 | | |
| F192-38 | | -0,22 | | -3,41 | | |
| F192-39 | | -0,26 | | -3,52 | | |
| F192-41 | | -0,37 | | -4,21 | | |
| F192-42 | | -0,38 | | -4,42 | | |
| F192-43 | | -0,34 | | -4,31 | | |
| F192-63 | | -0,42 | | -1,67 | | |
| F192-64 | | -0,24 | | -2,26 | | |
| F192-65 | | -0,25 | | -3,05 | | |
| F192-66 | | -0,27 | | -3,57 | | |
| F192-67 | | -0,22 | | -3,11 | | |
| F192-68 | | -0,24 | | -3,45 | | |
| F192-69 | | -0,28 | | -3,25 | | |
| F192-70 | | -0,25 | | -3,19 | | |
| F192-71 | | -0,31 | | -3,25 | | |
| F192-72 | | -0,31 | | -4,44 | | |
| F192-73 | | -0,29 | | -3,34 | | |
| F192-74 | | -0,32 | | -3,76 | | |
| F192-75 | | -0,38 | -0,25 | -3,66 | -4,38 | |
| F192-76 | | -0,27 | | -3,61 | | |
| F192-77 | | -0,26 | | -3,82 | | |
| F192-78 | | -0,20 | | -3,85 | | |
| F192-79 | | -0,18 | | -3,49 | | |
| F192-80 | | -0,13 | | -3,66 | | |

| Amostras | Subambiente | $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,1\%$) | $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,1\%$) D | $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,15\%$) | $\delta^{18}\text{O}_{\text{carb}}$ ($\pm 0,15\%$) D |
|----------|---------------------------------|--|--|---|---|
| F192-82 | <u>Barreira bioclástica/f.s</u> | -0,07 | | -3,45 | |
| F192-83 | | -0,02 | | -3,27 | |
| F192-85 | | +0,11 | | -2,40 | |
| F192-86 | | +0,00 | | -2,94 | |
| F192-87 | | +0,01 | | -3,64 | |
| F192-88 | | +0,28 | | -3,17 | |
| F160 17 | | -0,07 | | -4,50 | |
| F160 18 | | -0,03 | | -4,16 | |
| F160 19 | | -0,03 | 0,02 | -3,57 | -3,64 |
| F160-20 | | -0,05 | | -3,38 | |
| F160-21 | | -0,08 | | -3,65 | |
| F160-22 | | +0,17 | | -2,01 | |
| F160-23 | | -0,33 | | -2,98 | |
| F160-24 | | -0,26 | | -2,98 | |
| F160-25 | | -0,09 | | -2,35 | |
| F160-53 | | -0,17 | | -2,50 | |
| F160-54 | | -0,29 | | -3,37 | |
| F160-56 | | -0,19 | | -3,18 | |
| F160-57 | | -0,28 | | -3,29 | |
| F160-58 | | -0,30 | | -3,22 | |
| F160-59 | -0,42 | | -3,26 | | |
| F160-61 | +0,30 | 0,37 | -1,80 | -2,13 | |
| B-10 | -0,39 | | -3,97 | | |
| B-11 | -0,67 | | -4,18 | | |
| B-12 | -0,58 | | -4,21 | | |
| B-13 | -0,69 | | -4,46 | | |
| 1NB | -4,12 | | -4,63 | | |
| AR-04 | -3,24 | | -4,01 | | |
| 2NB | -4,18 | | -4,21 | | |
| AR-06 | -2,94 | | -4,05 | | |
| ATK-1 | -2,59 | | -1,70 | | |
| ATK-1B | -2,67 | | -1,69 | | |
| ATK-2 | -2,12 | | -2,86 | | |
| PC-01 | -1,81 | | -3,38 | | |
| PC-03 | -4,89 | | -4,50 | | |
| PC-04 | -5,07 | | -3,79 | | |
| NT | -7,17 | | -3,77 | | |



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

PARECER

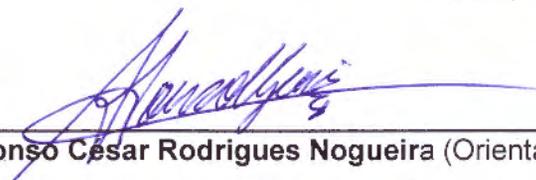
Sobre a Defesa Pública da Tese de Doutorado de
KAMILLA BORGES AMORIM

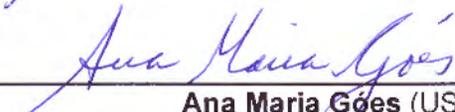
A banca examinadora da Tese de Doutorado de **KAMILLA BORGES AMORIM** orientanda do Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira (UFPA), composta pelos professores doutores Ana Maria Góes (USP), Orangel Antonio Aguilera Socorro (UFF/RJ), Jean Michel Lafon (UFPA), e Werner Walter Hermann Truckenbrodt (UFPA), após apresentação da sua tese intitulada **“PALEOAMBIENTE, PALEO GEOGRAFIA E ISÓTOPOS DE CARBONO E OXIGÊNIO DE DEPÓSITOS CARBONÁTICOS MIOCENOS DA PLATAFORMA BRAGANTINA, NE DO ESTADO DO PARÁ, BRASIL”** emite o seguinte parecer:

A candidata apresentou contribuição relevante ao conhecimento sobre a evolução paleoambiental e paleogeográfica dos depósitos carbonáticos miocenos da região Oriental da Amazônia. O documento está bem estruturado na forma de três artigos que inclui um volume significativo de dados faciológicos, geoquímicos e isotópicos sintetizados em interpretações paleogeográficas relevantes. A apresentação oral foi adequada para um nível de doutorado e a candidata respondeu bem a arguição da banca examinadora demonstrando maturidade científica. A banca sugere adequação dos artigos para publicação consolidando as interpretações apresentadas.

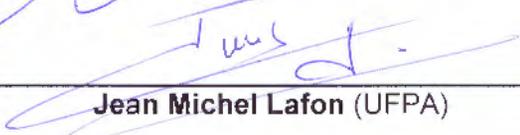
Com base no exposto, a banca examinadora decidiu por unanimidade aprovar a tese de doutorado de Kamilla Borges Amorim.

Belém, 16 de setembro de 2016.


Afonso César Rodrigues Nogueira (Orientador – UFPA)


Ana Maria Góes (USP)


Orangel Antonio Aguilera Socorro (UFF/RJ)


Jean Michel Lafon (UFPA)


Werner Walter Hermann Truckenbrodt (UFPA)