

UNIVERSIDADE FEDERAL DE PERNAMBUCO
CENTRO DE TECNOLOGIA E GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

José Diego Dias Veras

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO
TAMBABA: EOCENO DA SUB-BACIA ALHANDRA, BACIA
PARAÍBA**

Recife
2017

JOSÉ DIEGO DIAS VERAS

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO
TAMBABA: EOCENO DA SUB-BACIA ALHANDRA, BACIA
PARAÍBA**

Dissertação de Mestrado apresentada junto ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências.

Área de Concentração: Geologia Sedimentar e Ambiental.

Orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.

Recife
2017

Catálogo na fonte
Bibliotecária Maria Luiza de Moura Ferreira, CRB-4 / 1469

V476s Veras, José Diego Dias.
Sedimentologia e estratigrafia da Formação Tambaba: Eoceno da Sub-bacia Alhandra, Bacia Paraíba / José Diego Dias Veras. - 2017.
63 folhas, il., tabs.

Orientador: Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann.
Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2017.
Inclui Referências.

1. Geociências. 2. Formação Tambaba. 3. Calcários recifais. 4. Bacia Paraíba. I. Neumann, Virgínio Henrique de Miranda Lopes (Orientador). II. Título

UFPE

551 CDD (22. ed.)

BCTG/2017-330

JOSÉ DIEGO DIAS VERAS

**SEDIMENTOLOGIA E ESTRATIGRAFIA DA FORMAÇÃO TAMBABA:
EOCENO DA SUB-BACIA ALHANDRA, BACIA PARAÍBA**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, como requisito parcial para a obtenção do título de Mestre em Geociências.

Aprovada em: 03/08/2017

BANCA EXAMINADORA

Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann
(Orientador)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. Valdir do Amaral Vaz Manso (Examinador Interno)
Universidade Federal de Pernambuco

Prof. Dr. José Diniz Madruga Filho (Examinador Externo)
Universidade Federal de Pernambuco

AGRADECIMENTOS

Agradeço, primeiramente, a Deus por ter me conduzido até aqui, permitindo que fosse possível a realização desta etapa da minha vida.

A minha família, em especial aos meus pais, Paulo Fernandes Lucena de Veras e Ângela Dias Ferreira de Veras, que sempre me apoiaram e incentivaram em todas as minhas decisões. Agradeço ainda pelos valores e ensinamentos que me passaram durante todo o período de minha educação.

Agradeço ao Professor Doutor Virgínio Henrique de Miranda Lopes Neumann por sua orientação, dedicação, confiança, conselhos, compreensão, motivação durante o desenvolvimento deste trabalho e pela amizade construída durante toda a minha jornada acadêmica.

Agradeço ao Professor Doutor José Antônio Barbosa por todo apoio prestado a mim durante o desenvolvimento deste trabalho, assim como pelos ensinamentos durante todo o meu período acadêmico.

Agradeço a Professora Doutora Lúcia Maria Mafra Valença por todo apoio prestado a mim durante o desenvolvimento deste trabalho, assim como pelos ensinamentos durante todo o meu período acadêmico.

Agradeço ao Geólogo Silvio Roberto de Oliveira pela amizade construída e por todo apoio prestado a mim para o desenvolvimento deste trabalho, assim como pelos ensinamentos em minha jornada profissional.

Agradeço ao Professor Doutor José Diniz Madruga Filho por participar dessa banca examinadora.

Agradeço ao Professor Doutor Valdir do Amaral Vaz Manso por participar dessa banca examinadora.

A Professora Doutora Sandra de Brito Barreto por fornecer o Laboratório de Gemologia da Universidade Federal de Pernambuco para o aperfeiçoamento deste relatório.

Ao Professor Mestre Rafael Pereira de Lima da Universidade Federal de Alagoas, ex-colega de departamento e amigo, por seu apoio, discussões e opiniões no desenvolvimento deste trabalho.

A todos os professores do Departamento de Geologia da Universidade Federal de Pernambuco (DGEO-UFPE) pelos conhecimentos passados

durante o período que atuei como mestrando, e também por sua paciência e disposição, que contribuíram para o desenvolvimento desta pesquisa.

A todos que compõem o Laboratório de Geologia Sedimentar (LAGESE) do Departamento de Geologia (DGEO), da Universidade Federal de Pernambuco (UFPE).

Ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal de Pernambuco (PPGEOC-UFPE).

Aos amigos Diego Cunha, Flávia Araújo, Marcelo Diniz, Márcio Alencar, Osvaldo Correia, Valdielly Larisse e Wilson Andrade que participaram diretamente no desenvolvimento deste trabalho e tornaram essa realização possível.

A todos que, de alguma forma, contribuíram direta ou indiretamente para que tudo isso se tornasse possível.

RESUMO

A Formação Tambaba possui idade Eocênica e ocorre de forma restrita em superfície na região costeira norte da Bacia Paraíba. Anteriormente, os depósitos carbonáticos constituintes desta unidade eram frequentemente citados como Formação Marinha Farinha Superior, admitindo-se uma formação estratigráfica distinta da Formação Marinha Farinha, de idade Paleocênica. Este trabalho teve como objetivo a construção de um modelo paleoambiental dos calcários recifais da referida formação através de estudos sedimentológicos. Os afloramentos estudados estão localizados na faixa costeira entre as praias de Tambaba, Coqueirinho e Jacumã, no estado da Paraíba. Estes depósitos carbonáticos apresentam um aspecto coquinoide e devido à erosão, um aspecto ruiniforme irregular. Porções acumuladoras de bivalvíos e gastrópodes propiciaram um intenso processo de bioerosão, causado principalmente por organismos perfuradores. Além disso, apresentam uma intensa variação de fácies que foram caracterizadas através de microscopia óptica e catodoluminescência entre *Mudstones*, *Wackestones* e *Packstones*. São compostas essencialmente por uma matriz micrítica com a presença ainda de pirita e sílica em menores proporções, entretanto, as fácies sofrem o processo diagenético de substituição de calcita por dolomita (dolomitização). Outros processos diagenéticos como dissolução, cimentação e compactação foram identificados nos estudos petrográficos. A evidência de bastante piritização substituindo valvas e fragmentos de bioclastos, e também substituindo tubos de *Thalassinoides* indicam um estágio eodiagenético.

Palavras-chave: Formação Tambaba. Calcários recifais. Bacia Paraíba.

ABSTRACT

The Tambaba Formation is Eocene Age and occurs in surface restricted way in the northern coastal region of the Paraíba Basin. Previously, the carbonaceous deposits constituent of this unit were frequently cited as Upper Maria Farinha Formation, assuming a stratigraphic formation distinct from the Paleocene Age Maria Farinha Formation. The objective of this work was the construction of a paleoenvironmental model of reef limestones of this formation through sedimentological studies. The outcrops studied are located in the coastal strip between the beaches of Tambaba, Coqueirinho and Jacumã, in the state of Paraíba. These carbonate deposits have a coquinoid aspect and due to erosion, an irregular ruiniform aspect. Accumulating portions of bivalves and gastropods provided an intense process of bioerosão, caused mainly by perforating organisms. In addition, they present an intense variation of facies that were characterized by optical microscopy and cathodoluminescence between Mudstones, Wackestones and Packstones. They are composed essentially of a micritic matrix with the presence of pyrite and silica in smaller proportions, however, the facies undergo the diagenetic process of replacement of calcite by dolomite (dolomite). Other diagenetic processes such as dissolution, cementation and compaction were identified in the petrographic studies. The evidence of sufficient pyritization replacing valves and fragments of bioclasts, and also replacing *Thalassinoides* tubes, indicates an eodiagenetic stage.

Keywords: Tambaba Formation. Reef limestones. Paraíba Basin.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1. Localização da região de estudo. A) Faixa costeira de ocorrência dos calcários recifais entre as praias de Jacumã e Tambaba; B) Localização da faixa em relação ao município de Conde-PB; C) Detalhe do estado da Paraíba. 15
- Figura 2. Classificação de Dunham (1962) de rochas carbonáticas de acordo com suas texturas deposicionais. 17
- Figura 3. Subdivisão das bacias marginais da porção oriental do nordeste do Brasil. Em destaque, os terrenos pré-cambrianos que compõem o embasamento da Bacia Paraíba, cujos domínios coincidem com a Zona Transversal do Nordeste, limitada pelas grandes Zonas de Cisalhamento ZCPE e ZCPA (modificada de Barbosa, 2007). 21
- Figura 4. Seção geológica elaborada a partir de perfis de poços ao longo da faixa costeira entre a ZCPE e o Alto de Mamanguape (Barbosa, 2004)..... 23
- Figura 5. Carta estratigráfica para a porção emersa da Bacia Paraíba, considerando o registro das unidades nas duas sub-bacias (norte-sul) (Correia Filho, 2015)..... 29
- Figura 6. Os calcários recifais da Formação Tambaba ocorrem tanto na faixa de praia quanto na região intermaré, onde são recobertos parcial ou totalmente durante a maré alta (setas em vermelho)..... 31
- Figura 7. Aspecto geral dos depósitos recifais da Formação Tambaba. Apresenta uma coloração creme, aspecto coquinoide, localmente acamadado (linhas tracejadas em amarelo) e devido à erosão as construções recifais apresentam aspecto ruiniforme irregular. 32
- Figura 8. Calcário coquinoide bem representativo da quantidade de icnofósseis encontrada nos depósitos recifais. Moldes de conchas (setas em vermelho) e seção transversal de tubo de organismo perfurador (seta em azul)..... 32
- Figura 9. Formação Tambaba. Detalhe de organismo perfurador (seta em azul) e molde do tubo de perfuração (seta em vermelho). 33
- Figura 10. Formação Tambaba. Calcário Recifal de coloração creme portador de molde de organismos incrustrantes – algas (rodólitos). 33
- Figura 11. Seção estratigráfica realizada na praia de Jacumã. A) Calcarenito com moldes de bivalves e gastrópodes; B) Calcilutito com laminação plano-paralela e geometria ondulada; C) Intercalação de calcissiltito com marga; D) Calcissiltito com bioturbação. 34
- Figura 12. Seção estratigráfica realizada na praia de Jacumã. A) Calcilutito com moldes de bivalves e gastrópodes; B) Calcarenito com menor proporção de moldes de bivalves e gastrópodes em relação ao intervalo inferior; C) Calcilutito

com laminação plano-paralela e geometria ondulada; D) Calcilutito com moldes de bivalves e gastrópodes..... 35

Figura 13. Perfil estratigráfico de sondagem executada na região. A sequência siliciclástica é composta por depósitos da Formação Barreiras e está posicionada sobre a Formação Gramame, através de contato erosivo (modificado de Correia Filho, 2015). 37

Figura 14. Afloramento de contato entre a Formação Tambaba e a Formação Barreiras. A) Calcários recifais da Formação Tambaba; B) Manto de intemperismo entre as unidades; C) Arenito da Formação Barreiras..... 38

Figura 15. Visão lateral do afloramento do contato entre a Formação Tambaba e a Formação Barreiras. A) Formação Tambaba; B) Manto de intemperismo entre as unidades; C) Formação Barreiras. 38

Figura 16. Seção estratigráfica realizada na praia de Tambaba. A) Calcirudito com moldes e contramoldes de bivalves e gastrópodes; B) Calcissiltito com aspecto coquinoide; C) Calcissiltito com moldes quase inexistentes; D) Calcissiltito com estratificação incipiente; E) Argilito da Formação Barreiras... 39

Figura 17. Seção estratigráfica realizada na praia de Tambaba. A) Calcilutito com baixa concentração de bioclastos; B) Calcilutito com bioturbação; C) Calcirudito com moldes e contramoldes de bivalves e gastrópodes; D) Calcissiltito com estratificação incipiente; E) Na base, o argilito intemperizado da Formação Barreiras; Calcilutito com estratificação incipiente delimitado pelas linhas tracejadas em branco e níveis de concreções na Formação Barreiras indicadas pelas setas brancas. 40

Figura 18. Fotomicrografia exibindo as duas texturas existentes na lâmina. A) (4x, //) e B (4x, +); A porção mais cinzenta (seta em azul) reflete uma mineralogia mais pura, com uma menor presença de óxido de ferro, e outra onde essa presença de oxidação é bem marcada (seta em vermelho)..... 42

Figura 19. Fotomicrografia exibindo uma possível seção transversal de uma alga ou de um organismo perfurador; A) (4x, //) e B (4x, +)..... 42

Figura 20. Fotomicrografias: A) (4x, //) e B) (4x, CL) Lama carbonática com porosidades do tipo móldica (setas em amarelo) e microfratura (setas em verde); C) (4x, //) e D) (4x, CL) Detalhe de parte de bioclasto exibindo uma porosidade intragranular..... 43

Figura 21. Fotomicrografias: A) Lama carbonática com um par de microfraturas conjugadas e bioclasto apresentando porosidade intragranular (4x, +); B) Imagem A analisada na catodoluminescência (4x, CL); C) Evento tardio caracterizado por falha cortando bioclasto (4x, +); D) Imagem C analisada na catodoluminescência (4x, CL); E) Possível seção transversal de uma alga ou de um organismo perfurador (4x, +); F) Imagem E analisada na catodoluminescência (4x, CL). 44

Figura 22. Fotomicrografia evidenciando microfalhas seguindo um padrão de esforço principal (linhas tracejadas em branco); A) (4x, //); B) (4x, +); C) (4x, CL)..... 45

Figura 23. Fotomicrografias da microfácies wackestone. A) e C) Abundância de bioclastos de diferentes tamanhos e formas (setas em vermelho) (4x, //); B) e D) Imagem de A e C a nicois cruzados (4x, +); E) Exemplo de porosidade vugular (10x, //); F) Imagem de E a nicois cruzados (10x, +)..... 47

Figura 24. Fotomicrografias da microfácies wackestone. A) Possível seção transversal de uma alga ou de um organismo perfurador (4x, +); B) Imagem de A na catodoluminescência (4x, CL); C) (4x, //); D) Imagem de C na catodoluminescência (4x, CL); E) (4x, //); F) Imagem de E na catodoluminescência e a presença de grãos de quartzo (setas em amarelo) (4x, CL)..... 48

Figura 25. Fotomicrografias da microfácies packstone. A) Visão geral da amostra evidenciando uma textura de grão suportado (4x, +); B) Imagem de A a nicois cruzados (4x, +); C) Detalhe da abundância de pirita de hábito framboidal (4x, //); D) Imagem de C a nicois cruzados (4x, +); E) Presença de carapaças não identificadas (4x, //); F) Imagem de E na catodoluminescência evidenciando a calcita espática (4x, CL). 49

Figura 26. Modelo deposicional das unidades carbonáticas que ocorrem na Bacia da Paraíba (Barbosa *et al.*, 2006). Localização dos calcários recifais da Formação Tambaba (seta em vermelho)..... 53

LISTA DE TABELAS

Tabela 1. Nomenclatura dos afloramentos com suas respectivas coordenadas.	16
Tabela 2. Associação de fácies estabelecida para os calcários recifais da Formação Tambaba.	31

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	13
1.1	CONSIDERAÇÕES GERAIS	13
1.2	OBJETIVOS	14
1.2.1	Objetivos Gerais	14
1.2.2	Objetivos Específicos	14
1.3	JUSTIFICATIVAS	14
1.4	LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO	15
2	MATERIAIS E MÉTODOS	16
2.1	ETAPAS DE CAMPO	16
2.2	ANÁLISES LABORATORIAIS	17
2.2.1	Microscopia Óptica de Luz Transmitida	17
2.2.2	Catodoluminescência	17
3	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	19
3.1	Embasamento Pré-Cambriano	19
3.2	Unidades Litoestratigráficas Fanerozoicas	24
3.2.1	Formação Beberibe	24
3.2.2	Formação Itamaracá	25
3.2.3	Formação Gramame	26
3.2.4	Formação Maria Farinha	27
3.2.5	Formação Tambaba	28
3.2.6	Formação Barreiras	28
4	RESULTADOS OBTIDOS	30
4.1	MICROFÁCIES CARBONÁTICAS	41
4.1.1	Mudstones	41
4.1.2	Wackestones	46
4.1.3	Packstones	49
5	DISCUSSÕES E CONCLUSÕES	51
	REFERÊNCIAS	55

1 INTRODUÇÃO

1.1 CONSIDERAÇÕES GERAIS

A faixa costeira da Bacia Paraíba está compreendida entre a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE) e o Alto Estrutural de Mamanguape, que está relacionado a uma ramificação da Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA), na porção oriental do Nordeste do Brasil. O conhecimento geológico, *onshore* e *offshore*, dessa área ainda são deficientes quando comparado com bacias vizinhas, como a Bacia Potiguar ou a Bacia de Alagoas.

Dentro da coluna sedimentar da Bacia Paraíba, entre a sequência carbonática de idade Campaniano-Daniano (Formações Itamaracá, Gramame e Maria Farinha), e a sequência siliciclástica continental, de idade Mioceno-recente (Formação Barreiras e coberturas recentes) (Beurlen 1967, Mabesoone & Alheiros 1988, Arai *et al.* 1988, 1994, Arai 1997, Barbosa 2004, Rosseti 2006b), ocorrem depósitos de origem recifal-lagunar que afloram nas Sub-Bacias Alhandra e Miriri (Beurlen 1967, Costa *et al.* 2001). Embora poucos trabalhos tenham tratado a ocorrência destes depósitos, Almeida (2000, 2007), realizou um estudo mais sistemático desses depósitos nomeados por Beurlen (1967) como Maria Farinha Superior. Este último autor caracterizou a fáunula de moluscos presentes nestes depósitos e sua paleoecologia, além de seu importante conteúdo icnofossilífero, e sugeriu que estes calcários seriam de possível idade Eocênica.

Estes depósitos sempre foram citados como pertencente à Formação Maria Farinha, conforme sugerido por Beurlen (1967), que os correlacionou aos depósitos Paleocênicos que ocorrem sobre o topo da Formação Gramame na região sul da faixa costeira. Contudo, este autor observou a diferença entre a faciologia dos calcários classicamente denominados de Maria Farinha, e os depósitos que ocorrem na porção norte da faixa costeira, e denominou estes últimos de Formação "Maria Farinha Superior".

Com base no estudo das relações estratigráficas, na análise de modelos de fácies carbonáticas e na aplicação dos conceitos de estratigrafia de sequências, Correia Filho *et al.* (2015) definiu esses depósitos recifais como Formação Tambaba.

Os resultados desta pesquisa contribuirão para um conhecimento mais detalhado dos calcários recifais da Formação Tambaba, assim como um melhor entendimento da evolução geológica de uma região muito carente de pesquisas mais detalhadas que é a Bacia Paraíba.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivos Gerais

Caracterizar através de estudos sedimentológicos e estratigráficos a Formação Tambaba da Bacia Paraíba e gerar modelos sobre a configuração paleoambiental da deposição dessa unidade durante o preenchimento da bacia no Eoceno.

1.2.2 Objetivos Específicos

Considerando a proposta deste trabalho sobre a faixa estudada, foram buscados os seguintes objetivos específicos:

- Identificar a ocorrência dos depósitos carbonáticos recifais observando sua continuidade lateral e sua relação com feições estruturais;
- Caracterização faciológica dos afloramentos e caracterização de microfácies com base na petrografia de luz polarizada e catodoluminescência;
- Estabelecer uma melhor relação estratigráfica entre os carbonatos recifais e as unidades sotopostas através da observação de possíveis níveis de discordância.

1.3 JUSTIFICATIVAS

A Bacia da Paraíba é reconhecida internacionalmente pelo seu conteúdo paleontológico, principalmente nos carbonatos das Formações Gramame e Maria Farinha. Também representam uma das poucas regiões na América do Sul a possuir uma seção K-T aflorante e relativamente bem preservada (Albertão, 1993; Muniz, 1993; Morgan *et al.*, 2006; Neumann *et al.*, 2009; Nascimento-Silva, 2011), nas localidades da mina Poty e na Praia da Ponta do Funil.

Apesar disso, alguns problemas estratigráficos ainda persistem sobre a definição da abrangência lateral das unidades ao longo da faixa Recife-João Pessoa, e da relação vertical das formações reconhecidas. Dentro desse contexto o presente trabalho buscou contribuir para uma melhor compreensão desses problemas.

1.4 LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO

A região estudada está localizada a sul da capital paraibana, João Pessoa, e inserida no município de Conde, pertencente ao estado da Paraíba. Os afloramentos estão situados na linha de costa paraibana por uma extensão de aproximadamente 10 km entre as praias de Jacumã e Tambaba (Figura 1).

Tomando como referência a capital do estado de Pernambuco, Recife, a principal via de acesso é a BR-101 no sentido João Pessoa. O extremo norte da faixa estudada pode ser acessado através da PB-018 (aproximadamente 113 km) e o extremo sul através da PB-044 (aproximadamente 100 km).

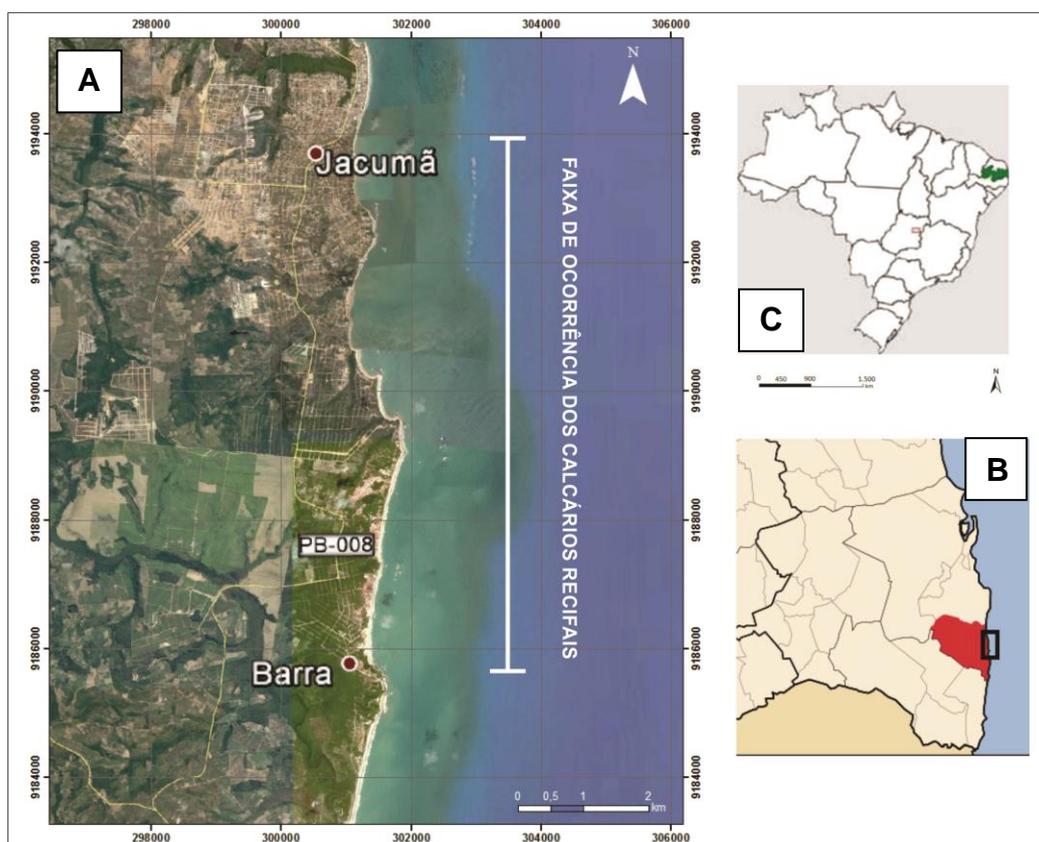


Figura 1. Localização da região estudada. A) Faixa costeira de ocorrência dos calcários recifais entre as praias de Jacumã e Tambaba; B) Localização da faixa em relação ao município de Conde-PB; C) Detalhe do estado da Paraíba.

2 MATERIAIS E MÉTODOS

O presente trabalho foi realizado através das seguintes etapas: *revisão bibliográfica, etapas de campo, análises laboratoriais e elaboração de um modelo deposicional e de evolução diagenética dos depósitos.*

A revisão bibliográfica foi realizada com foco nas principais contribuições científicas no âmbito regional e local a respeito da área de interesse, com ênfase nos aspectos sedimentológicos e no preenchimento sedimentar.

2.1 ETAPAS DE CAMPO

Foram realizadas 02 etapas de campo, totalizando 06 dias. Neste período fez-se necessária utilização dos instrumentos básicos de campo (martelo, lupa, bússola, canivete, ácido clorídrico, trena e GPS) para o estudo dos afloramentos (Tabela 1). Nos afloramentos foram realizadas descrições sedimentológicas, estruturais, seções estratigráficas nos mais representativos e coleta de amostras para posterior confecção de seções delgadas.

Para a determinação em campo dos diferentes tipos de rochas carbonáticas, foi utilizada a classificação de Gabrau (1904) que é baseada na granulação da rocha.

COORDENADAS DATUM WGS 1984		
AFLORAMENTO	N (UTM)	E (UTM)
DC-01	9.189.314	301.843
DC-02	9.189.580	301.831
DJ-01	9.195.399	301.306
DJ-02	9.195.323	301.332
DJ-03	9.191.499	301.139
DJ-04	9.191.113	301.096
DJ-05	9.192.701	301.402
DJ-06	9.190.266	301.533
DT-01	9.185.755	301.400
DT-02	9.185.698	301.501
DT-03	9.185.522	301.573

Tabela 1. Nomenclatura dos afloramentos com suas respectivas coordenadas.

2.2. ANÁLISES LABORATORIAIS

Na descrição das fotomicrografias apresentadas no texto foi utilizada uma simbologia simplificada: (//) para indicar fotomicrografias obtidas com nicois paralelos e (+) para nicois cruzados.

Para o estudo microscópico, foram aplicados os métodos de classificação de Dunham (1962) (Figura 2).

Textura deposicional reconhecível				Componentes unidos orgânicamente durante a deposição	Textura deposicional não reconhecível
Componentes originais não unidos orgânicamente durante a deposição		Sem micrita			
Suportado pela matriz		Grão Suportado			
< 10% de aloquímicos	> 10% de aloquímicos				
MUDSTONE	WACKESTONE	PACKSTONE	GRAINSTONE	BOUNDSTONE	CRISTALINO

Figura 2. Classificação de Dunham (1962) de rochas carbonáticas de acordo com suas texturas deposicionais.

2.2.1 Microscopia Óptica de Luz Transmitida

A análise petrográfica foi realizada com base em microscópio polarizado modelo OLYMPUS BX-51, com uma câmera digital modelo OLYMPUS DP26 acoplada ao microscópio do Laboratório Gemologia da UFPE. Foram descritas e interpretadas 30 seções delgadas a partir de feições texturais e estruturais, composição mineralógica e paleontológica, porosidades e processos diagenéticos.

2.2.2 Catodoluminescência

Também foi realizado o estudo das seções delgadas em equipamento de catodoluminescência *Cambridge Image Technology Ltd.* (CITL) modelo CL8200, acoplado à um microscópio óptico, do Laboratório de

Catodoluminescência no Departamento de Geologia da UFPE, tendo como objetivo de complementar a petrografia convencional, visto que, realça feições que não são perceptíveis na microscopia óptica de luz transmitida. A técnica de catodoluminescência (CL) resulta do bombardeamento de elétrons sobre a amostra, que ao produzir a excitação da estrutura atômica dos minerais presentes produz luminescência. A técnica de CL, no caso de rochas carbonáticas, apresenta enorme aplicação na caracterização de processos diagenéticos, evolução de cimentos autigênicos e na descrição de componentes microfaciológicos (Boggs & Krinsley, 2006).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A gênese da Bacia Paraíba, como também das bacias sedimentares marginais do atlântico sul, estão relacionadas à abertura do Oceano Atlântico Sul, que ocorreu a partir da fragmentação do continente Gondwana. A evolução deste processo de rifteamento resultou na formação de bacias de margem passiva, que atualmente representam os principais alvos exploratórios petrolíferos na margem Atlântica do Brasil.

O sistema rifte que progrediu até o Aptiano-Albiano, começou sua evolução no sul (Argentina), e se propagou para norte, acompanhado de intenso magmatismo na província Paraná Etendeka, cujo pico de atividade foi datado entre 133 e 130 Ma, do Jurássico Superior ao Cretáceo Inferior. Este processo deu origem a importantes sequências vulcano-sedimentares nas bacias da margem sudeste (Renne *et al.*, 1992a, 1996a,b; Turner *et al.*, 1994; Ernesto *et al.*, 1999, 2002; Mincato *et al.*, 2003).

Conforme o modelo de rifte propagante de Bueno (2004), a evolução do Atlântico sul se deu a partir de três estágios de abertura, de sul para norte. Segundo esse autor, o terceiro estágio, que culminou no Aptiano, chegou até a região das bacias de Sergipe e Alagoas. No entanto, trabalhos mais antigos como Matos (1992, 1999), e recentes (Córdoba *et al.*, 2007; Barbosa *et al.*, 2014), tem sugerido que o rifte na região entre Recife e Natal pode ter se estendido até o Albiano. Matos (1999), já havia sugerido que esse trecho do nordeste do Brasil teria apresentado uma evolução tardia em relação as demais bacias da margem sudeste.

3.1 Embasamento Pré-Cambriano

A Bacia Paraíba está inserida no contexto regional da Província Borborema. Almeida *et al.* (1977) definiram o nome para região de dobramentos do nordeste de Brito Neves (1975), situada ao norte do Cráton São Francisco e afetada pela Orogênese Brasileira.

Oliveira & Santos (1993) e Santos (1995, 1996), baseando-se no modelo de evolução do tipo colagem tectônica, implantaram o conceito de “terrenos” ou processo de colagem de terrenos tectono-estratigráficos distintos na qual os terrenos da Província Borborema, na evolução pré-cambriana, teriam sido

colados durante eventos orogênicos: Cariris Velhos (de idade Greenville) e Brasileira (Pan-Africana). Esta última teria sido responsável pela justaposição e dispersão dos terrenos (Figura 3).

A Bacia Paraíba foi implantada sob três terrenos distintos da Província Borborema, Terreno Rio Capibaribe, Terreno Alto Moxotó e o Terreno Alto Pajeú (Figura 3). Esses domínios fazem parte da Zona Transversal da Província Borborema que é limitada pelas duas principais zonas de Cisalhamento da região, a Zona de Cisalhamento Pernambuco (ZCPE), a sul, e a Zona de Cisalhamento Patos (ZCPA), a norte.

O embasamento do Terreno Rio Capibaribe é representado por ortognaisses paleoproterozoicos datados em 1,97 a 2,12 Ga (Neves *et al.*, 2006), e pelo ortogneisse Taquaritinga, Mesoproterozoico, com idade 1,5 Ga (Sá *et al.*, 2002). A cobertura, metassedimentar, é composta pelo Complexo Surubim, representado por xistos e gnaisse pelíticos com granada e/ou sillimanita, mármore, quartzitos e rochas calcissilicáticas.

Datações em zircões detríticos do complexo surubim forneceram idades arqueanas a neoproterozoicas, com a idade mais jovem em 665 ± 17 Ma. A idade de metamorfismo foi obtida a partir da leucossoma da porção migmatizada, o intercepto inferior da discórdia apresenta idades de 626 ± 15 Ma, interpretada como a idade de cristalização do leucossoma, portanto, idade de metamorfismo de alto grau.

O Terreno Alto do Moxotó, delimitado pelas falhas de Itabaiana e a de Goiana, é representado por uma associação basal, exposta em extensas áreas do terreno, e a sequência supracrustal metavulcanossedimentar. O embasamento datado pelo método U-PB em zircão, forneceu uma concórdia superior de $2,11 \pm 30$ Ga, as supracrustais, Complexo Lagoa das Contendas foram encontradas idades em torno de 1.012 ± 18 Ma (Santos *et al.*, 1994 e Santos, 1995a). A sequência Caroilina engloba micaxisto e o Complexo Sertânia compreende rochas metassedimentares originadas em ambiente continental. Estas sequências foram datadas, pelo método U-Pb SHRIMP e obtidas idades em torno de 2,0 Ga (Santos *et al.*, 2004).

O Terreno Alto Pajeú, principal representante do evento geológico Cariris Velhos, delimitado pela Falha de Itabaiana e a ZCPA, é representado por uma associação metassedimentar intercalada com rochas metavulcânicas

e metavulcanoclásticas pertencentes ao Grupo São Caetano. Esta associação foi datada, pelo método U-PB SHRIMP, resultando em uma discórdia, onde o intercepto inferior cortou a idade 1.089 ± 143 Ga (Santos *et al.*, 1994)



Figura 3. Subdivisão das bacias marginais da porção oriental do nordeste do Brasil. Em destaque, os terrenos pré-cambrianos que compõem o embasamento da Bacia Paraíba, cujos domínios coincidem com a Zona Transversal do Nordeste, limitada pelas grandes Zonas de Cisalhamento Pernambuco e Patos (modificada de Barbosa, 2007).

Nas décadas anteriores, toda a plataforma continental entre o Alto de Maragogi e o Alto de Mamanguape, foi interpretada como uma única bacia marginal denominada Bacia Pernambuco-Paraíba (Mabesoone & Alheiros 1988; 1993). Outros trabalhos incluíram a porção sedimentar costeira para o norte, até o Alto de Touros, em uma única área então denominada Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte (Mabesoone; 1995, 1996a; 1996b). No entanto, essa área da plataforma pode ser dividida em pelo menos três

trechos, que apresentam estilo estrutural e preenchimento sedimentar diferenciados entre si. O trecho a norte da ZCPE apresenta enorme diferença em relação à porção a sul desta. Este fato levou a divisão deste trecho em duas bacias sedimentares distintas, a faixa a sul da ZCPE foi definida como Bacia Pernambuco, e a região a Norte ficou definida como Bacia Paraíba (Lima Filho, 1998; Barbosa, 2004).

A compartimentação da Bacia Paraíba foi condicionada por falhas transcorrentes com direção NE–SW, que formaram altos estruturais e seus principais depocentros. As falhas de borda, com trend dominante NNW–SSE, representam as falhas relacionadas ao processo de abertura da bacia. Estas falhas de transferência, geralmente, são falhas de pequeno rejeito favorecendo uma sedimentação rasa, que preencheu *grabens* de pouca expressão na região emersa da bacia. A literatura sobre a bacia inclui algumas publicações dedicadas à descrição de feições neotectônicas que evidenciam reativações tardias. Estas reativações podem ser observadas principalmente através de falhas que afetaram a Formação Barreiras (Mioceno-Pleistoceno), assim como mudanças no padrão de drenagem observadas na faixa costeira (Furrier *et al.*, 2006, Bezerra *et al.*, 2014).

Os principais depocentros da Bacia Paraíba estão relacionados ao *Graben* de Itamaracá, a norte da ZCPE, onde foi perfurado o poço estratigráfico 2-IST-1-PE, que atingiu o embasamento a 400m de profundidade, e o *Graben* de João Pessoa. Através de dados de poços hidrogeológicos, Barbosa (2004) elaborou uma seção geológica com os principais domínios estruturais na região da faixa costeira da Bacia da Paraíba entre Recife e João Pessoa (Figura 4). Este perfil foi comparado com o perfil estrutural inferido, construído a partir do perfil de elevação topográfico obtido através de dados de elevação do terreno a partir do *Google Earth*. A comparação do perfil topográfico com a seção geológica sugere a ocorrência de blocos relativamente rebaixados, sendo eles, o *Graben* de Goiana, de Itamaracá e o de João Pessoa, individualizados por dois altos estruturais principais, o *Horst* de Goiana e o *Horst* de Conde. A formação de vales fluviais, relacionados a zonas de cisalhamento do embasamento na região do litoral da Bacia Paraíba também foi estudada por Bezerra *et al.* (2014), que evidenciaram o papel de reativações tardias dessas grandes estruturas.

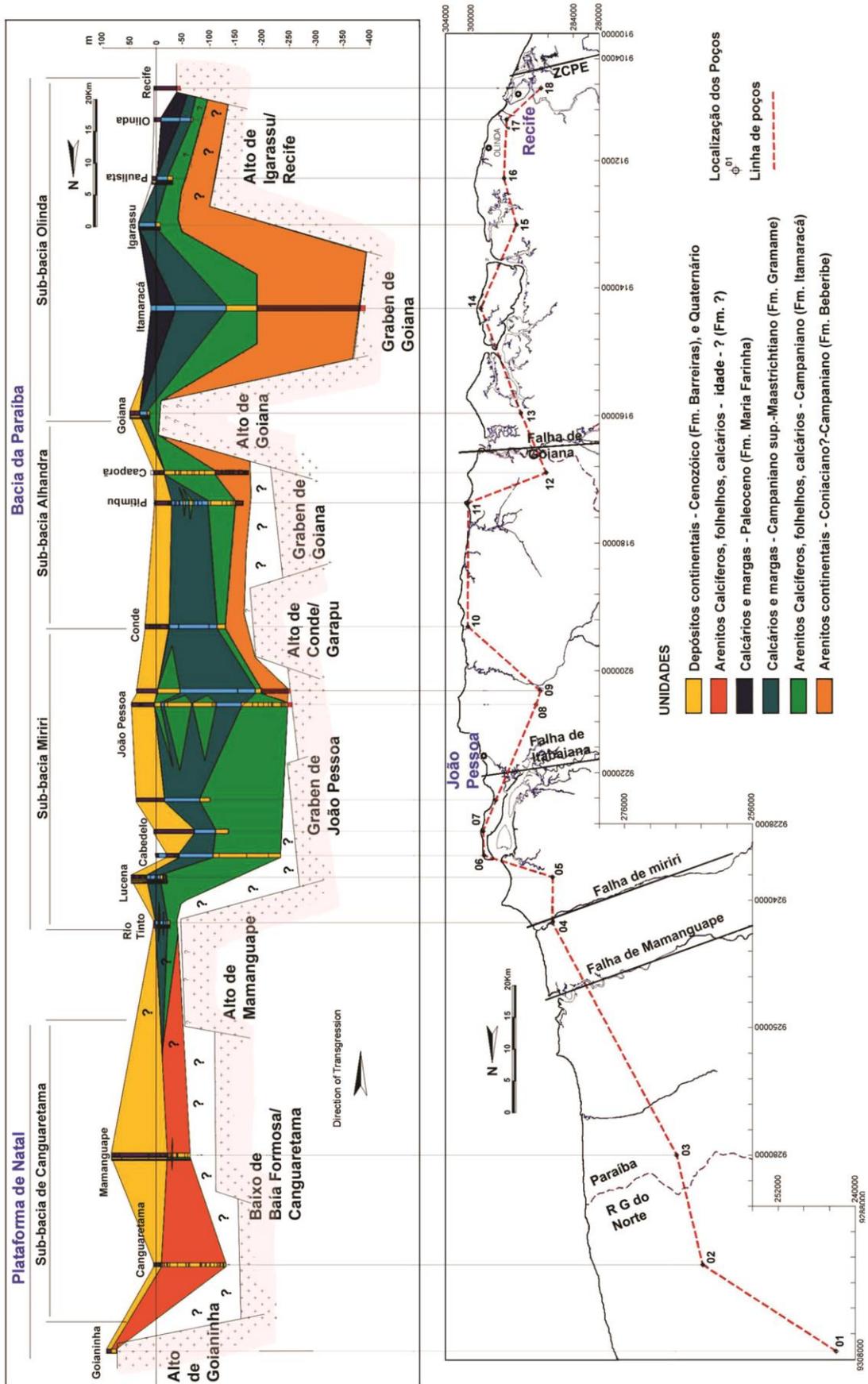


Figura 4. Seção geológica elaborada a partir de perfis de poços ao longo da faixa costeira entre a ZCPE e o Alto de Mamanguape (Barbosa, 2004).

No aspecto regional, os principais trends são representados por falhamentos normais que estão associados à borda da bacia, com direções principais NNW-SSE. Além desse padrão observa-se que antigas zonas de cisalhamento do embasamento foram reativadas como falhas de transferência, com direção NE-SW. Desta maneira, as reativações são controladas pela trama dúctil e rúptil do embasamento (Bezerra *et al.*, 2011, Bezerra *et al.*, 2014).

3.2 UNIDADES LITOESTRATIGRÁFICAS FANEROZOICAS

O arcabouço tectono-estratigráfico das bacias marginais inicia-se com a megassequência sin-rifte, onde predominam os depósitos flúvio-lacustres que foram condicionados pelos esforços distensionais. Em seguida ocorreu a megassequência transicional, associada à formação do golfo marinho, representado por espessos depósitos evaporíticos. Esta última foi seguida pela megassequência pós-rifte, relacionada à fase de subsidência térmica, e instalação de extensas plataformas carbonáticas, controladas, principalmente, pela variação do nível do mar (Asmus & Ponte, 1973; Milani, 1989; Feijó, 1994).

A Bacia Paraíba, em sua faixa costeira, apresenta algumas diferenças, no tocante a idade das litologias que a preencheram, em relação a essas principais fases de evolução do Atlântico Sul. É possível inclusive, que como sugerido acima, a fase rifte nessa faixa tenha se iniciado de forma tardia em relação às demais bacias da margem sudeste, e que esta tenha se estendido até o Albiano. Até o presente, não há registro de rochas de idade Aptiana, ou mais antigas, na faixa Recife-Natal (Beurlen, 1967; Mabesoone & Alheiros, 1988; Barbosa, 2004).

3.2.1 Formação Beberibe

O preenchimento sedimentar da faixa costeira da Bacia Paraíba iniciou-se de forma tardia em relação a outras bacias sedimentares da margem continental brasileira. A sequência basal representada pela Formação Beberibe é um importante sistema aquífero para Região Metropolitana do Recife e é composta por arenitos flúvio-lacustres continentais, cuja idade ainda é pouco

estudada, sendo considerada Coniaciano?-Santoniano (Kegel, 1954; Beurlen, 1967a, 1967b; Mabesoone & Alheiros, 1988; Souza, 1998; Barbosa, 2004; Souza, 2006). Esta unidade apresenta depósitos areno-argilosos, onde são encontrados arenitos médios a grossos, localmente conglomeráticos. Os depósitos podem se apresentar friáveis de coloração cinzenta a creme, e eventualmente bem litificados.

A idade da Formação Beberibe foi estimada por Beurlen (1967b), através de microfósseis, em especial fragmentos de amonoides, como sendo Santoniana. No entanto, na época os autores costumavam incluir os depósitos da Formação Itamaracá, de natureza transicional, dentro da Formação Beberibe, de natureza continental. Por isso, é possível que a Formação Beberibe tenha idade Turoniana, ou pós Turoniana (Coniaciano?), conforme descrito para depósitos que ocorrem na porção basal da faixa mais a norte, a Plataforma de Natal (Barbosa, 2007).

3.2.2 Formação Itamaracá

Esta unidade ocorre sobreposta aos arenitos da Formação Beberibe, e representa o registro de quando a Bacia Paraíba recebeu influência transicional, ou seja, depósitos com influência marinha. A unidade é composta por arenitos calcíferos, carbonatos com siliciclásticos e no topo da sequência, depósitos fosfáticos e dolomíticos, que em alguns trechos da bacia apresentam nível rico de fosfato ou fosforita. O horizonte rico em fosfato, caracterizado por pico de raios gama em poços, ocorre ao longo de toda a Bacia (Barbosa, 2004). Este nível foi interpretado como uma superfície de condensação, durante um máximo transgressivo, que promoveu na região proximal da bacia um evento de alta produtividade orgânica que está ligado à formação dos níveis de fosfato orgânico com a acumulação de argilominerais, matéria orgânica (pelotas fecais) e de macro e microfósseis (Kegel, 1954). Este evento esteve relacionado à alta produtividade marinha e baixa taxa de sedimentação (Kegel, 1954, 1955; Menor *et al.*, 1977; Menor & Amaral, 1979; Amaral *et al.*, 1977; Souza, 1998; Lima Filho *et al.*, 1998; Barbosa, 2004; Souza, 2006). Este horizonte tem sido proposto como um marco estratigráfico, uma superfície de inundação máxima (SIM), que ocorreu durante a fase transgressiva que possivelmente apresenta idade Meso-Campaniano-Eo-Maastrichtiano (Souza,

2006; Barbosa, 2004, 2007). Vale à pena ressaltar que não há registro do nível fosfático a sul da ZCPE e a norte da Falha de Mamanguape, mostrando que o ambiente de sedimentação da Bacia Paraíba seria diferenciado das áreas adjacentes da faixa costeira.

Embora alguns autores tenham incluído os depósitos do evento transgressivo dentro da unidade posterior, a Formação Gramame, ou tenham tratado esses depósitos como um membro da Formação Beberibe (Kegel, 1955), Barbosa (2004, 2007) e Souza (2006), sugeriram a individualização dessa formação considerando os conceitos da estratigrafia de sequências.

3.2.3 Formação Gramame

Essa unidade é composta por carbonatos e margas depositados sobre os depósitos transicionais da Formação Itamaracá, comumente, biomicritos e bioesparitos, que formaram uma plataforma estreita sobre a atual faixa costeira da bacia. Estes carbonatos ocorrem em afloramentos ao longo da linha de litoral e apresentam importância econômica, pois são minerados e empregados como matéria prima na fabricação de cimento. Apesar de terem sido inicialmente interpretados como carbonatos de plataforma mais profunda (Tinoco, 1971), estudos mais recentes têm demonstrado que estes foram depositados em plataforma rasa a média com relativa influência de estuários (Barbosa, 2007). Estes depósitos, possivelmente, estão ligados a um estágio de mar alto, que resultou no estabelecimento da plataforma após o evento transgressivo. A Formação Gramame é principalmente composta por calcários margosos, calcários bioclásticos e margas, e sua idade seria Maastrichtiana (Beurlen, 1967a, 1967b; Tinoco, 1971; Muniz, 1993; Lima & Koutsoukos, 2002).

Embora a porção média e superior desta formação não apresente a mesma quantidade de fósseis observados nos estratos da Formação Itamaracá, esta unidade contém fósseis de corais, peixes cartilaginosos (tubarões e raias), peixes, crocodilos marinhos, moluscos, plantas e crustáceos (Muniz, 1993; Barbosa, 2004, 2007). A maior parte dos fósseis de moluscos descritos para a unidade Gramame foi encontrada na região norte da bacia, nas proximidades do Rio Gramame, e nesta porção da bacia a Formação Gramame apresenta apenas a porção do Maastrichtiano médio a basal (Lima & Koutsoukos, 2002).

3.2.4 Formação Maria Farinha

Acima da Formação Gramame, na faixa sul da bacia, entre a cidade de Recife e a Falha de Goiana ocorrem calcários de coloração cinza a amarelados, que representam a Formação Maria Farinha, de idade Daniano, e que repousa sobre o Maastrichtiano Superior através da Passagem K-T (Beurlen, 1967b, Muniz, 1993; Albertão, 1993). A idade desses depósitos, a partir de análise bioestratigráfica realizada com vários microfósseis ficou estabelecida a idade daniana, do começo do Paleoceno (Albertão, 1993; Albertão & Martins Jr., 1996; Stinnesbeck & Keller, 1996).

Conforme descrito por Beurlen (1967) ocorrem também, na faixa de litoral a sul de João Pessoa, calcários recifais, chamados por este autor de "detríticos", cuja afinidade com a Formação Maria Farinha descrita na Faixa Recife-Goiana foi proposta apenas pelo fato de que ambos os conjuntos de depósitos seriam pós-Cretáceo. De fato, como comprovado através do estudo de nanofósseis, da Falha de Goiana até o Norte de João Pessoa, ocorre um desaparecimento de depósitos da Formação Gramame de idade Maastrichtiano Superior, fazendo com que estes depósitos estejam posicionados de forma discordante sobre o Maastrichtiano médio a basal (Lima & Koutsoukos, 2002).

A transição entre as unidades Gramame e Maria Farinha, preservada na porção sul da Bacia Paraíba representa um registro geológico importante, a passagem K-T (Albertão, 1993; Morgan *et al.*, 2006; Neumann *et al.*, 2009, Nascimento-Silva *et al.*, 2011). Interpretado como um período de crise biótica catastrófica na estória geológica, associado ao impacto de corpos extraterrestres, cujo reconhecimento foi feito através da identificação de anomalia de irídio em vários locais no planeta (Alvarez *et al.*, 1980, 1984; Alvarez, 1986; Albertão, 1993; Albertão *et al.*, 1993, 1994a, 1994b; Keller *et al.*, 2002; Keller, 2001, 2003, 2005). Este período é caracterizado como uma época de intensas mudanças nas condições ambientais (clima, variação do nível do mar), o que afetou a sobrevivência dos organismos, principalmente do plâncton marinho, invertebrados marinhos e os grandes répteis terrestres (Keller, 1996a, 1996b, 2001; Archibaldi, 1996).

Beurlen (1967a), e posteriormente Mabesoone & Alheiros (1988), já haviam interpretado que os calcários e margas de idade paleocênica

encontrados na faixa Recife-Goiana teriam sido depositados sob um regime regressivo, que afetou a bacia, e possivelmente teve seu clímax no início do Daniano (Barbosa, 2004, 2007). De forma especial na exposição da Mina Poty, é possível perceber a intensificação do evento regressivo com a transição do ambiente carbonático para um sistema influenciado por siliciclásticos, com a presença de quartzo detrítico (Barbosa, 2004, 2007).

É possível que este evento tenha sido influenciado por soerguimento tectônico, induzindo uma regressão forçada, mais intensa nas sub-bacias Alhandra e Miriri (Barbosa *et al.*, 2003; Barbosa, 2004). Neste caso, a erosão mais expressiva da plataforma exposta nestas sub-bacias resultou na perda dos carbonatos do topo da Formação Gramame e, possivelmente, dos depósitos pertencentes à Formação Maria Farinha, que ficou restrita a porção sul.

3.2.5 Formação Tambaba

Embora poucos trabalhos tenham tratado a ocorrência destes depósitos, Almeida (2000, 2007), realizou um estudo mais sistemático desses depósitos nomeados por Beurlen (1967) como Maria Farinha Superior. Este último autor caracterizou a fáunula de moluscos presentes nestes depósitos e sua paleoecologia, além de seu importante conteúdo icnofossilífero, e sugeriu que estes calcários seriam de possível idade Eocênica.

Correia Filho (2015) baseado no estudo das relações estratigráficas, na análise de modelos de fácies carbonáticas e na aplicação dos conceitos de estratigrafia de sequências definiu esses depósitos como Formação Tambaba. Essa unidade é composta por calcários recifais de coloração creme, variando entre calcilutito, calcarenito e calcirudito ricos em fósseis ou icnofósseis.

3.2.6 Formação Barreiras

Depositados sobre uma extensa faixa ao longo das bacias marginais brasileiras, do Pará ao Rio de Janeiro, e recobrimo de forma discordante, as sequências sedimentares mais antigas, bem como trechos do embasamento pré-cambriano, que formam as bordas adjacentes dessas bacias, afloram os depósitos da Formação Barreiras. Esta unidade está relacionada à existência

de leques aluviais e sistemas fluviais, que possivelmente gradavam para sistemas deltáicos (Rossetti & Truckenbrodt 1989, Rossetti *et al.*, 1990, Rossetti 2000, 2001, 2006a, b, Netto & Rossetti 2003, Rossetti & Santos Jr. 2004). Sua variação faciológica compreende desde conglomerados até argilitos. Comumente apresenta estratificações cruzadas planares e acanaladas. Segundo autores mais antigos a idade dessa formação seria Plio-Pleistocênica (Beurlen, 1967a, 1967c; Mabesoone & Alheiros, 1988, 1993). No entanto, trabalhos recentes têm sugerido idade miocênica (Arai *et al.*, 1988, 1994, Arai 1997, Leite *et al.*, 1997a, b).

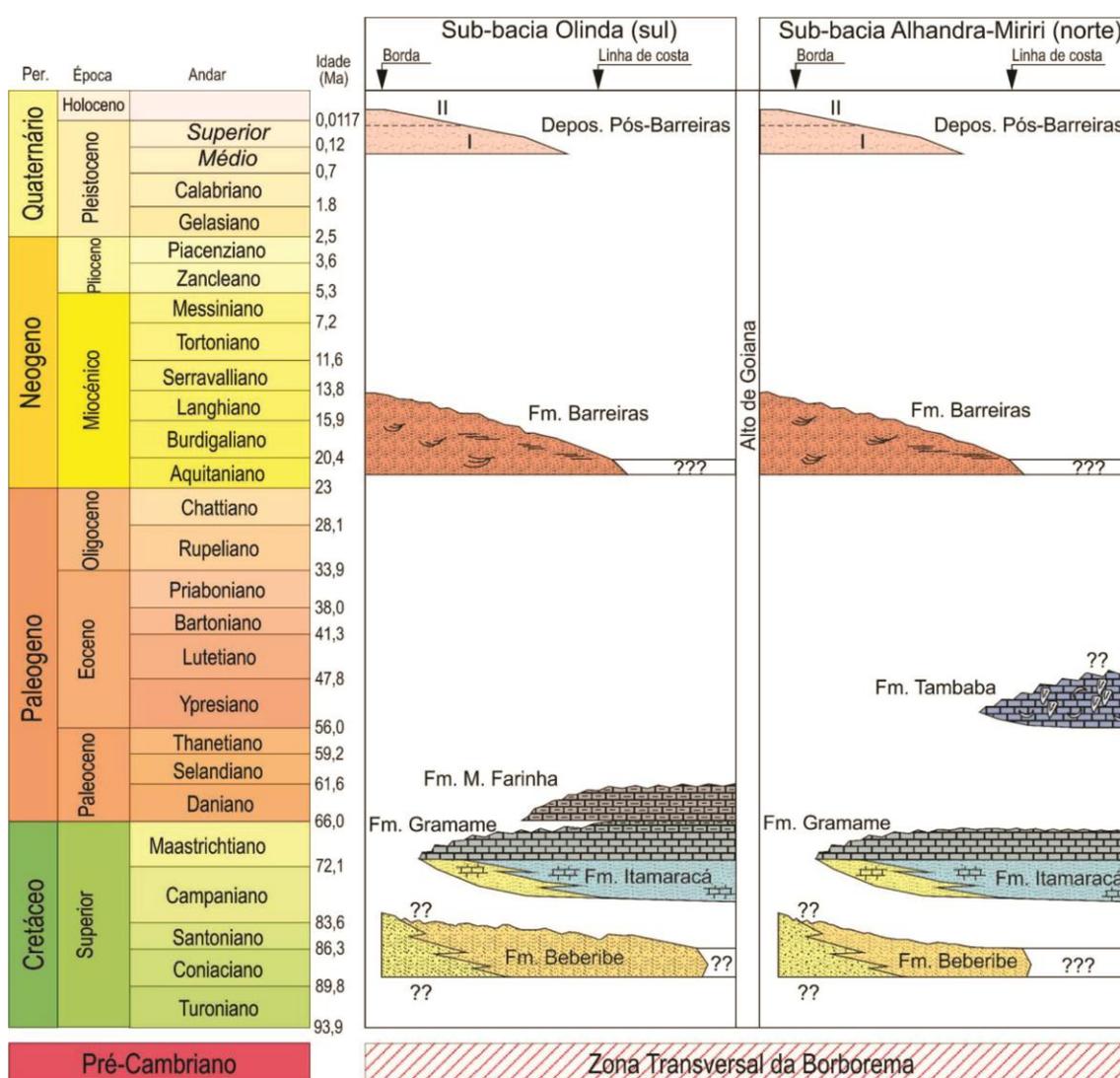


Figura 5. Carta estratigráfica para a porção emersa da Bacia Paraíba, considerando o registro das unidades nas duas sub-bacias (norte-sul) (Correia Filho, 2015).

4 RESULTADOS OBTIDOS

Os depósitos de calcários recifais estudados ocorrem tanto na faixa de praia, até onde são recobertos pelos estratos da Formação Barreiras, quanto na região intermaré, onde são recobertos parcial ou totalmente pela água do mar durante a maré alta, e por sedimentos praias recentes (Figuras 6). Apresentam uma extensão lateral limitada, mas uma intensa variação vertical de fácies.

De maneira geral, estes depósitos apresentam uma coloração creme, aspecto coquinoide, localmente acamadado e devido à erosão as construções recifais apresentam aspecto ruiforme irregular (Figura 7). De acordo com a classificação de Gabrau (1904), nos calcários recifais existe a predominância de *calcilutitos*, mas devido à sua intensa variação de fácies também foram encontrados *calcarenitos* e *calciruditos*. As seções estratigráficas construídas em campo ilustram essa intensa variação faciológica.

Nestes depósitos foram encontrados moluscos que também ocorrem na Formação Maria Farinha, mas também novas espécies que juntas permitem caracterizar a deposição destes carbonatos em uma plataforma rasa e restrita (Almeida 2000). Colônias de algas e corais, bem como os icnofósseis de macrobioerosão indicam a formação de camadas de acúmulo de conchas, com a criação de *hardgrounds* (Barbosa *et al.* 2006). Nestes períodos nos quais se deu o acúmulo de conchas em um ambiente muito raso foram possivelmente concomitantes com períodos de baixo aporte de siliciclásticos na forma de argila e de grãos detríticos, conforme observado nas fácies e na análise petrográfica dos depósitos, o que favoreceu períodos de expansão de organismos incrustantes (algas e corais) e de bioerosão.

Os abundantes níveis de conchas de bivalves e gastrópodes que formam as camadas intercaladas com corpos de construções recifais-algáticas, propiciaram o intenso processo de bioerosão, causado principalmente por organismos raspadores e perfuradores (Figuras 8 e 9).

De acordo com a literatura sobre esses depósitos, eles foram gerados em sistemas de recifes em franja, lagunas restritas, frente recifal, núcleo recifal e ambientes de praia. Na maioria dos afloramentos, estes sistemas se sobrepõem em camadas de pouca espessura.

Com base na interpretação realizada por esta pesquisa, para os sistemas deposicionais, com base nas fácies observadas sugere-se que estes depósitos compreendem:

Fácies	Descrição	Ambiente
A	Calcilutito de coloração creme, com laminação planar, estratificação cruzada centimétrica.	Praial
B	Calcarenito de coloração creme com feições de oxidação. Abundância de moldes de conchas de bivalves e gastrópodes.	Acumulação Inter-recifal
C	Calcilutito com estrutura de crescimento algálico laminar.	Lagunar
D	Calcarenito de coloração creme, aspecto coquinoide, portador de moldes de rodólitos e algas vermelhas.	Núcleo Recifal
E	Calcirudito creme, com feições de oxidação.	Lagunar

Tabela 2. Associação de fácies estabelecida para os calcários recifais da Formação Tambaba.



Figura 6. Os calcários recifais da Formação Tambaba ocorrem tanto na faixa de praia quanto na região intermaré, onde são recobertos parcial ou totalmente durante a maré alta (setas em vermelho).



Figura 7. Aspecto geral dos depósitos recifais da Formação Tambaba. Apresenta uma coloração creme, aspecto coquinoide, localmente acamadado (linhas tracejadas em amarelo) e devido à erosão as construções recifais apresentam aspecto ruiniforme irregular.

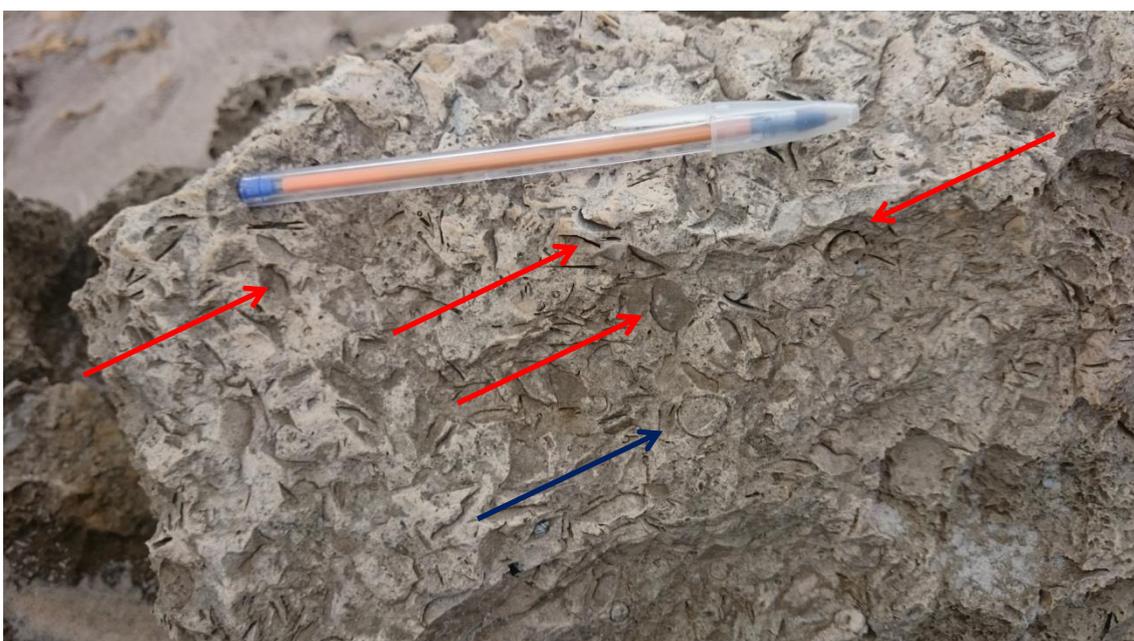


Figura 8. Calcário coquinoide bem representativo da quantidade de icnofósseis encontrada nos depósitos recifais. Moldes de conchas (setas em vermelho) e seção transversal de tubo de organismo perfurador (seta em azul).



Figura 9. Formação Tambaba. Detalhe de organismo perfurador (seta em azul) e molde do tubo de perfuração (seta em vermelho).



Figura 10. Formação Tambaba. Calcário Recifal de coloração creme portador de molde de organismos incrustantes – algas (rodólitos).

SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA DJ-4

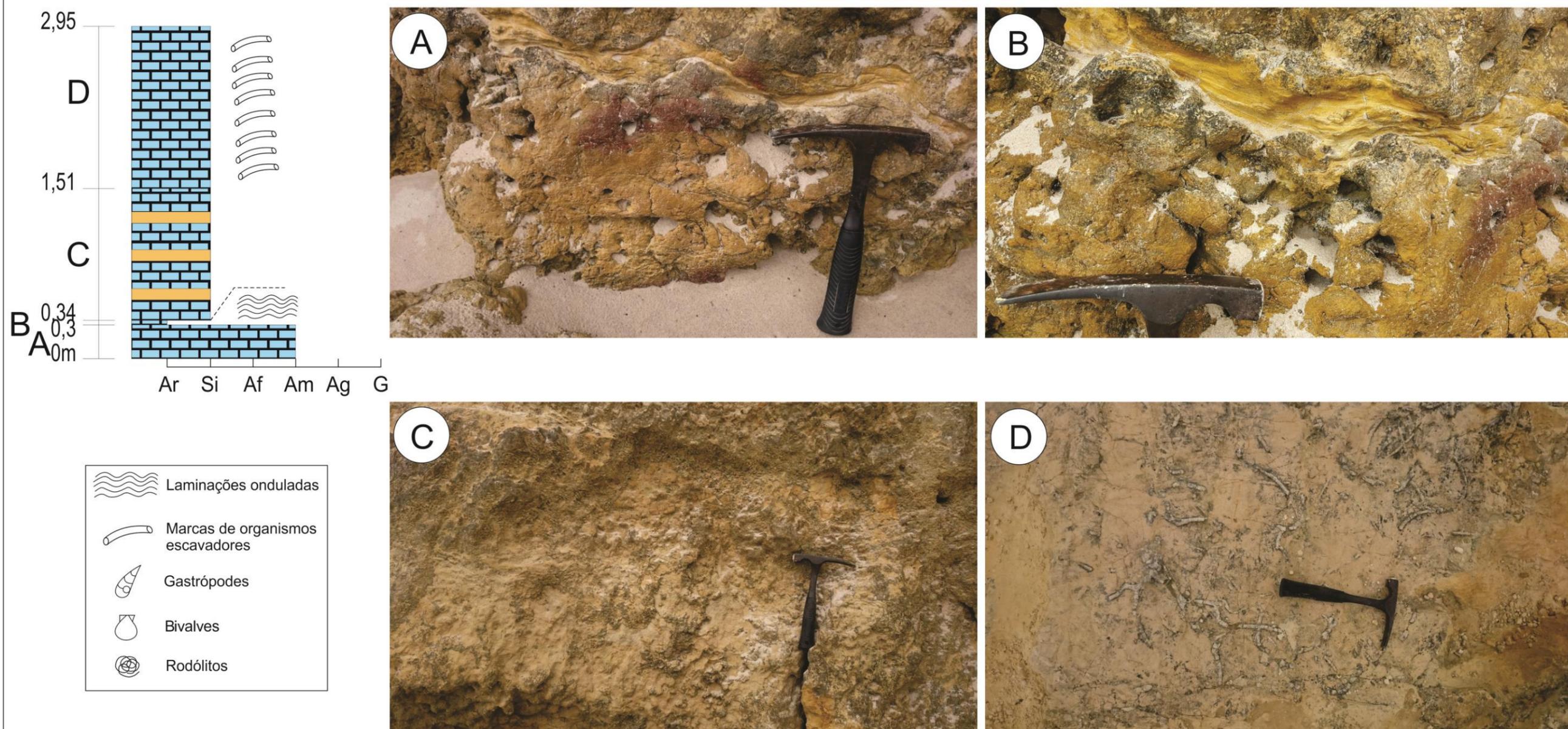


Figura 11. Seção estratigráfica realizada na praia de Jacumã. A) Calcarenito com moldes de bivalves e gastrópodes; B) Calcilutito com laminação plano-paralela e geometria ondulada; C) Intercalação de calcissiltito com margas; D) Calcissiltito com bioturbação.

SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA P0

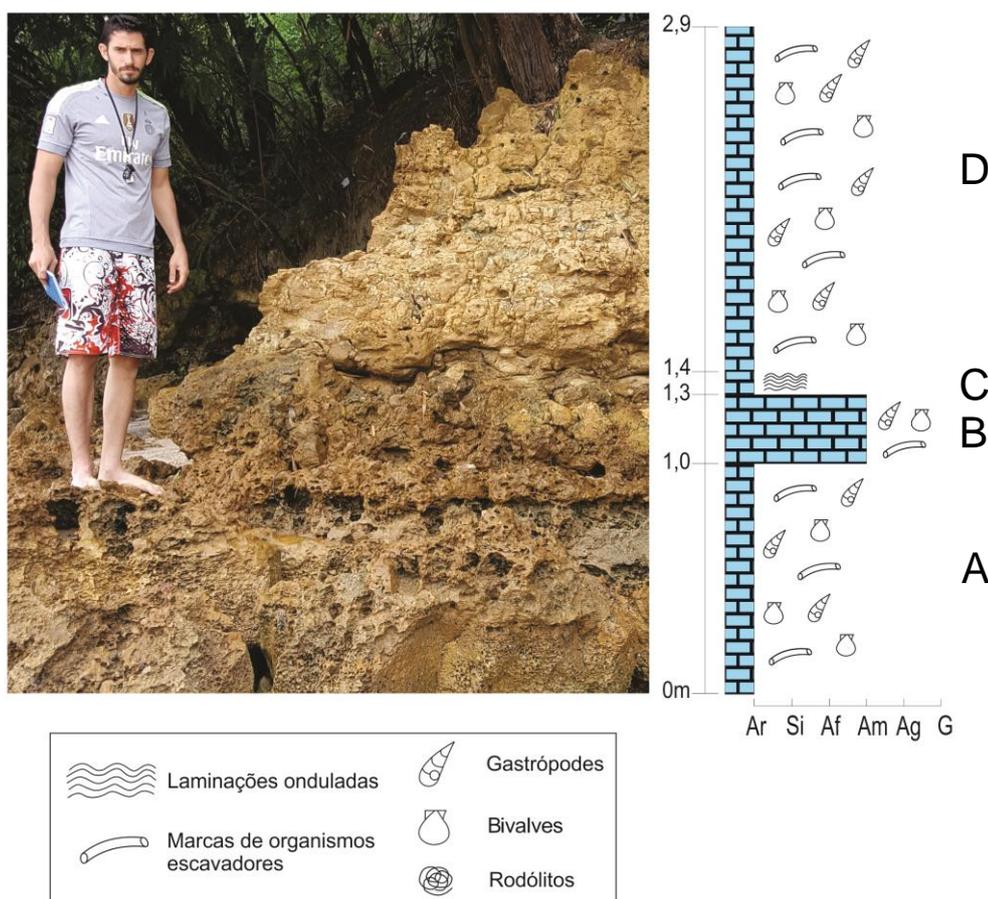


Figura 12. Seção estratigráfica realizada na praia de Jacumã. A) Calcilutito com moldes de bivalves e gastrópodes; B) Calcarenito com menor proporção de moldes de bivalves e gastrópodes em relação ao intervalo inferior; C) Calcilutito com laminação plano-paralela e geometria ondulada; D) Calcilutito com moldes de bivalves e gastrópodes.

A Formação Gramame não aflora em superfície, próximo da faixa estudada. No entanto, através de dados de poços sabe-se que ela ocorre em subsuperfície, assim como possivelmente a Formação Itamaracá (Barbosa, 2004, 2007). Trabalhos anteriores de campo na região permitiram o acesso a uma sondagem rotativa, com amostragem de calha, que estava sendo realizada no momento. Desta forma, aproveitou-se essa oportunidade para

descrever o registro do poço. O furo dista aproximadamente 5 km da linha de costa e possui uma cota topográfica de 81 m, sobre os tabuleiros costeiros da Formação Barreiras e atingiu a Formação Gramame a 60m de profundidade (Figura 13).

Almeida (2000) descreveu a assembléia fossilífera presente nesses depósitos carbonáticos, e também descreveu aspectos paleoambientais. Com base na malacofauna, esse autor determinou a possível idade dos depósitos como eocênica.

Durante as etapas de campo iniciais não foram encontrados nenhum tipo de contatos entre possíveis unidades estratigráficas. Posteriormente, numa etapa final de verificação em campo, foi identificado o contato direto entre a Formação Tambaba e a Formação Barreiras (unidade sobrejacente) (Figuras 14 e 15). Como essa identificação se deu mais de um ano após as etapas de campo iniciais, fica também evidenciada uma forte erosão da Formação Barreiras, possivelmente causada pela água do mar e das chuvas, onde esses agentes escavaram a unidade dando origem a falésias e deixando expostos os depósitos de calcários recifais.

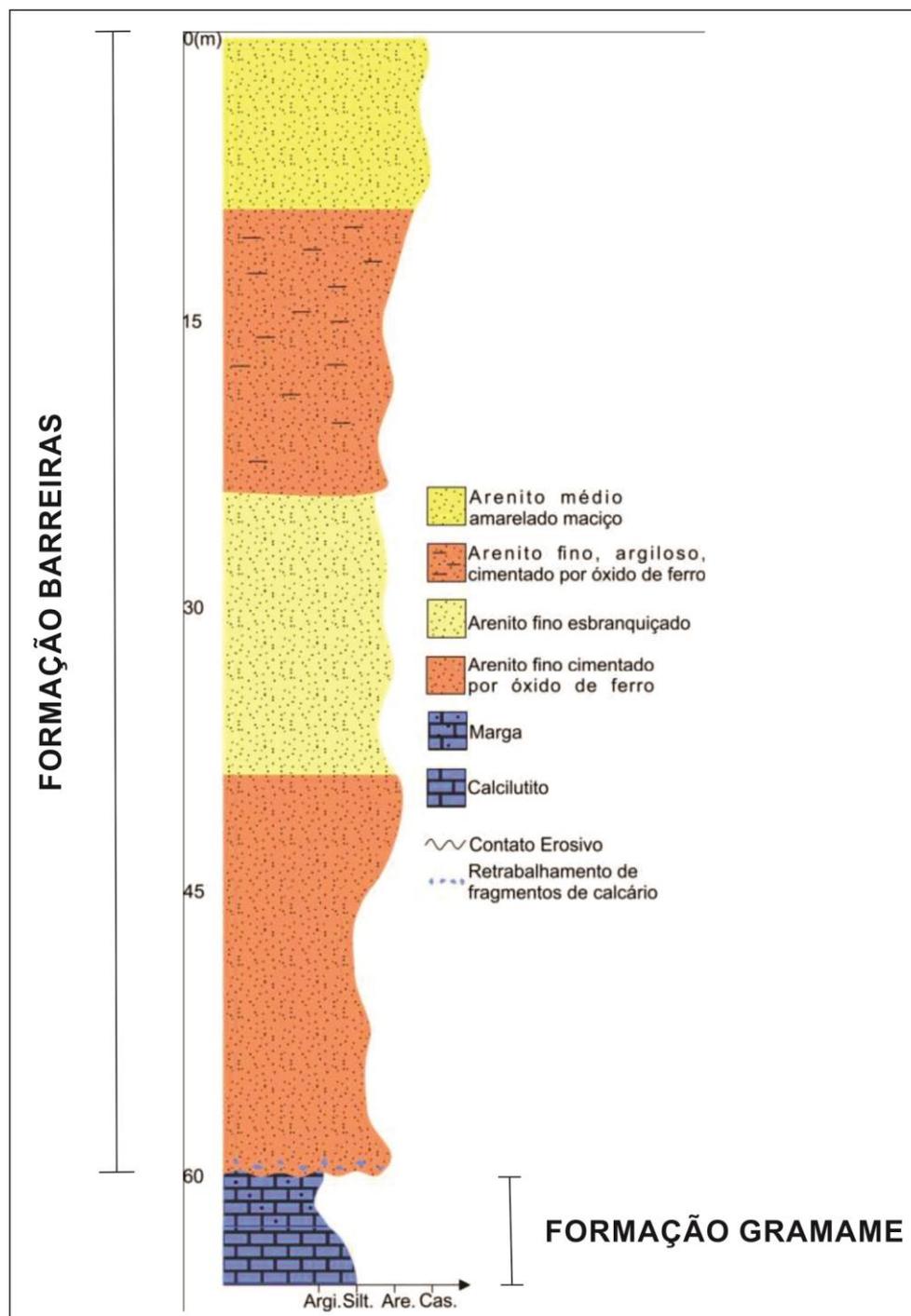


Figura 13. Perfil estratigráfico de sondagem executada na região. A sequência siliciclástica é composta por depósitos da Formação Barreiras e está posicionada sobre a Formação Gramame, através de contato erosivo (modificado de Correia Filho, 2015).

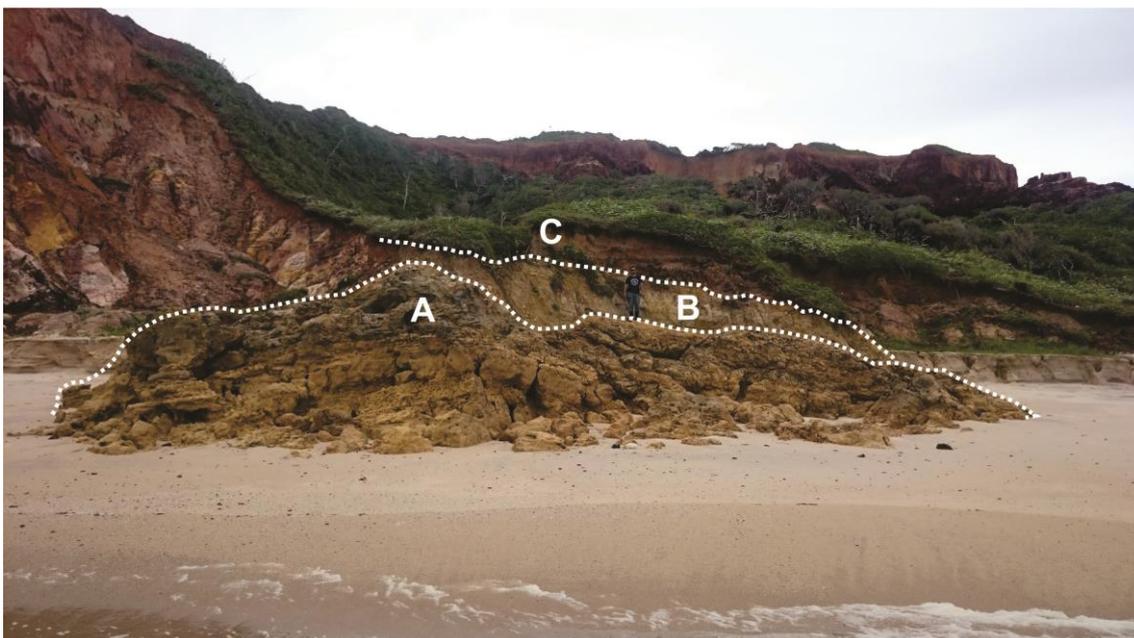


Figura 14. Afloramento de contato entre a Formação Tambaba e a Formação Barreiras. A) Calcários recifais da Formação Tambaba; B) Manto de intemperismo entre as unidades; C) Arenito da Formação Barreiras.

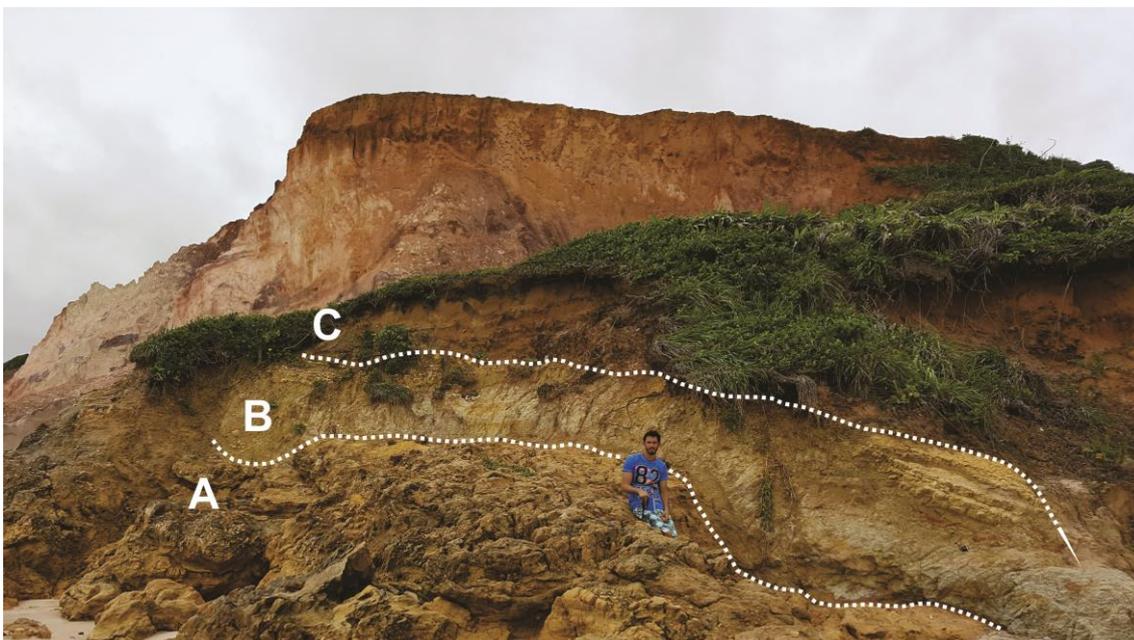


Figura 15. Visão lateral do afloramento do contato entre a Formação Tambaba e a Formação Barreiras. A) Formação Tambaba; B) Manto de intemperismo entre as unidades; C) Formação Barreiras.

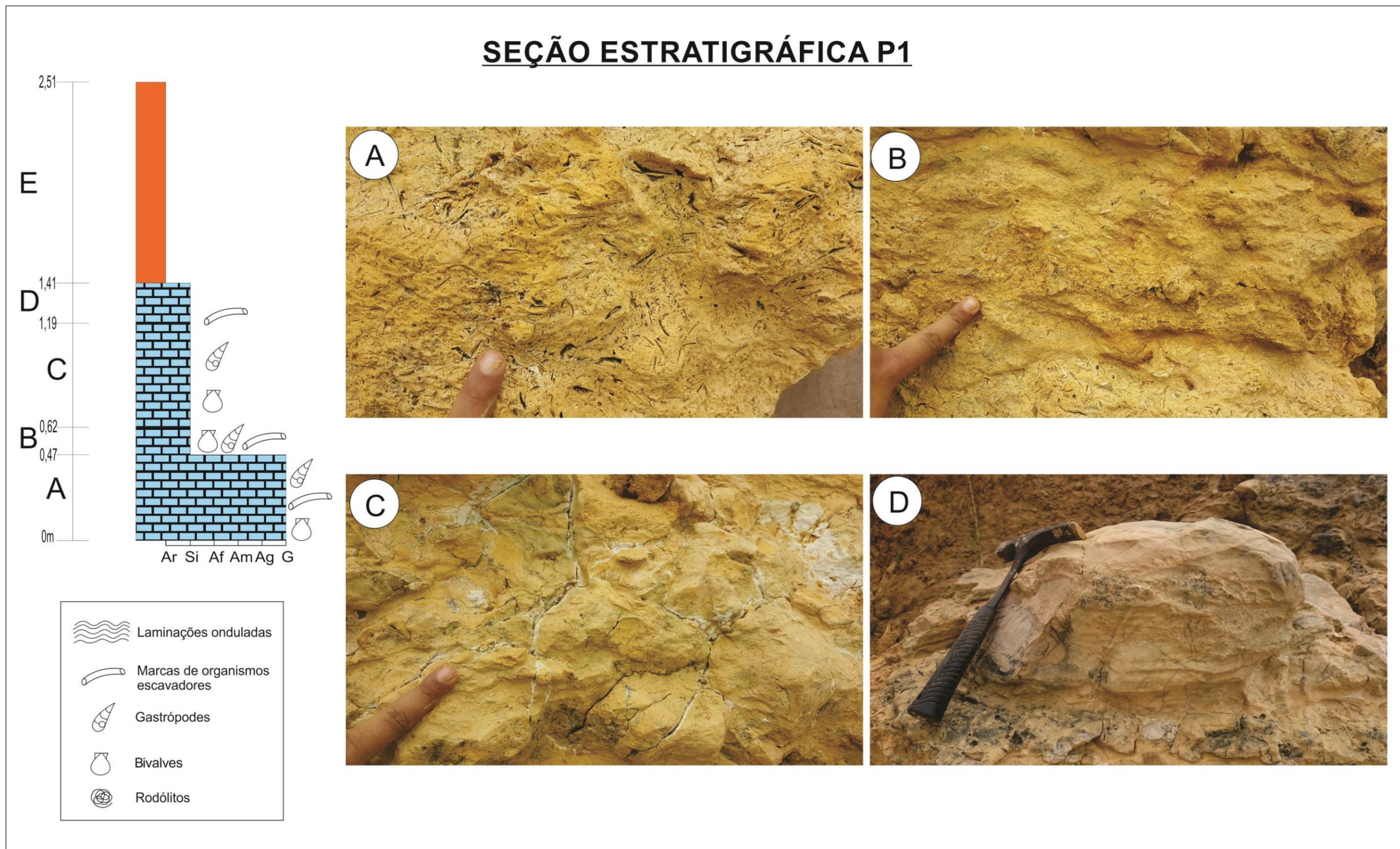


Figura 16. Seção estratigráfica realizada na praia de Tambaba. A) Calcirudito com moldes e contramoldes de bivalves e gastrópodes; B) Calcissiltito com aspecto coquinoide; C) Calcissiltito com moldes quase inexistentes; D) Calcissiltito com estratificação incipiente; E) Argilito da Formação Barreiras.

SEÇÃO ESTRATIGRÁFICA P2

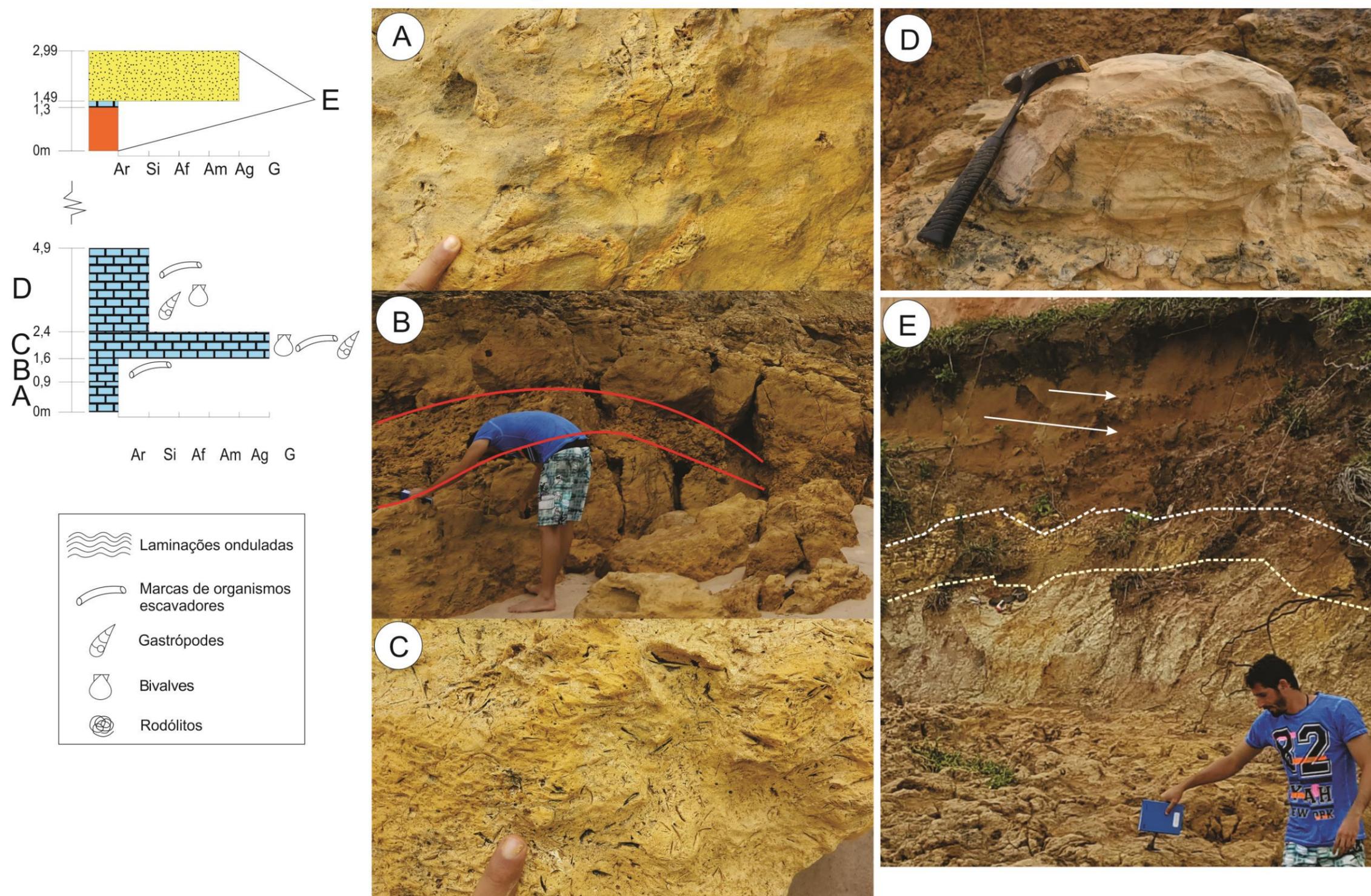


Figura 17. Seção estratigráfica realizada na praia de Tambaba. A) Calcilitito com baixa concentração de bioclastos; B) Calcilitito com bioturbação; C) Calcirudito com moldes e contramoldes de bivalves e gastrópodes; D) Calcissiltito com estratificação incipiente; E) Na base, o argilito intemperizado da Formação Barreiras; Calcilitito com estratificação incipiente delimitado pelas linhas tracejadas em branco e níveis de concreções na Formação Barreiras indicadas pelas setas brancas.

4.1 MICROFÁCIES CARBONÁTICAS

4.1.1 Mudstones

As amostras analisadas petrograficamente definem uma lama carbonática de matriz muito fina. Apresentam uma diferença de textura (Figura 18), onde a porção mais cinzenta reflete uma mineralogia mais pura, com uma menor presença de óxido de ferro, e outra onde essa presença de oxidação é bem marcada e também é possível a visualização de alguns cristais. No entanto, essa oxidação ocorre de forma disseminada na porção mais pura e mais concentrada na segunda textura. Essas feições favorecem a formação de pirita (FeS_2), que aparece caracteristicamente com hábito framboidal.

Na catodoluminescência é possível observar que a rocha é essencialmente composta por calcita devido a sua alta luminescência (Figura 20b e 20d). O processo de dedolomitização foi identificado por essa alta luminescência, já que os cristais de “dolomita” são compostos por calcita, evidenciando um processo de substituição tardia. Existe também a influência de grãos de siliciclásticos (quartzo) de forma disseminada e apresentando uma morfologia arredondada. O quartzo é identificado nas colorações marrom escuro e azul pálido (Figura 20d). Esse aporte de siliciclásticos pode ser resultado de pulsos de sedimentação que interrompiam temporariamente o processo de exposição.

Estes calcários recifais apresentam uma grande concentração de bioclastos, dentre eles, predominam a presença de fragmentos de bivalves, gastrópodes e tubos de organismos perfuradores. A partir disto, são caracterizadas as porosidades móldicas, que resultam da dissolução de grãos aloquímicos, além de intragranular (como exemplo de porosidade de trama seletiva), como também do tipo fratura e vugular (porosidade de trama não-seletiva). Algumas dessas fraturas encontram-se parcialmente preenchidas por óxido de ferro.

A calcita micrítica (marrom) está sendo substituída por calcita espática (esbranquiçada), caracterizando uma cimentação marcante como processo diagenético.

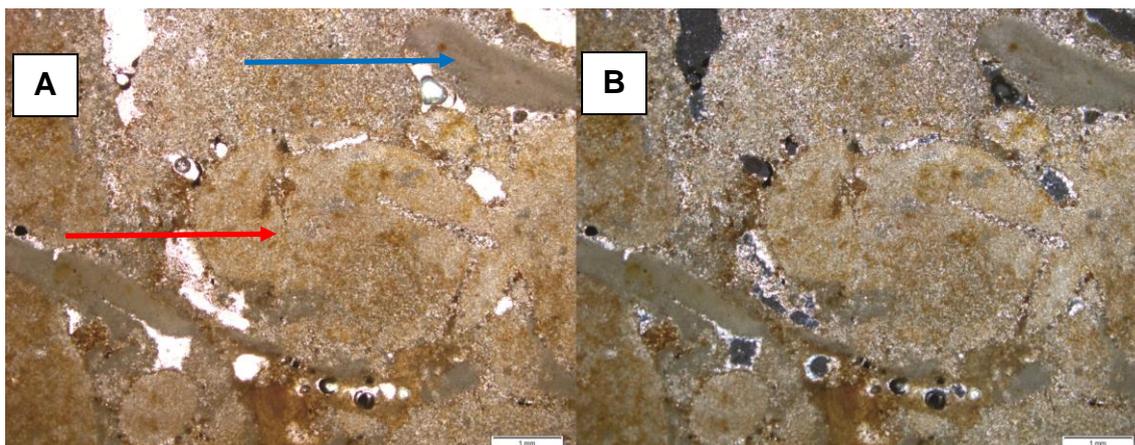


Figura 18. Fotomicrografia exibindo as duas texturas existentes na lâmina. A) (4x, //) e B (4x, +); A porção mais cinzenta (seta em azul) reflete uma mineralogia mais pura, com uma menor presença de óxido de ferro, e outra onde essa presença de oxidação é bem marcada (seta em vermelho).

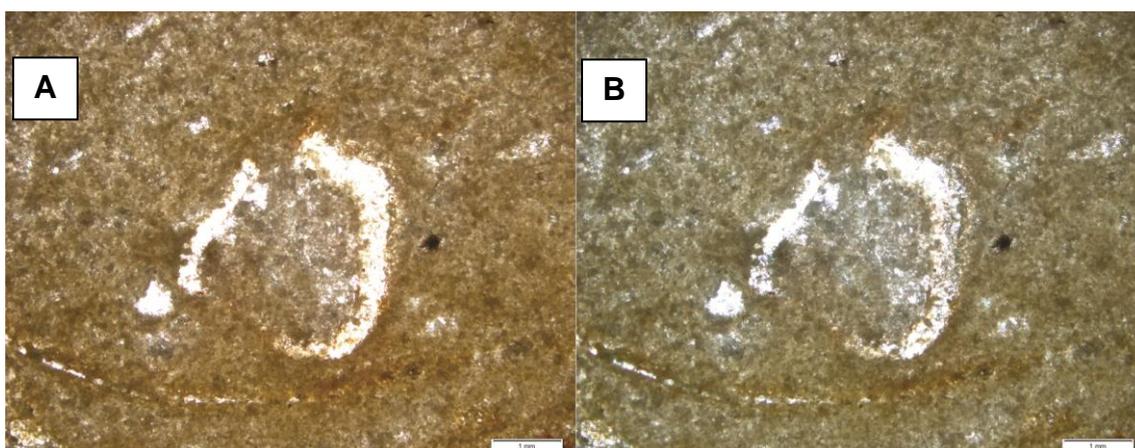


Figura 19. Fotomicrografia exibindo uma possível seção transversal de uma alga ou de um organismo perfurador; A) (4x, //) e B (4x, +).

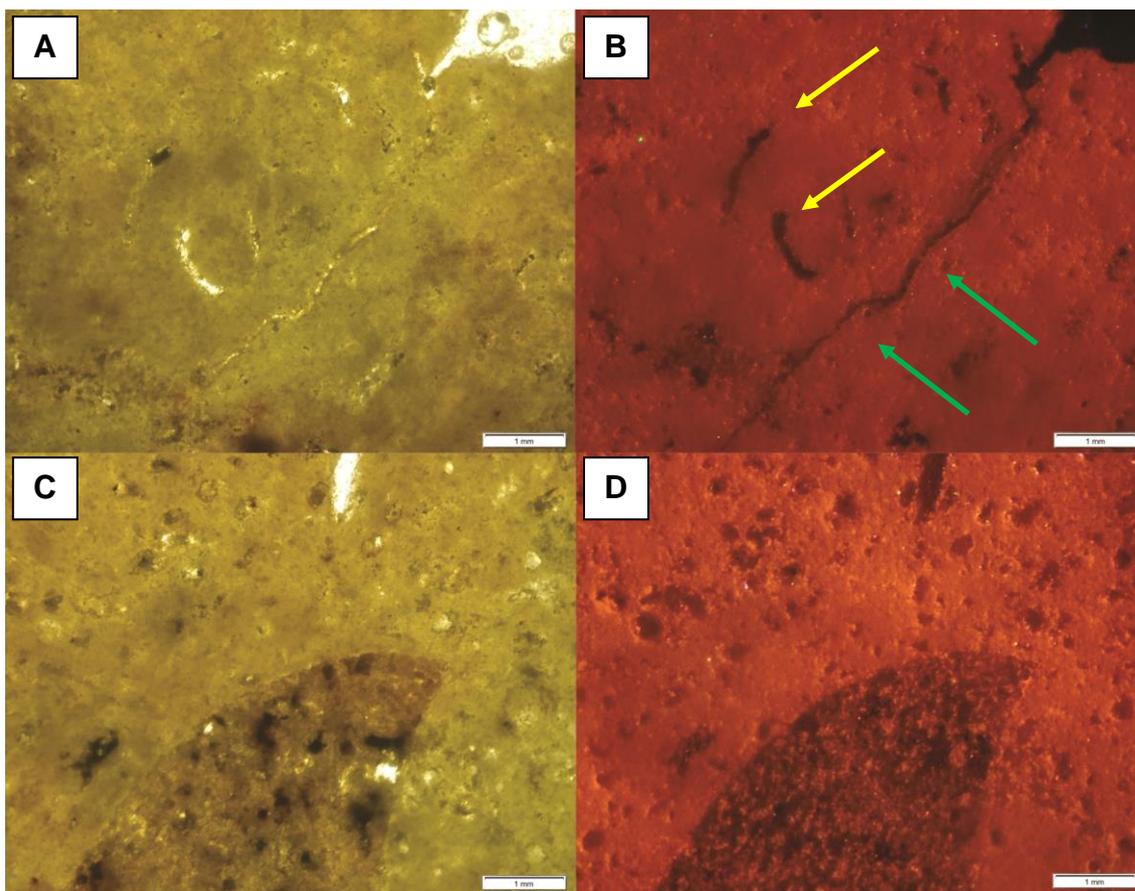


Figura 20. Fotomicrografias: A) (4x, //) e B) (4x, CL) Lama carbonática com porosidades do tipo móldica (setas em amarelo) e microfratura (setas em verde); C) (4x, //) e D) (4x, CL) Detalhe de parte de bioclasto exibindo uma porosidade intragranular.

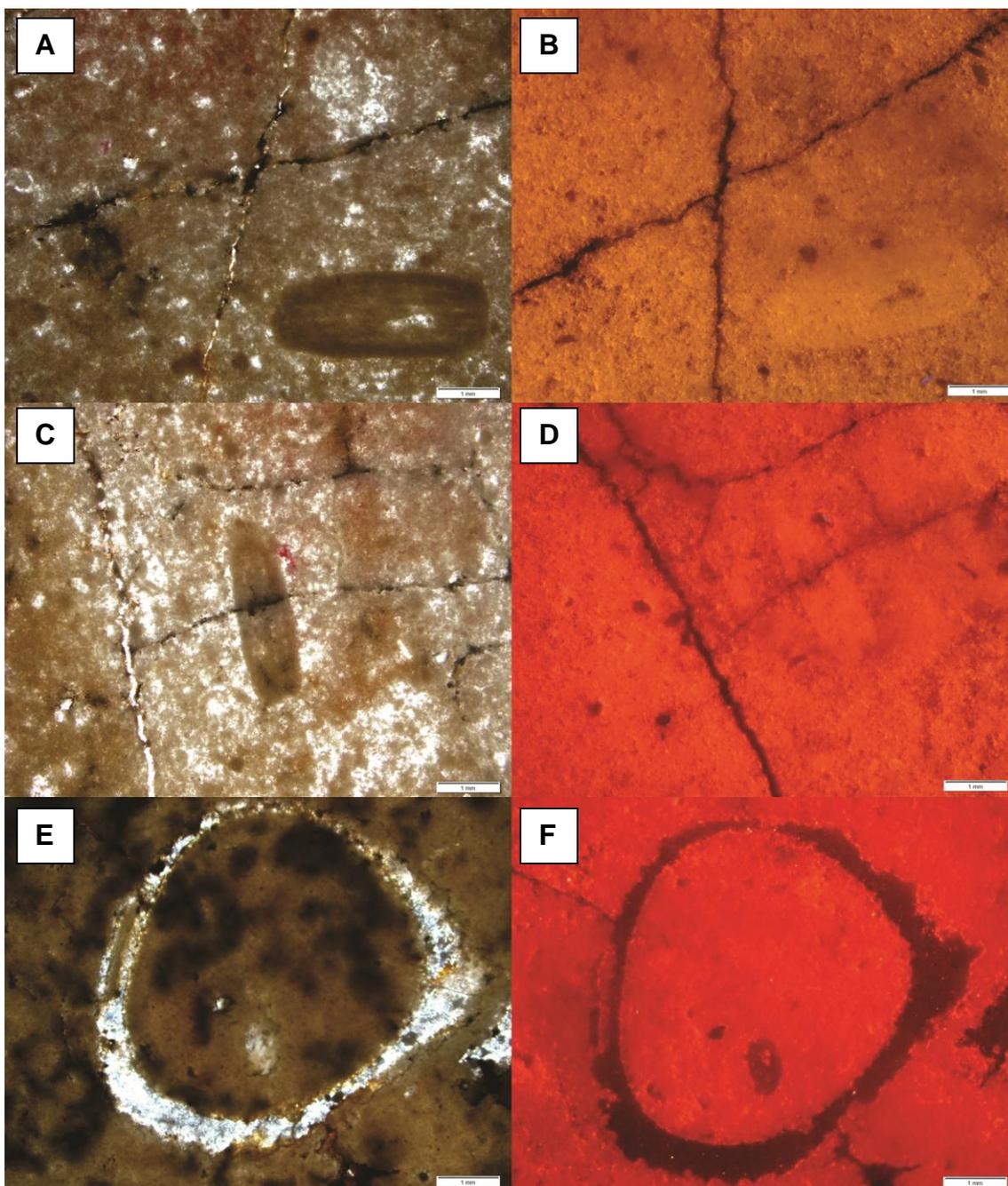


Figura 21. Fotomicrografias: A) Lama carbonática com um par de microfraturas conjugadas e bioclasto apresentando porosidade intragranular (4x, +); B) Imagem A analisada na catodoluminescência (4x, CL); C) Evento tardio caracterizado por falha cortando bioclasto (4x, +); D) Imagem C analisada na catodoluminescência (4x, CL); E) Possível seção transversal de uma alga ou de um organismo perfurador (4x, +); F) Imagem E analisada na catodoluminescência (4x, CL).

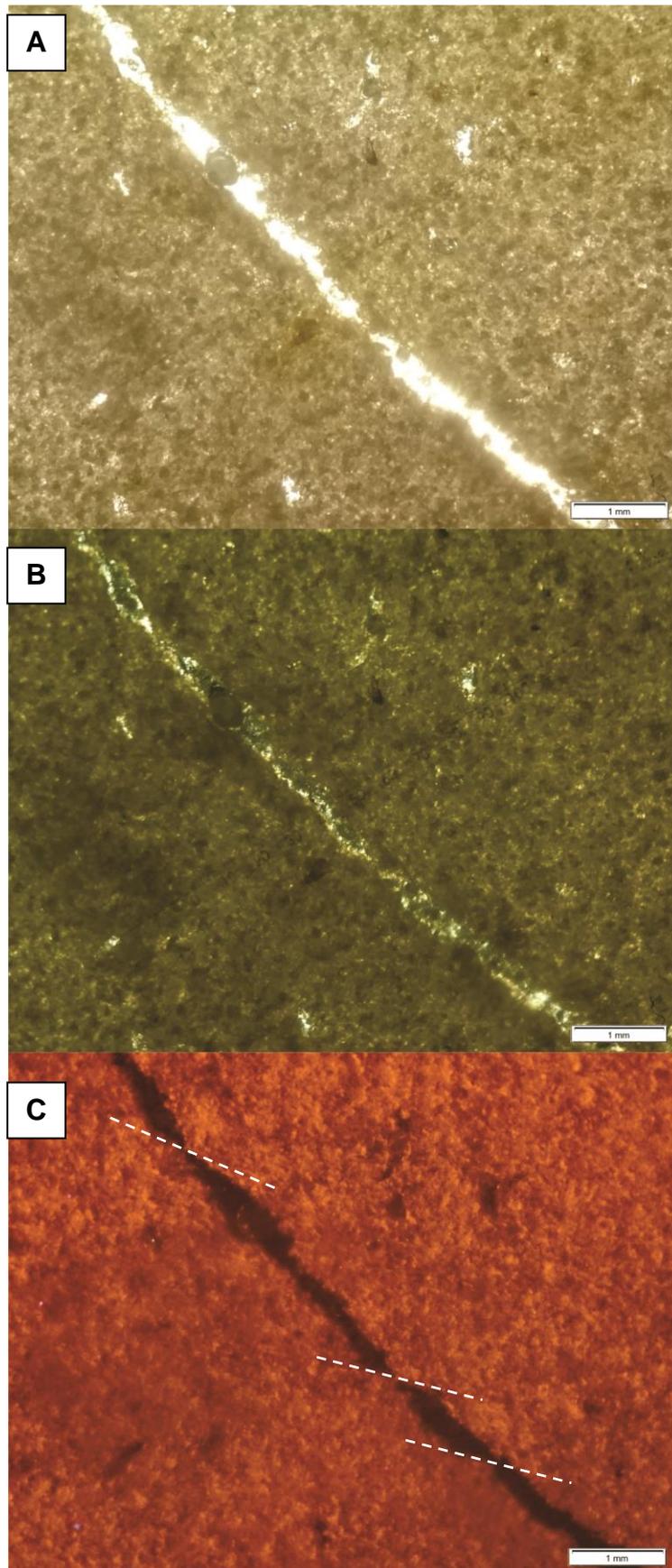


Figura 22. Fotomicrografia evidenciando microfalhas seguindo um padrão de esforço principal (linhas tracejadas em branco); A) (4x, //); B) (4x, +); C) (4x, CL).

4.1.2 Wackestones

Segundo a classificação de Dunham (1962) (Figura 2), os *wackestones* são rochas suportadas pela matriz com mais de 10% de grãos aloquímicos e foi constatado petrograficamente esse percentual nas seções delgadas analisadas, que permitiu a caracterização dessa microfácies.

Apesar de serem classificadas em uma microfácies diferente, as amostras analisadas e que aqui representam essa fácies apresentam características semelhantes aos *mudstones* anteriormente descritos, pois se tratam de calcários formados em relativo pouco espaço de tempo.

A maior quantidade de bioclastos encontrada nesta microfácies representa uma resposta diretamente em relação às porosidades (Figura 23). Mas além destas porosidades móldicas, também são encontradas porosidades do tipo vugular e intragranular.

Através da análise realizada na catodoluminescência, as amostras apresentam uma predominância de calcita micrítica em sua matriz, mas assim como nos *mudstones*, a calcita espática está presente através do processo de cimentação. Esta resposta está configurada pela alta luminescência da calcita (Figuras 24b, 24d e 24f).

A presença das fases siliciclásticas também está visível, mas não de forma disseminada e arredondada como ocorrido anteriormente, e sim, cristais maiores e presentes, quase que em sua totalidade, nas porosidades (Figura 24e e 24f).

Além de todas essas características citadas, ainda é possível verificar a presença de processo de piritização em seu hábito mais comum, o framboidal.

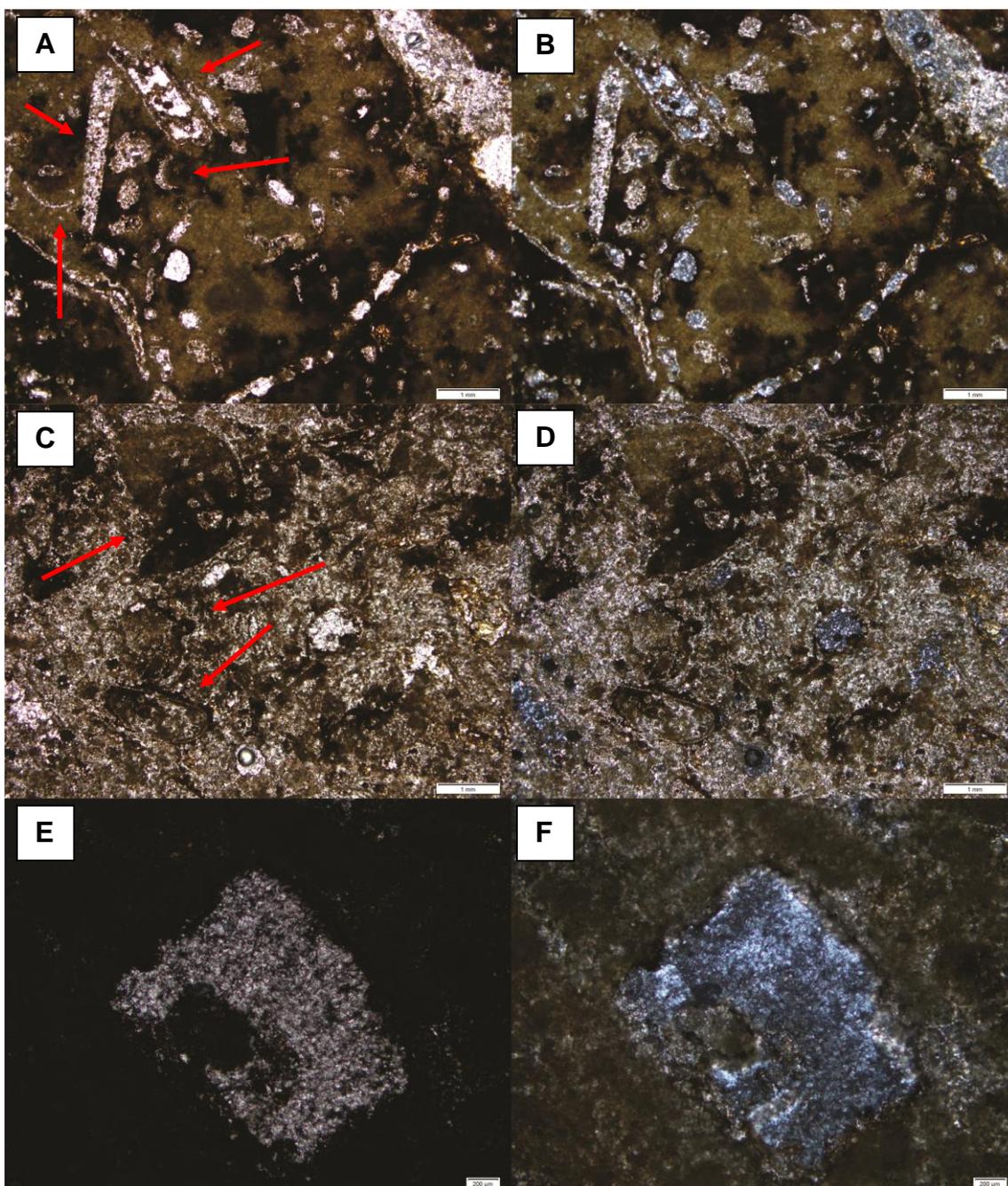


Figura 23. Fotomicrografias da microfácies wackestone. A) e C) Abundância de bioclastos de diferentes tamanhos e formas (setas em vermelho) (4x, //); B) e D) Imagem de A e C a nicóis cruzados (4x, +); E) Exemplo de porosidade vulgar (10x, //); F) Imagem de E a nicóis cruzados (10x, +).

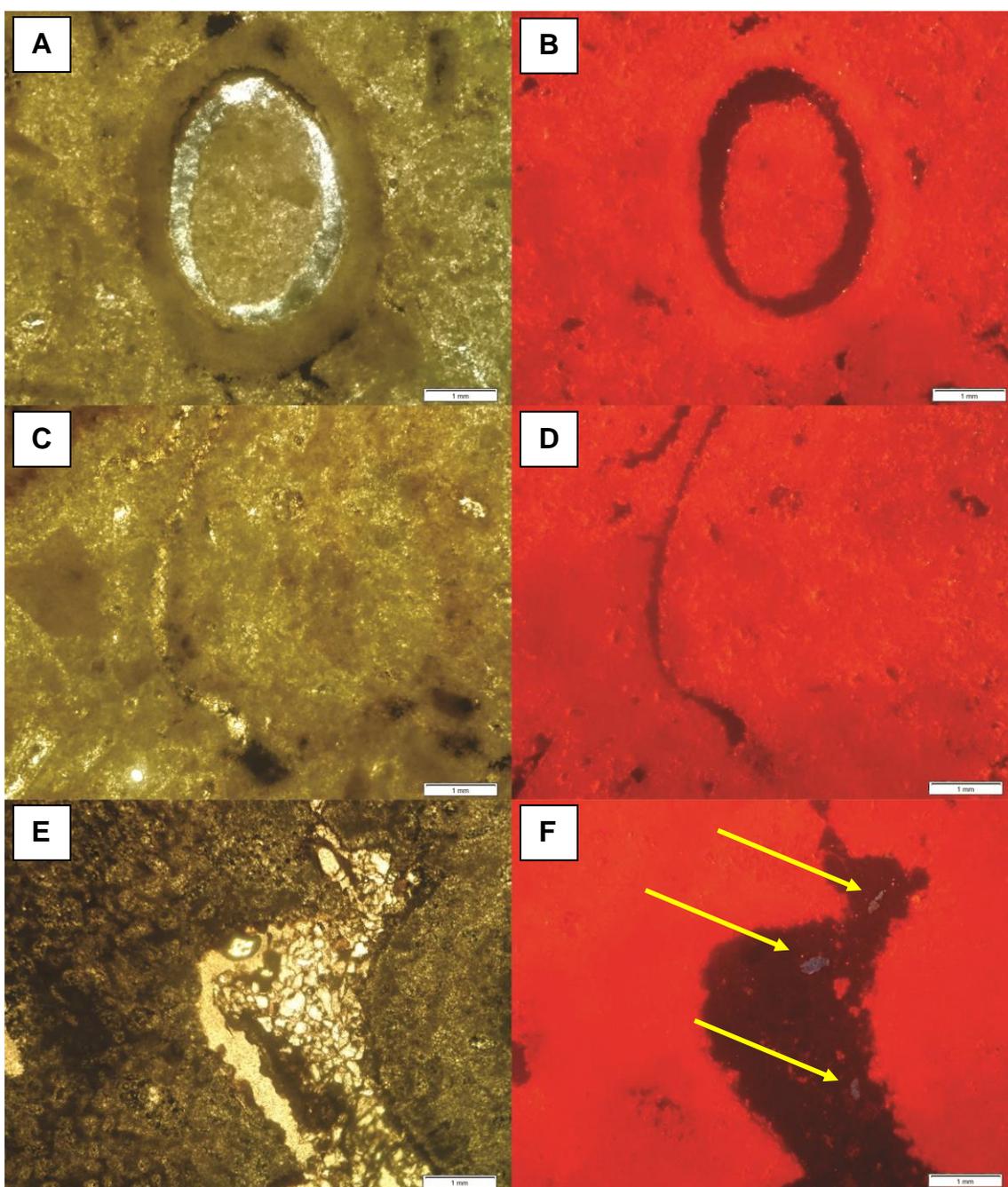


Figura 24. Fotomicrografias da microfácies wackestone. A) Possível seção transversal de uma alga ou de um organismo perfurador (4x, +); B) Imagem de A na catodoluminescência (4x, CL); C) (4x, //); D) Imagem de C na catodoluminescência (4x, CL); E) (4x, //); F) Imagem de E na catodoluminescência e a presença de grãos de quartzo (setas em amarelo) (4x, CL).

4.1.3 Packstones

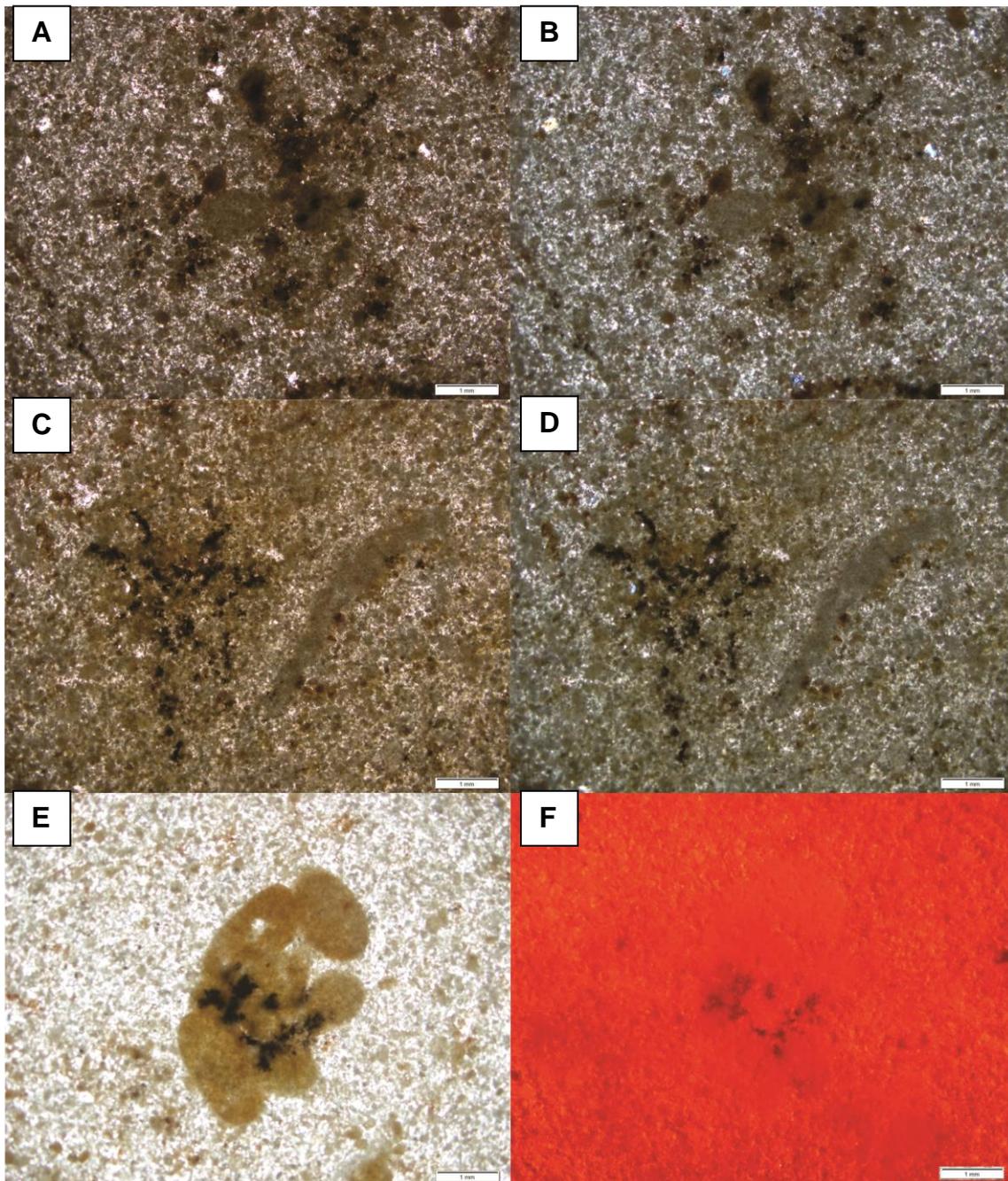


Figura 25. Fotomicrografias da microfácies *packstone*. A) Visão geral da amostra evidenciando uma textura de grão suportado (4x, +); B) Imagem de A a nicois cruzados (4x, +); C) Detalhe da abundância de pirita de hábito framboidal (4x, //); D) Imagem de C a nicois cruzados (4x, +); E) Presença de carapaças não identificadas (4x, //); F) Imagem de E na catodoluminescência evidenciando a calcita espática (4x, CL).

Nesta microfácies também existe a predominância de calcita espática (Figura 25e) como cimento incorporador da rocha. Esta microfácies também é rica em grãos aloquímicos como fragmentos bivalves e carapaças de organismos não identificados (Figura 25f). Os grãos não esqueletais estão representados por calcita, e assim como em todas as outras microfácies anteriores, este mineral foi procedente de uma recristalização a partir de cristais de dolomita (processo de dedolomitização). Além disso, é possível observar a presença de pirita de hábito framboidal (Figuras 25c e 25d).

Não foi observada influência aguda de processos diagenéticos responsáveis por formação de porosidade. Logo, a porosidade é bastante reduzida. Os grãos aloquímicos encontram-se micritizados e parcialmente cimentados.

5 DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

Os depósitos carbonáticos das formações Maria Farinha e Gramame recobrem parte da faixa emersa da Bacia Paraíba, que apresenta uma extensão de 150 km, e largura de aproximadamente 30 km em sua maior extensão. No trecho da Sub-Bacia Alhandra, limitada a sul pelo Alto Estrutural de Goiana, e a norte pelo Alto Estrutural de Conde, predominam os carbonatos da Formação Gramame, que representam principalmente o intervalo médio e inferior do Maastrichtiano (Lima & Koutsoukos, 2002). Nesta região, os depósitos do Maastrichtiano superior estão faltando na seção. Na região sul, Sub-Bacia Olinda, o registro dos calcários da Formação Maria Farinha terminam no Daniano (Paleoceno-Inferior), com uma forte influência de siliciclástos causada pelo incremento do processo regressivo que se iniciou na passagem Maastrichtiano-Paleoceno. Este evento está relacionado a um rebaixamento do nível de base, interpretado como um limite de sequência que separa as duas unidades estratigráficas (Barbosa *et al.*, 2006).

O estudo realizado permitiu confirmar que os calcários recifais, interpretados por Almeida (2000) como eocênicos, com base em dados macropaleontológicos, mapeados na faixa costeira entre as praias de Jacumã e Tambaba, foram depositados diretamente sobre os carbonatos da Formação Gramame (Maastrichtiano Médio a Inferior). A observação do testemunho de sondagem, executado próximo a área de ocorrência dos calcários recifais, somado ao afloramento de contato entre as unidades encontrado, também permitiu comprovar que na região do litoral a Formação Barreiras também repousa diretamente sobre os carbonatos da Formação Gramame.

No caso dos calcários recifais, as relações estratigráficas sugerem que não existem calcários intermediários, como os calcários Danianos da porção sul, e que existe um hiato erosivo que deve ter incluído o topo do Maastrichtiano e eventuais depósitos do Paleoceno que possam ter existido. Barbosa (2004, 2007), reconheceu que estes depósitos poderiam representar patamares de deposição formados durante trecho inicial do evento regressivo, tratados por Hunt & Tucker (1992) como trato de queda em estágios (*Falling Stages System Tract*). No entanto, a ocorrência de *hardgrounds*, com supressão da taxa de sedimentação, e a formação de superfícies de bioerosão,

com considerável variação de fácies em intervalo pouco espesso, sugerem que estes depósitos foram depositados durante a estabilização do trato de mar baixo que se seguiu ao processo regressivo.

Outra alternativa, é que esses calcários, intercalados com *hardgrounds*, com bioerosão, nos quais se infere a ocorrência da icnofácies *Trypanites*, como já foi discutido para os calcários recifais (Barbosa *et al.*, 2006), corresponderiam a uma Superfície Transgressiva, que se sobrepôs a superfície erosiva que marca a exposição da plataforma Gramame. Neste caso estes depósitos marcariam um novo evento de retomada da sedimentação marinha após o evento erosivo que deve ter afetado a Formação Gramame. Segundo Catuneanu (2006), se nenhum depósito relativo aos eventos de *Falling Stage* ou de *Low Stand* forem preservados sobre a superfície erosiva de exposição (limite de sequência), então a Superfície Transgressiva pode se juntar a esta. Também se sugere que se a taxa de influxo sedimentar for baixa, a Superfície Transgressiva e a Superfície de Inundação Máxima podem se fundir continente adentro.

A segunda hipótese parece ser a mais aceitável, de acordo com as características do registro dos calcários recifais da Bacia da Paraíba. E desta forma, estes corresponderiam a uma sequência deposicional distinta da sequência composta pelas formações Itamaracá, Gramame e Maria Farinha.

Os calcários recifais da Sub-Bacia Alhandra apresentam abundante conteúdo icnofossilífero. Muniz & Almeida (1989), observaram a presença de icnitos de perfuração em conchas de moluscos e esqueletos de corais. Os autores descreveram a ocorrência dos icnogêneros *Entobia* e *Caulostrepsis*, 1908. Almeida (2000) estudou estes calcários e descreveu a ocorrência dos icnogêneros *Ophiomorpha*, *Trypanites*, *Gastrochaenolites*, *Rogerella*, *Caulostrepsis* e *Entobia*. Estes icnofósseis estão associados à ação de organismos que perfuram substrato duro, costas rochosas, leito de acúmulo de ossos e conchas, como também, substratos duros de colônias recifais (Buatois *et al.*, 2002). Estas icnofácies estão associadas, normalmente, a descontinuidades no processo de sedimentação, ou ausência de sedimentação, o que permite que os pavimentos de ossos, conchas e corais, fiquem expostos por longo período de tempo, permitindo a ação bioerosiva (Pemberton & MacEachern, 1995; Taylor & Wilson, 2003). Nos depósitos

estudados os níveis de carbonato abundantes em *Ophiomorpha* ocorrem intercalados com níveis contendo pavimentos de acúmulo de conchas, o que sugere que em um ambiente marinho recifal-praial, ocorriam paradas episódicas do aporte sedimentar o que propiciava a formação de *hardgrounds* e bioerosão. Em alguns níveis carbonáticos ocorre intensa trama de galerias de *Ophiomorpha*, o que sugere que a construção de tramas de tubos era afetada continuamente pela ação de eventos de alta energia, como tempestades, o que faz com que os organismos abandonem um nível mais baixo e construam outro nível de tramas de tubos (Barbosa *et al.*, 2006). Esta pesquisa observou também a presença de tubos de *Thalassinoides*, também produzidos por calianassídeos, nos níveis com *Ophiomorpha*. A associação desses icnofósseis sugere uma variação do nível de energia, durante períodos de maior aporte de sedimentos carbonáticos. Isto também sugere uma alternância de icnofácies, relacionadas a substrato duro e substrato mole, de acordo com as variações de clima e aporte sedimentar.

Os depósitos recifais eocênicos estão separados da Formação Maria Farinha, provavelmente, por uma discordância, que mostra o estabelecimento de uma plataforma rasa, interna e restrita caracterizada pela existência de subdomínios isolados de núcleos recifais e recifes de franja, bem como pela sobreposição desses ambientes por fácies relacionadas a ambientes praias e de lagunas muito rasas (Figura 26).

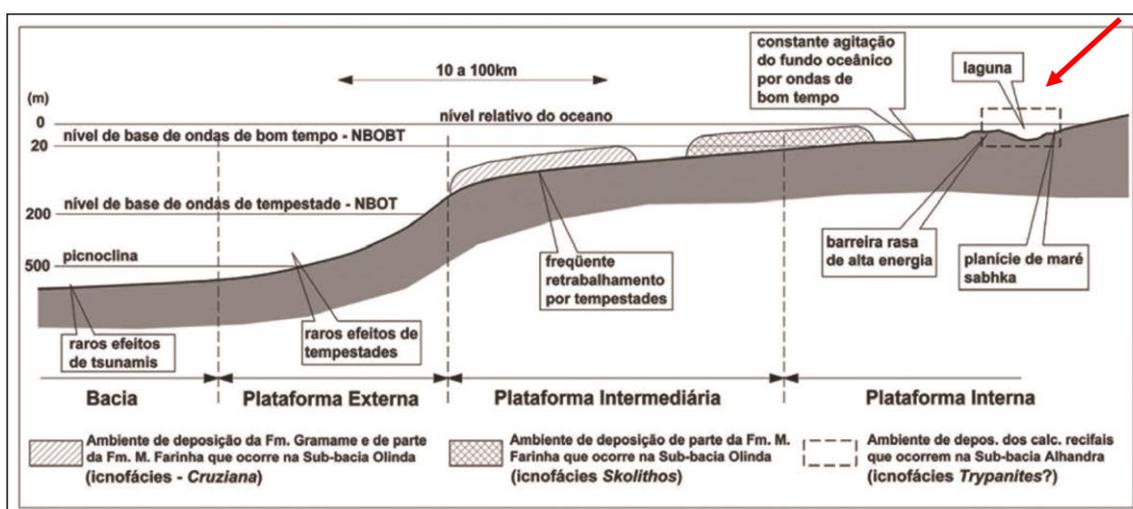


Figura 26. Modelo deposicional das unidades carbonáticas que ocorrem na Bacia da Paraíba (Barbosa *et al.*, 2006). Localização dos calcários recifais da Formação Tambaba (seta em vermelho).

O resultado dos estudos realizados em lâminas petrográficas da Sub-Bacia Alhandra, Bacia da Paraíba, acusou o estágio diagenético como sendo o Eogenético, ou ainda, estágio de Diagênese Precoce. O principal indicador desse ambiente de formação é o mineral pirita (hábito framboidal), pois há evidência de bastante piritização substituindo valvas, fraturas e fragmentos de bioclastos, e também substituindo tubos de *Thalassinoides*. Vários outros minerais também estão associados a este ambiente diagenético de formação dos carbonatos, os quais foram identificados de acordo com os parâmetros de microscopia óptica.

A análise das microfácies mostra claramente a predominância das porosidades do tipo móldica, fratura, vugular e intragranular. As amostras são consideradas predominantemente como porosas. O fato de algumas amostras se apresentarem pouco porosas pode estar relacionado à compactação e aos cristais de dolomita, que provocam uma diminuição da porosidade.

As porosidades intragranular e vugular são indicativas de que houve uma dissolução dos componentes dos carbonatos da Formação Tambaba, e são porosidades secundárias, sendo indicativas de um estado diagenético pós-deposicional.

O processo de dolomitização ocorre fortemente em algumas lâminas estudadas dos calcários recifais da Formação Tambaba, que mascara a textura original da rocha. Mas a maioria das lâminas estudadas apresenta os moldes dos bioclastos bem preservados, indicando que houve uma ação intempérica amena nesses carbonatos.

Apesar da grande bioturbação (principalmente *Thalassinoides*) nos calcários da Formação Tambaba, que implica numa oxigenação do ambiente, foram evidenciados muitos tubos de *Thalassinoides* conjugados com processo de piritização, indicando que houve um retorno às condições de redução.

REFERÊNCIAS

- Albertão, G. A. 1993. Abordagem Interdisciplinar e Epistemológica sobre as Evidências do Limite Cretáceo-Terciário, com Base em Leituras Efetuadas no Registro Sedimentar das Bacias da Costa Leste Brasileira. Departamento de Geologia da Escola de Minas da Universidade Federal de Ouro Preto, MG. Dissertação de Mestrado 255 p.
- Albertão, G. A., Koutsoukos, E. A. M., Regali, M. P. S., Martins Jr., P. P. 1993. O Registro Micropaleontológico, com Base em Foraminíferos e Palinomorfos, no Limite Cretáceo-Terciário na Bacia Pernambuco-Paraíba, Nordeste do Brasil. In: SBG, Congresso Brasileiro de Paleontologia, 13. São Leopoldo. *Boletim de Resumos*, p. 54.
- Albertão, G. A., Martins Jr., P.P., Koutsoukos, E. A. M. 1994a. O limite Cretáceo-Terciário na Bacia Pernambuco-Paraíba: características que definem um marco estratigráfico relacionado com um evento catastrófico de proporções globais. *Acta Geológica Leopoldensia*, 39(1): 203-219.
- Albertão, G. A., Koutsoukos, E. A. M., Regali, M. P. S., Attrep, Jr. M., Martins Jr, P. P. 1994b. The Cretaceous-Tertiary boundary in southern low-latitude regions: preliminary study in Pernambuco, north-eastern Brazil. *Terra Nova*, 6: 366-375.
- Albertão, G. A. Martins Jr., P. P. 1996. A possible tsunami deposit at the Cretaceous-Tertiary boundary in Pernambuco, Northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*. 104: 189-201.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. A. 1977. Províncias estruturais brasileiras. 1977. In: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8. Campina Grande, 1977. Atas Campina Grande, SBG/NE, p. 363-391.
- Almeida, J. A. C. 2000. Calcários Recifais eocênicos da Formação Maria Farinha na Sub-Bacia de Alhandra, Paraíba: Aspectos Taxionômicos, Paleoecológicos, Paleoambientais e Estratigráficos. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 164 pp.
- Almeida, J. A. C. 2007. Icnofósseis de Macrobioerosão na Bacia da Paraíba (Cretáceo Superior-Paleógeno), Nordeste do Brasil. Tese de Doutorado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco. Recife, 214 pp.
- Alvarez, L. W., Alvarez, W., Asaro, F., Michel, H. V. 1980. Extraterrestrial cause for the Cretaceous-Tertiary extinction. *Science*, 208 (4448): 1095-1108.
- Alvarez, W., Kauffman, E. G., Surlik, F., Alvarez L. W., Asaro, F., Michel, H. V. 1984. Impact theory of mass extinction and the invertebrate fossil record. *Science*, 223 (4641): 1135-1141.

Alvarez, W. 1986. Toward a theory of impact crisis. *Eos*, 67 (35): 649-658.

Amaral, A. J. R., Menor, E. A., Santos, S. A. 1977. Evolução paleogeográfica da sequência clástica basal da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, Atas, 6: 37-63.

Arai, M., Uesugui, N., Rossetti, D. F., Góes, A. M. 1988. Considerações sobre a idade do Grupo Barreiras no nordeste do Estado do Pará. In: Anais do Congresso Brasileiro de Geologia, 35, Belém, PA, Brasil 2: 738-752.

Arai, M., Truckenbrodt, W., Nogueira A. C. R., Góes, A. M, Rossetti, D. F. 1994. Novos dados sobre a estratigrafia e ambiente deposicional dos sedimentos Barreiras, NE do Pará. In: Boletim de Resumos Expandidos do Simpósio de Geologia da Amazônia, 4, Belém.

Arai, M. 1997. Dinoflagelados (Dinophyceae) miocênicos do Grupo Barreiras do nordeste do Estado do Pará (Brasil). *Univ Guar, Geoc* 2: 98-106.

Archibald, J. D. 1996. Testing extinction theories at the Cretaceous-Tertiary boundary using the vertebrate fossil record. In: McLeod, N. & Keller, G. (eds), *Cretaceous-Tertiary mass extinctions – biotic and environmental changes*. W. W. Norton & Company, New York – London.

Asmus, H. E. & Ponte, F. C. 1973. The Brazilian marginal basins. In: Nairn, A.E.M. & Stehli, F.G., eds *The ocean basins and margins*. New York, Plenum Press, v.1 - The South Atlantic, p. 87-133.

Barbosa, J. A., Souza, E. M., Lima Filho, M. F. & Neumann, V. H. 2003. A estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração. *Estudos Geológicos, Recife*, 13: 89-108.

Barbosa, J. A. 2004. Evolução da Bacia da Paraíba durante o Maastrichtiano-Paleoceno: formações Gramame e Maria Farinha, NE do Brasil. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 230p.

Barbosa, J. A. & Lima Filho, M. F. 2006. Aspectos estruturais e estratigráficos da faixa costeira Recife-Natal: observações em dados de poços. *Boletim de Geociências da Petrobras*. 14 (1): 287-306.

Barbosa, J. A.; Viana, M. S. S.; Neumann, V. H. 2006a. Paleoambientes e icnofácies da sequência carbonática (Cretáceo e Paleógeno) da Bacia da Paraíba, NE do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 36, p. 73-90.

Barbosa, J. A., Keller, G., Adatte, T., Neumann, V. H., Lima Filho, M. 2006b. Maastrichtian-Paleocene deposition in Paraíba Basin. *Anuário do Instituto de Geociências*, 29 (1): 480-481.

Barbosa, J. A. 2007. A Deposição Carbonática na Faixa Costeira das Bacias da Paraíba e da Plataforma de Natal, NE do Brasil: Aspectos Estratigráficos, Geoquímicos e Paleontológicos. Tese de Doutorado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 278 pp.

Barbosa, J. A., Neumann, V. H., Lima Filho, M. F., Souza, E. M., Moraes, M. A. 2007. Estratigrafia da faixa costeira Recife-Natal (Bacia da Paraíba e Plataforma de Natal), NE Brasil. IG. Série B, Estudos e Pesquisas, v. 17, p. 3-30.

Barbosa, J. A., Maia, M. F. B., Lima Filho, M. F., Magalhães, J. R., Correia Filho, O. J. 2014. Seismic Stratigraphy of onshore portion of Pernambuco Basin, Evidence of Break up During Albian for the South Atlantic Rift in Northeast Brazil. AAPG Annual Meeting and Exhibition, Houston. Abstracts in CD ROM.

Beurlen, K., 1967a. Estratigrafia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, 16 (1): 43-53.

Beurlen, K., 1967b. Paleontologia da faixa sedimentar costeira Recife-João Pessoa. *Bol. Geol. São Paulo*. 16 (1): 73-79.

Beurlen, K., 1967c. A estrutura geológica do Nordeste do Brasil. *Anais XXI Cong. Bras. De Geol. Curitiba*. (1): 151-158.

Bezerra, Francisco H. R., do Nascimento, Aderson F., Ferreira, Joaquim M., Nogueira, Francisco C., Fuck, Reinhardt A., Neves, Benjamim B. Brito, Sousa, Maria O. L. 2011. Review of active faults in the Borborema Province, Intraplate South America Integration of seismological and paleoseismological data. *Tectonophysics (Amsterdam)*, v. 510, p. 269-290.

Bezerra, F. H. R., Rosseti, D. F., Oliveira, R. G., Medeiros, W. E., Neves, B. B. Brito, Balsamo, F., Nogueira, F. C. C., Dantas, E. L., Andrades Filho, C., Góes, A. M. 2014. Neotectonic reactivation of shear zones and implications for faulting style and geometry in the continental margin of NE Brazil. *Tectonophysics (Amsterdam)*, v. 614, p. 78-90, 2014.

Boggs Jr, S., Krinsley, D. 2006. Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks. Cambridge: Cambridge University Press. 177 p.

Brito Neves, B. B. 1975. Regionalização Geotectônica do Precambriano Nordestino, São Paulo. 198 p. Tese de Doutorado, IG/USP.

Buatois, L., Mangano, G., Aceñolaza, F. 2002. Trazas fósiles – señales de comportamiento em el registro estratigráfico. Chubut, Museu Egidio Feruglio, 382 pp.

Bueno, G. V. 2004. Diacronismo no Rife Sul-Atlântico. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, 12: 203-229.

Catuneanu, O. 2006. Principles of Sequence Stratigraphy. Elsevier, Amsterdam, p. 375.

Correia Filho, O. J., Alencar, M. L., Barbosa, J. A., Neumann, V. H.. 2015. Proposta de Formalização da Formação Tambaba, Eoceno da Bacia Paraíba, NE do Brasil. *Estudos Geológicos, Recife*, V.25 nº 2: 61-81.

Córdoba, V. C., Jardim de Sá, E. F., Antunes, A. F., Matos, R. M. D. 2007. Nova Carta Estratigráfica para a Bacia Pernambuco-Paraíba. In: XXII Simpósio de Geologia do Nordeste, 2007, Natal. *Boletim do XXII Simpósio de Geologia do Nordeste*. Natal: SBG/Núcleo Nordeste, 2007. v. 1. p. 30-30.

Costa, J.B.S.; Bemerguy, R.L.; Hasuy, Y.; Borges, M.S. 2001. Tectonics and Paleogeography along the Amazon river. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, n. 4, p. 335-347.

Dunham, R. J. 1962. Classification of carbonate rocks according to depositional texture. In: Ham, W. E. (Ed.), *Classification of Carbonate Rocks*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 1, Tulsa, OK, pp. 108-121.

Ernesto M., Raposo M.I.B., Marques L.S., Renne P.R., Diogo L.A., De Min A. 1999. Paleomagnetism, geochemistry and $40\text{Ar}/39\text{Ar}$ dating of the north-eastern Paraná Magmatic Province. Tectonic Implications. *Journ. Geod.*, 28: 321-340.

Ernesto M., Marques L. S., Piccirillo E. M., Molina E. C., Ussami N., Bellieni G. 2002. Paraná Magmatic Province – Tristan da Cunha plume system: fixed versus mobile plume, petrogenetic considerations and alternative heat sources. *Journ. Volcan. Geot. Res.*, 118 (1):15-36.

Feijó, F. J. 1994. Introdução. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, V. 8, n. 1, p. 5-8, jan/mar.

Folk, R. L. 1962, Spectral subdivision of limestone types, in W. E. Ham, ed., *Classification of Carbonate Rocks—a symposium*: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists Memoir 1, p. 62-84.

Furrier, M.; Araujo, M. E. ; Meneses, L. F. 2006. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no Estado da Paraíba. *Geologia USP. Série Científica*, v. 6, p. 61-70.

Grabau, A. W. 1904. On the classification of sedimentary rocks. *American Geologists* 33, p. 228-247.

Hunt, D. and Tucker, M.E. 1992. Stranded parasequences and the forced regressive.

Kegel, W. 1954. Nota sobre os microfósseis do fosfato Cretáceo de Pernambuco. *Bol. soc. Bras. Geol.* v.3, No 1.

- Kegel, W. 1955. Geologia do fosfato de Pernambuco. Div. Geol. Min. DNPM. *Boletim*. 157, 54 p.
- Keller, G. 1996a. Calcareous nanofossils at the Cretaceous-Tertiary Boundary. In: McLeod, N. & Keller, G. (eds), Cretaceous-Tertiary mass extinctions – biotic and environmental changes. W. W. Norton & Company, New York – London.
- Keller, G. 1996b. The Cretaceous-Tertiary mass extinction in planktonic foraminifera: biotic constraints for catastrophe theories. In: McLeod, N. & Keller, G. (eds), Cretaceous-Tertiary mass extinctions – biotic and environmental changes. W. W. Norton & Company, New York – London.
- Keller, G. 2001. The end-Cretaceous mass extinction in the marine realm: year 2000 assessment. *Planetary and space science*, 49: 817-830.
- Keller, G., Addate, T., Burns, S.J., Tantawy, A. A. 2002. High-stress paleoenvironment during the late Maastrichtian to early Paleocene in Central Egypt. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 187: 35-60
- Keller, G. 2003. Biotic effects of impacts and volcanism. *Earth and Planetary Science Letters*, 215: 249-264.
- Keller, G. 2005. Impacts, volcanism and mass extinction: random coincidence or cause and effect? *Australian Journal of Earth Sciences*, 52: 725–757.
- 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. *Rev Univ Guar, Geoc* 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. *Rev Univ Guar, Geoc* 2: 141–147.
- Lima Filho, M. F. 1998. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 139p.
- Lima Filho, M. F., Monteiro, A. B., Souza, E. M. 1998. Carbonate sections of the Paraíba and Pernambuco Basins, Northeastern Brazil: Implications for the late stages of opening of Southern Atlantic Ocean. Alicante (Espanha), 15th, Intern. Cong. Sediment., Abstracts, 504 – 505.
- Lima, F. H. O., Koutsoukos, E. A. M. 2002. Calcareous nannofossil biostratigraphy in the Maastrichtian of the Pernambuco-Paraíba Basin, NE Brazil. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 6, São Pedro, *Boletim de resumos*, 279-284.
- Mabesoone, J.M & Alheiros, M.M. 1988. Origem da Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco/Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, 18: 476-482.

Mabesoone, J. M. & Alheiros, M. M. 1993. Evolution of the Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin and the problem of the South Atlantic connection. *Geologie en Mijnbouw, Kluwer Academic Publishers*. 71: 351-362.

Mabesoone, J. M. 1995. Novos estudos na Bacia Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 16, Recife. *Boletim de Resumos*, (14) 1: 254-265.

Mabesoone, J. M. 1996a. Significance of Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte Basin (NE Brazil) for Atlantic Cretaceous. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, *Boletim de Resumos*, 7: 389-391.

Mabesoone, J. M. 1996b. Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba-Rio Grande do Norte. In: Simpósio sobre o Cretáceo do Brasil, 4, Águas de São Pedro, *Boletim de Resumos*, 81-84.

Matos, R. M. D. 1992. The Northeast Brazilian Rift System. *Tectonics*, v. 11, n. 4, p. 766-791.

Matos, R. M. D. 1999. History of the Northeast Brazilian Rift System: Kinematic Implications for the Breakup Between Brazil and West Africa, Geological Society, London, Special Publications, 153: 55-73.

Menor, E. A., Dantas, J. R. A., Sobrinho, A.C. P. 1977. A sedimentação fosfática em Pernambuco e Paraíba: revisão de novos estudos. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande, *Boletim de Resumos*, 6: 1-27.

Menor, E. A. & Amaral, A. J. R. 1979. O comportamento mineralógico da sedimentação fosfática na Bacia Sedimentar Costeira Pernambuco-Paraíba. In: SBG, Simpósio de Geologia do Nordeste, 9, Natal, *Boletim de Resumos*, 7: 271-282.

Milani, E. J. 1989. Falhamentos transversais em bacias distensionais. *Boletim de Geociências da Petrobrás*, Rio de Janeiro, v. 3, n.1-2, p. 29-41.

Mincato R. L., Enzweiler J., Schrank A. 2003. Novas idades $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ e implicações na metalogênese dos depósitos de sulfetos magmáticos de Ni-Cu-EPG na Província Ígnea Continental do Paraná. In: SBGq, Congresso Brasileiro de Geoquímica, 9, Resumo Expandido, p.67-92.

Morgan, J. V., Lana, C. et al. 2006. Analyses of shocked quartz at the global K/P boundary indicate an origin from a single, high-angle, oblique impact at Chicxulub. *Earth and Planetary Science Letters*, 251, 264–279.

Muniz, G. C. B. 1993. Novos moluscos da Formação Gramame, Cretáceo Superior dos Estados da Paraíba e de Pernambuco, Nordeste do Brasil. Departamento de Geologia, Universidade Federal de Pernambuco. *Publicação Especial* 1, 202 p.

Muniz, G. C. B. & Almeida, J. A. C. 1989. Perfurações em invertebrados da Formação Maria Farinha, Terciário Inferior da Bacia Pernambuco-Paraíba. In: SBG, Simpósio de Geologia, Nordeste, 13, Fortaleza, Atas, 184-187.

Nascimento-Silva, M. V., Sial, A. N., Ferreira, V. P., Neumann, V. H. M., Barbosa, A., Pimentel, M. M., Lacerda, L. D. 2011. Cretaceous–Paleogene transition at the Paraíba Basin, northeastern Brazil: carbon-isotope and mercury subsurface stratigraphies. *Journal of South American Earth Sciences*, 32:379-392.

Neumann, V. H., Barbosa, J.A., Nascimento-Silva, M. V., Sial, A. N., Lima Filho, M.L. 2009. Sedimentary development and isotope analysis of deposits at the Cretaceous/Paleogene transition in the Paraíba Basin, NE Brazil. *Revista Geologos, Polonia*). *Acta Geologica Polonica*, v. 15, p. 103-113.

Neves, S. P.; Bruguier, Olivier; Vauchez, Alain; Bosch, Delphine; Silva, Silva, J. M. R.; Mariano, G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in eastern Borborema Province (NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, v. 149, p. 197-216.

Oliveira, R. G. & Santos, E. J. 1993. Seção geológica-geofísica e inferências geotectônicas na porção centro-sul da Província Borborema. In: Congresso Internacional da Sociedade Brasileira de Geofísica, 3. Res. Expand., 1:643 747.

Pemberton, S. G., MacEachern, J. A. 1995. The sequence stratigraphic significance of trace fossils: examples from the Cretaceous Foreland Basin of Alberta, Canada. In: Van Wagoner, J.C., Bertram, G.T. (Eds.). *Sequence stratigraphy of foreland basins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir, 64, 429–475.

Renne P., Ernesto M., Pacca I. G., Coe R. S., Glen J. M., Prevót M., Perrin M. 1992a. The Age of Paraná Flood Volcanism, Rifting of Gondwanaland, and the Jurassic Cretaceous Boundary. *Science*, 258: 975-979.

Renne P. R., Deckart K., Ernesto M., Férraud G., Piccirillo E. M. 1996a. Age of the Ponta Grossa dike swarm (Brazil) and implications to Paraná flood volcanism. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 144:199-212.

Renne P. R., Glen J. M., Milner S. C., Duncan A. R. 1996b. Age of Etendeka flood volcanism and associated intrusions in southwestern África, *Geology*, 24: 659 662.

Rosseti, D. F., Truckenbrodt, W. 1989. Estudo paleoambiental e estratigráfico dos sedimentos Barreiras e Pós-Barreiras na região Bragantina, nordeste do Pará. *Bol Mus Par Emílio Goeldi, Ser Cienc Terra* 1: 25–74.

Rossetti, D. F. 2000. Influence of low amplitude/high frequency relative sea level changes in a wave-dominated estuary (Miocene), São Luís Basin, northern Brazil. *Sed Geol* 133: 295–324.

Rossetti, D. F. 2001. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *J South Am Earth Sci* 14: 77–89.

Rossetti, D. F., Santos Jr Area. 2004. Facies architecture in a tectonically influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. *J South Am Earth Sci* 17: 267–284.

Rossetti, D. F. 2006a. 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 RW, Leckie D. A. & Tillman R. W. (Eds), *Incised Valley in Time and Space: SEPM Spec Publ* 85: 199–218.

Rossetti, D. F. 2006b. Evolução sedimentar miocênica nos estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP – Ser Cient* 6: 7–18.

Sá, J. M. 2002. Geochemistry and Geochronology of Pre-Brasiliano Rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, (S.I), n. 14, p. 851-866, 2002.

Santos, E. J., Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B. 1994. Investigação Geocronológica U/Pb e Sm/Nd em Zona de Colisão Múltipla de Arcos na Região de Floresta (PE), Faixa Pajeú-Paraíba, Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, 1994, Balneário de Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*. Balneário de Camboriú: SBG, 3v., v.1, p. 247-249.

Santos, E. J. 1995a. O evento Cariris Velhos na Província Borborema: integração de dados, implicações e perspectivas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 25, p. 279-296.

Santos, E. J. 1995b. O complexo granítico Lagoa das Pedras: acreção e colisão na região de Floresta (Pernambuco), Província Borborema. São Paulo. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 219p.

Santos, E. J. 1996. Ensaio preliminar sobre terrenos e tectônica acrescionária na Província Borborema. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 39, Salvador, 1996. *Anais*, Salvador, SBG/NÚCLEO BAHIA-SERGIPE, 6:47-50.

Santos, E. J., Nutman, A. P., Brito Neves, B. B. 2004. Idades SHRIMP U-Pb do Complexo Sertânia: implicações sobre a evolução tectônica da Zona Transversal, Província Borborema. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo (SP), v. 4, n.1, p. 1-1

Souza, E. M. 1998. Levantamento Radiométrico das Unidades Estratigráficas da Bacia Paraíba. Dissertação de Mestrado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 152 p.

Souza, E. M. 2006. Estratigrafia da Sequência clástica Inferior (Andares Coniaciano-Maastrichtiano Inferior) da Bacia da Paraíba, e Suas Implicações Paleogeográficas. Tese de Doutorado, Centro de Tecnologia e Geociências, Universidade Federal de Pernambuco, 350p.

Stinnesbeck, W. & Keller, G. 1996. Environmental changes across the Cretaceous-Tertiary Boundary in Northeastern Brazil. in: Cretaceous-Tertiary mass extinctions: biotic and environmental changes. MacLeod, N. & Keller, G. (eds). W.W. Norton & Company: New York.

Taylor, P. D. & Wilson, M. A. 2003. Palaeoecology and evolution of marine hard substrate communities. *Earth-Science Reviews*, 62: 1–103.

Tinoco, I. M., 1971. Foraminíferos e a Passagem entre o Cretáceo e o Terciário em Pernambuco. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo. 147p.

Turner S., Regelous M., Kelley S., Hawksworth C., Mantovani M.M.S. 1994. Magmatism and continental break-up in the South Atlantic: high precision $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ geochronology. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 121: 333-348.