



**Universidade
Federal
de Pernambuco**

**Centro de Tecnologia e Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geociências**

ANTÔNIO VICENTE FERREIRA JÚNIOR
MAPEAMENTO E ESTUDO PETROLÓGICO DE ARENITOS DE PRAIA
(*BEACHROCKS*): EVIDÊNCIAS DA VARIAÇÃO NO NÍVEL DO MAR
NO HOLOCENO, NA COSTA CENTRAL DE PERNAMBUCO
TESE DE DOUTORADO
2010

Av. Acadêmico Hélio Ramos, s/n Cidade Universitária
CEP 50740-530 - Recife - PE - Brasil
Fone/Fax: (081) 2126.8242

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

ANTÔNIO VICENTE FERREIRA JÚNIOR

**MAPEAMENTO E ESTUDO PETROLÓGICO DE ARENITOS DE PRAIA
(*BEACHROCKS*): EVIDÊNCIAS DA VARIAÇÃO NO NÍVEL DO MAR
NO HOLOCENO, NA COSTA CENTRAL DE PERNAMBUCO**

TESE DE DOUTORADO

2010

ORIENTADORA

PROF^a. Dr^a. TEREZA CRISTINA M. DE ARAÚJO

CO-ORIENTADORA

PROF^a. Dr^a. MARCELA M. VIEIRA

ANTÔNIO VICENTE FERREIRA JÚNIOR

Geógrafo, Universidade Federal da Paraíba, 2002

Mestre em Geodinâmica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, 2005

**MAPEAMENTO E ESTUDO PETROLÓGICO DE ARENITOS DE PRAIA
(*BEACHROCKS*): EVIDÊNCIAS DA VARIAÇÃO NO NÍVEL DO MAR NO
HOLOCENO, NA COSTA CENTRAL DE PERNAMBUCO**

Tese que apresentou ao Programa de Pós-Graduação em Geociências do Centro de Tecnologia e Geociências da Universidade Federal de Pernambuco, orientada pela prof^a. Tereza Cristina M. de Araújo e co-orientada pela prof^a. Marcela M. Vieira, como preenchimento parcial dos requisitos para obtenção do grau de Doutor em Geociências, área de concentração Geologia Sedimentar e Ambiental, defendida e aprovada em 28 de maio de 2010.

Recife

2010

F383m**Ferreira Júnior, Antônio Vicente**

Mapeamento e estudo petrológico de arenitos de praia (Beachrocks) : evidências da variação no nível do mar no Holoceno, na costa central de Pernambuco / Antônio Vicente Ferreira Junior. - Recife: O Autor, 2010.

xviii 125 f., il : grafs., tabs., figs.

Tese (Doutorado) – Universidade Federal de Pernambuco. CTG. Programa de Pós-Graduação em Geociências, 2010.

Orientadora: Dra. Tereza Cristina M. de Araújo
Inclui bibliografia.e anexo.

1. Geologia sedimentar e ambiental 2. Arenitos de praia 3. Morfologia 4. Diagênese. 5. Holoceno . I. Título.

UFPE**551****CDD (22. ed.)****BCTG/2010-106**

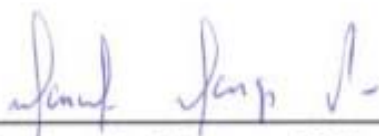
**MAPEAMENTO E ESTUDO PETROLÓGICO DE ARENITOS DE
PRAIA (BEACHROCKS): EVIDÊNCIAS DA VARIAÇÃO NO NÍVEL DO
MAR NO HOLOCENO, NA COSTA CENTRAL DE PERNAMBUCO**

ANTÔNIO VICENTE FERREIRA JÚNIOR

APROVADO:



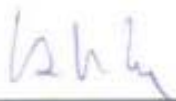
Profª. Drª. Tereza Cristina Medeiros de Araújo
28/05/2010



Profª. Drª. Marcela Marques Vieira 28/05/2010



Prof. Dr. Francisco Hilário Bezerra 28/05/2010



Profª. Drª. Helenice Vital 28/05/2010



Prof. Dr. Virgínio Henrique de Miranda Lopes
Neumann 28/05/2010

RESUMO

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização morfológica e petrológica dos arenitos de praia na zona costeira e plataforma continental interna na costa central de Pernambuco, visando reconstruir a evolução holocênica da região. De forma geral, foi possível observar que a plataforma interna dos municípios de Olinda, e particularmente de Paulista, apresenta gradientes suaves em direção costa afora, com aumento da profundidade em torno de 19 m. Na plataforma interna dos municípios de Recife e Jaboatão dos Guararapes, os valores de profundidade variam abruptamente e a morfologia é mais acidentada. A área da plataforma interna mostra várias estruturas e feições na superfície do fundo marinho, representada por três linhas de arenitos de praia, além de paleocanais, bancos arenosos, *ripples marks* e os tipos de sedimentos (areia, cascalho ou lama). Neste estudo, foram utilizadas técnicas que auxiliam na classificação e identificação de processos diagenéticos que afetaram os arenitos de praia, dentre as quais a microscopia eletrônica de varredura (MEV), a energia dispersiva de raios-X (EDX) e a concentração isotópica de C e O. Desta feita, foi permitido verificar que o arenito de praia apresenta valores de 60% a 85% do arcabouço composto por grãos detríticos de quartzo. O cimento carbonático encontrado nas amostras é constituído de calcita rica em Mg. Foi reconhecida a sequência diagenética composta por cutícula criptocrystalina; franja prismática isópaca; agregados pseudopeloidais; agregados fibro-radiais; cimento micrítico; e mosaico equante. Além dessas fases cimentantes, identificou-se marga infiltrada. Os resultados da concentração isotópica de carbono e oxigênio dos cimentos dos arenitos de praia estudados apresentaram valores de -1,12‰ a 3,52‰, para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e -0,89‰ a 0,49‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, respectivamente. Os valores isotópicos, em sua maioria (93,75% do total), correlacionam-se ao cimento marinho. Apenas uma amostra de cimento dos arenitos de praia apresentou valor fora do campo de sedimentos recentes. Estes dados indicam que a precipitação do cimento ocorreu em um ambiente marinho raso, sob a influência de água doce a partir do ambiente meteórico vadoso, de onde se conclui que as praias foram cimentadas na zona de estirâncio. A paleotemperatura dos arenitos de praia submersos variou de 22,8°C a 24,2°C, enquanto que os arenitos de praia

emersos, varia de 22,9°C a 28,2°C. Essa variação está relacionada ao aumento da profundidade e indica que a paleotemperatura da água se manteve relativamente constante durante o processo de cimentação do arenito de praia. Na área estudada, os arenitos de praia são indicadores do nível do mar e, a partir deles, foi feita a reconstrução do nível do mar no Holoceno. Foram reconhecidas duas fases distintas: a transgressiva e a regressiva. Na primeira, ocorre a subida do nível do mar a partir de 7946 anos A.P., até a elevação máxima, ocorrida há 6245 anos A.P., com um período de estabilidade do mar, compreendido entre 7035 anos A.P. e 5563 anos A.P. A segunda fase caracteriza-se pela sequência regressiva, a partir de 5000 anos A.P., ocasionando a descida do nível do mar. Nessa fase, houve a exposição e formação de feições erosionais atuais dos arenitos de praia da área estudada.

Palavras Chaves: Arenitos de praia, morfologia, diagênese, Holoceno.

ABSTRACT

The main objective of this study is the morphologic and petrologic characterization of beachrocks in the coastal zone and inner continental shelf in the central coast of Pernambuco, in order to reconstruct the Holocene evolution of the region. Overall, it was observed that the inner shelf of the cities of Olinda and in particular, Paulista, displays smooth gradients in the offshore direction, with a maximum depth of approximately 19 m. In the inner shelf of the cities of Recife and Jaboatão dos Guararapes, the depth values vary abruptly and the morphology is more rugged. The area of the inner shelf shows various structures and features on the surface of the seabed, represented by three rows of beachrocks, besides paleochannels, sandbanks, ripples marks and types of sediments (sand, gravel or mud). This study used techniques that help in the classification, composition and diagenesis of beachrocks, among which Scanning Electron Microscopic (SEM), X-ray diffraction and the isotopic composition of C and O. Thus it was possible to verify that the beachrocks has values of 60% to 85% of the framework composed of detrital grains of quartz. The carbonate cement found in the samples is composed of calcite rich in Mg. The diagenetic sequence was recognized and composed of cryptocrystalline coating; prismatic fringe isopachs; pseudo-peloidal aggregates; radial fibers aggregates; micritic cement, and equant cement. Besides these cementing phases, infiltrated marl was identified. Results from isotopic concentration of carbon and oxygen from the cements of the beachrocks studied presented values of -1,12‰ to 3,52‰, for $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ and -0,89‰ to 0,49‰ for $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, respectively. Most isotopic values (93,75% of total) are correlated to marine cement. Only one sample of cement of beachrocks showed a value outside the field of recent sediments. These data indicate that the precipitation of cement occurred in a shallow marine environment under the influence of fresh water from the vadose meteoric environment, which shows that the beaches were cemented in the intertidal zone. The paleotemperature of the submerged beachrocks ranges from 22,8°C to 24,2°C. This variation is related to increased depth and indicates that the paleotemperature of the water remained relatively constant during the cementing process of the beachrocks. In the study area, the beachrocks are indicators of sea level

and, from them, reconstruction of this level, from Holocene. Two distinct phases were recognized: the transgressive and regressive. In the first, occurs the rising of sea level from 7946 years B.P., to the maximum elevation, which occurred 6245 years B.P., with a period of stability of the sea, between 7035 years BP and 5563 years BP. The second stage is characterized by the regressive sequence, from 5000 years BP, causing a drop in sea level. At that stage, there was the exposure and formation of today's eroded sandstone features in the study area.

Key Words: Beachrock, morphology, diagenesis, Holocene.

Quanto tempo duram as obras?
Tanto quanto ainda não estão completas.
Pois, enquanto exigem trabalho.
Não entram em decadência.
(Bertolt Brecht)

AGRADECIMENTOS

Em primeiro lugar, devo os meus mais sinceros agradecimentos à Prof^a. Tereza Cristina M. de Araújo, pelos momentos disponibilizados na orientação, por suas críticas, sugestões e paciência.

Agradecimento especial à Prof^a. Marcela Marques Viera, por ter aceito o desafio da co-orientação no decorrer da pesquisa, com valiosas sugestões a respeito da formação dos arenitos de praia.

Ao Prof. Karl Stattegger, pela orientação e receptividade no período do doutorado sanduíche, na Christian Albrechts Universität zu Kiel – Alemanha. Agradeço-lhe, ainda, pela discussão referente às curvas de variação do nível do mar. E a todos os colegas do grupo de trabalho, Sedimentologie, Küsten und Schelfgeologie da Universität zu Kiel.

Agradeço, também, ao Prof. Alcides Sial, pelas análises de isótopos estáveis no LABISE, bem como ao Prof. Virgínio Neumann, pelo auxílio das análises na catodoluminescência.

À Prof^a Priska Schäfer e à Técnica de Laboratório, Ute Schuldt, pelo apoio no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura, e ao Prof. Ralph Schneider e à Andrea Hamann-Wilke, Secretária do Laboratório Leibniz do Instituto de Geociências da Universidade de Kiel, Alemanha.

Aos colegas do Laboratório de Geologia Oceanográfica (LABOGEO), Daniele Mallmann, Maria das Neves Gregório, Mirella Borba, Patrícia Mesquita e Tiago Figueiredo, pela ajuda, discussão, trabalho de campo, bem como a amizade demonstrada.

Agradeço à UFPE e ao PPGEOC, pelo apoio institucional que possibilitou a realização desta pesquisa, e à Elizabeth Galdino, pelo apoio frente à Secretaria da Pós-Graduação.

Ao CNPq, pelo apoio financeiro no Brasil, e à CAPES, pelo apoio financeiro na Alemanha. Ao DAAD, pela recepção e os quatro meses do curso de Alemão, em especial, à Maria Martinez, pelo apoio concedido aos brasileiros. Ao Projeto MAI

(FINEP/FADE/UFPE), pelo financiamento de parte dos trabalhos de campo. Além do Edital 15/2007 - Universal (MCT/CNPq), pelo financiamento para a datação do radiocarbono.

Finalmente, agradeço à minha família e a Adauto Gomes, os quais de forma indireta, contribuíram para que meu trabalho fosse realizado com êxito.

ÍNDICE

RESUMO.....	V
ABSTRACT.....	VII
LISTA DE FIGURAS.....	XIV
LISTA DE TABELAS.....	XIX
1 CONSIDERAÇÕES INICIAIS.....	1
1.1 Introdução.....	1
1.2 Relevância do tema.....	2
1.3 Objetivos.....	3
1.4 Localização da área de estudo.....	4
1.5 Contexto geológico.....	4
1.5.1 Geologia do Quaternário.....	10
2 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA.....	15
2.1 Arenitos de praia.....	15
2.1.1 Origem e ambiente de formação dos arenitos de praia.....	17
2.1.2 Processos de cimentação dos arenitos de praia.....	25
2.1.3 Arenitos de praia como indicadores da variação do nível do mar.....	27
3 PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS.....	33
3.1 Levantamento bibliográfico e cartográfico.....	33
3.2 Levantamento de campo e laboratório.....	33
3.2.1 Métodos acústicos.....	33
3.2.2 Métodos petrológicos.....	38
3.3 Etapa Final.....	42
4 FEIÇÕES MORFOLÓGICAS DA PLATAFORMA INTERNA	43
4.1 Análise da morfologia.....	43
4.2 Mapeamento sonográfico.....	49

5 COMPOSIÇÃO E DIAGÊNESE DOS ARENITOS DE PRAIA	61
5.1 Os arenitos de praia de Olinda, Recife e Jaboatão dos Guararapes.....	61
5.2 Petrografia e diagênese.....	64
5.3 Composição do cimento e morfologia.....	69
5.3.1 Catodoluminescência.....	78
5.3.2 Sequência diagenética.....	81
5.3.3 Energia dispersiva de raio X (EDX).....	83
5.4 Concentração isotópica de carbono e oxigênio.....	84
 6 EVIDÊNCIAS DE VARIAÇÃO NO NÍVEL DO MAR NO HOLOCENO NA COSTA CENTRAL DE PERNAMBUCO.....	 93
 7 CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES.....	 103
 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	 109
 ANEXO 1	

LISTA DE FIGURAS

Figura 1.1: Localização da área de estudo.....	4
Figura 1.2: Localização da Bacia Paraíba e suas subdivisões (modificado de Mabesoone e Alheiros, 1988 e Lima Filho, 1999).....	6
Figura 1.3: Parte 1: Carta estratigráfica da Bacia de Pernambuco-Paraíba. Geocronologia, ambiente deposicional, discordâncias e litoestratigrafia (Adaptada de Córdoba <i>et al.</i> 2007).....	8
Figura 1.4: Parte 2: Carta estratigráfica da Bacia de Pernambuco-Paraíba. Sessão colunar, tectônica e magmatismo (Adaptada de Córdoba <i>et al.</i> 2007).....	9
Figura 2.1: Pontos de maiores ocorrências de arenitos de praia conforme modelo proposto por Voudoukas <i>et al.</i> (2007).....	15
Figura 2.2: Distribuição dos ambientes diagenéticos em, em subsuperfície rasa, em uma ilha de areia carbonática idealmente permeável (modificado de Longman, 1980).....	22
Figura 2.3: Evolução morfológica do arenito de praia (modificado de Turner, 1999).....	23
Figura 2.4: Curva relativa do nível médio do mar construída por Angulo e Lessa (1997). Esta curva foi elaborada apenas com datações de vermetídeos.....	28
Figura 2.5: Sobreposição da curva do nível do mar elaborado por Bezerra <i>et al.</i> (2003), com a (A) curva relativa do nível do mar para a costa central do Brasil de Bittencourt <i>et al.</i> (1979) e de Suguio <i>et al.</i> (1985) e (B) com a predição glácio-isostática de Peltier (1998).....	30
Figura 2.6: Curva do nível do mar elaborado para a costa de Pernambuco. A linha sólida é a predição glácio-isostática de Peltier (1998). A linha tracejada mostra a curva eustática do modelo glacial adotado por Milne <i>et al.</i> (2005) e os pontos em verde são as idades compiladas de Dominguez <i>et al.</i> (1990) e Van Andel e Laborel (1964).....	32
Figura 3.1: Mapa de localização dos perfis batimétricos levantados, dos perfis transversais (linha branca) e pontos de coletas (pontos amarelos) de amostras de arenitos de praia para datação.....	36
Figura 3.2: Mapa de localização da coleta dos arenitos de praia para análise petrográfica.....	39
Figura 3.3: Conchas de moluscos (círculo) incrustadas no arenito de praia em Jaboatão dos Guararapes.....	42

- Figura 4.1: Mapa batimétrico da plataforma continental interna entre Paulista e Jaboatão dos Guararapes. Observar canal indicado pela seta vermelha (adaptado do Projeto MAI, 2009).....44
- Figura 4.2: Perfis transversais à costa, com destaque para o perfil C-C' que indica o local de coleta de amostras dos arenitos de praia para datação. Direção dos perfis: NW - SE.....47
- Figura 4.3: Perfis transversais relacionados aos pontos de coleta de amostras dos arenitos de praia para datação, direção dos perfis: NW - SE.....48
- Figura 4.4: Padrões de reflexão do sonar mostrando o contato entre o substrato inconsolidado (possivelmente sedimento fino a areia média) e substrato consolidado.....50
- Figura 4.5: Sonograma com padrão de substrato inconsolidado (possivelmente areia fina a média) na parte inferior da imagem e do substrato consolidado na porção superior da mesma, com mesmo tom de reflexão, no caso, homogênea clara.....51
- Figura 4.6: Padrão de reflexão do sonar mostrando substrato inconsolidado, associado a sedimentos lamosos.....52
- Figura 4.7: Padrão de reflexão do sonar mostrando substrato inconsolidado. Na parte superior evidencia-se as marcas de ondas possivelmente em depósitos de areia média, enquanto a porção inferior da imagem, com tom de reflectância semelhante, mas sendo possivelmente deposição de sedimento fino a muito fino até mesmo de lama.....53
- Figura 4.8: Sonograma com feições de substrato consolidado.....55
- Figura 4.9: Mosaico sonográfico do Município de Paulista com destaque para o padrão de alta reflexão.....56
- Figura 4.10: Mosaico sonográfico da faixa costeira do município de Olinda mostrando nítidos contatos entre os padrões de reflexão; A: Registro de uma textura lisa e homogênea-clara composta possivelmente por areia média a cascalho; e B: Registro de uma textura lisa e homogêneo-escuro possivelmente relacionada a depósitos de lama. Notar que ambas se encontram intercaladas sugerindo a presença de canais.....58
- Figura 4.11: Mosaico sonográfico da orla do Município de Recife, com dois padrões texturais bem distintos. Predominância da textura clara, em cota mais rebaixada, comparando-se com os afloramentos rochosos, em tom discrepante (círculos tracejados de cor branca), indica presença de *ripples marks*.....59

Figura 4.12: Mosaico sonográfico da orla do Município de Jaboatão dos Guararapes. Destaque para o substrato consolidado e depósitos de lama (substrato inconsolidado).....	60
Figura 5.1: Fotografia aérea oblíqua, em baixa-mar, com destaque para o arenito de praia interno no Pina e Brasília Teimosa em Recife (Fonte: CPRH, 2006).	62
Figura 5.2: Fotografia aérea oblíqua da Praia do Pina, em baixa-mar, evidenciando duas linhas de arenito, com várias interrupções ao longo do corpo (Fonte: Jaime Mendonça, 2007).....	62
Figura 5.3: Fotografia aérea oblíqua da praia de Piedade em Jaboatão dos Guararapes, observa-se que o arenito de praia não acompanha paralelamente à linha de praia (Fonte: CPRH, 2006)....	63
Figura 5.4: Aspecto típico do arenito de Olinda com superfície recoberta por organismos.....	63
Figura 5.5: Aspecto geral da lâmina com presença abundante de grãos de quartzo (Qz), flutuantes, no arcabouço.....	66
Figura 5.6: Arcabouço pobremente selecionado. Observar a presença de grãos de quartzo policristalino (Qz Pl) e franja isópaca de cristais prismáticos (setas).....	66
Figura 5.7: Detalhe de grão de plagioclásio (P).....	66
Figura 5.8: Grão de opaco.....	67
Figura 5.9: Detalhe de grão de turmalina (T).....	67
Figura 5.10: Detalhe de grão de zircão (Z)..	67
Figura 5.11: Em destaque no centro da foto, foraminífero do tipo quinqueloculina.....	69
Figura 5.12: Gastrópode recristalizado com bioerosão.....	68
Figura 5.13: Alga vermelha coralínea com estrutura reticulada típica. Setas indicam cimentação por franja isópaca de cristais prismáticos.....	68
Figura 5.14: Grão de quartzo monocristalino (Qz) incrustado por alga vermelha envolvida por franja de cristais prismáticos (seta).....	69
Figura 5.15: Duas gerações de franja de cristais prismáticos separadas por cutícula micrítica (setas).....	74

Figura 5.16: Franja de cristais prismáticos, regular e isópaca, com dimensão entre 5 e 50 μm , ao redor dos grãos de quartzo.....	74
Figura 5.17: Detalhe de cristais prismáticos, com ocorrência de pontos de sódio.....	74
Figura 5.18: Cristais prismáticos sub-perpendiculares a caóticos ao redor dos grãos..	75
Figura 5.19: Cristais prismáticos bem desenvolvidos ao redor do bivalve (B), porém ausentes ou descontínuos ao redor dos grãos terrígenos.....	75
Figura 5.20: Espaço poroso (P) ocupado por agregado pseudo-peloidal (PS) e cimento micrítico (M).....	75
Figura 5.21: Visão geral do agregado pseudo-peloidal, mostrando os cristais escalanoédricos que formam os pseudo-peloides.....	76
Figura 5.22: Agregado pseudo-peloidal (PS) ocupando espaço interpatícula. Observa-se a presença de hidróxido de ferro (setas), provável contribuição dos sedimentos terciários da Formação Barreiras.....	76
Figura 5.23: Agregado fibro-radial desenvolvido ao redor de um núcleo pseudo-peloidal.....	76
Figura 5.24: Agregados fibro-radiais, dispostos ao redor dos grãos, com dimensão, em média, de 60 μm . Amostra emersa 12, MEV.	77
Figura 5.25: Cimento micrítico no entorno do grão de quartzo.....	77
Figura 5.26: Porosidade intergranular ocupada por cristais equantes (E).....	77
Figura 5.27: Detalhe dos cristais equantes, ocupando o espaço poroso.....	78
Figura 5.28: Marga infiltrada ocupando espaço poroso com presença de foraminífero planctônico.....	78
Figura 5.29: Imagem de sob catodoluminescência (CL), mostrando o cimento micrítico sem luminescência (M) e marga infiltrada a esquerda da foto (MI), com luminescência laranja escuro.	80
Figura 5.30: Cimento pseudo-peloidal representado através da cor laranja escuro, contendo uma luminescência azul brilhante em grão de feldspato.....	80
Figura 5.31: Marga infiltrada com luminescência laranja escuro.....	81
Figura 5.32: Sequência diagenética dos arenitos de praia estudados.....	82

Figura 5.33: Composição química do quartzo.....	83
Figura 5.34: Composição química da calcita magnesiana.....	83
Figura 5.35: Composição química do feldspato. Os traços de potássio podem ser indicativo da presença do mineral ortoclásio ou microclínio.....	84
Figura 5.36: Concentração isotópica dos arenitos de praia na área em estudo.....	85
Figura 5.37: Correlação de C^{13} e O^{18} nos arenitos de praia emersos.....	88
Figura 5.38: Correlação de C^{13} e O^{18} nos arenitos de praia submersos.....	88
Figura 5.39: Distribuição de valores de $\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$ com vários tipos de carbonatos marinhos (adaptada de Moore, 2004).....	89
Figura 5.40: Correlação de Z e O^{18} nos arenitos de praia emersos.....	90
Figura 5.41: Correlação de Z e O^{18} nos arenitos de praia submersos.....	90
Figura 5.42: Correlação de Z e C^{13} nos arenitos de praia emersos.....	91
Figura 5.43: Correlação de Z e C^{13} nos arenitos de praia submersos.....	91
Figura 5.44: Distribuição de valores de temperatura e $\delta^{18}O$	92
Figura 6.1: Imagem de concha de molusco com estrutura cruzada.....	94
Figura 6.2: Detalhe da estrutura cruzada lamelar típica de aragonita.....	94
Figura 6.3: Localização das amostras utilizadas para datação por radiocarbono.....	95
Figura 6.4: Curva de envelope do nível do mar no Holoceno para costa de Pernambuco, o qual representa o nível mínimo e máximo do nível médio das marés.....	99
Figura 6.5: Comparação das curvas de envelope do nível do mar proposta por Bezerra <i>et al.</i> (2003), para a costa do Rio Grande do Norte (A) e a curva de envelope proposta por este trabalho (B).....	101
Figura 6.6: Comparação das curvas do nível do mar para a costa de Pernambuco. A curva com traços e pontos é a predição glácio-isostática de Peltier (1998). A curva envelope, é a proposta por este trabalho. A linha tracejada mostra a curva eustática do modelo glacial adotado por Milne <i>et al.</i> (2005).....	102

Figura 7.1: Vista aérea da Praia de Piedade com perfil transversal (A-B), com várias linhas de arenito de praia de acordo com Laborel (1969).....	105
---	-----

LISTA DE TABELAS

Tabela 2.1: Descrição das principais características dos arenitos de praia encontrados na literatura.....	18
Tabela 5.1: Valores percentuais da análise petrográfica dos arenitos de praia.....	65
Tabela 5.2: Distribuição do material diagenético distribuído ao longo das 27 amostras de lâminas analisadas (valores em porcentagem).....	70
Tabela 5.3: Valores de isótopos estáveis de carbono e oxigênio de cimentos carbonáticos em arenitos de praia na costa central de Pernambuco.....	86
Tabela 6.1: Localização e altura dos arenitos de praia.....	96
Tabela 6.2: Dados de datação C^{14} nos arenitos de praia.....	98

CAPÍTULO I – CONSIDERAÇÕES INICIAIS

1.1 Introdução

A plataforma continental de Pernambuco é caracterizada por uma largura média de 34 km, variando aproximadamente de 30 km no trecho sul a 40 km no extremo norte. Possui um relevo suave, com a quebra da plataforma na faixa de 60 metros de profundidade (Araújo *et al.* 2004).

A primeira tentativa de divisão estabelecida para a plataforma do Nordeste deve-se a Kempf (1970), tomando como base uma descrição meramente biológica. Este autor estabeleceu a profundidade de 35-40 m como sendo o limite entre as zonas infralitoral e circalitoral, de acordo com Peres e Picard (1964), sendo esse limite marcado pelo desaparecimento de ocorrência da fanerógama marinha *Halophila decipiens*, acompanhada de mudanças na flora algológica.

Coutinho (1976) estabeleceu a divisão da plataforma continental do Nordeste com base em estudos da morfologia e distribuição dos diversos tipos de sedimentos, propondo uma subdivisão da plataforma em três trechos:

- a) Plataforma interna: limitada pela isóbata de 20 m, com relevo suave, mostrando algumas irregularidades devido à presença de recifes, canais e ondulações. Essa plataforma é coberta por areia terrígena, com muito pouco cascalho e lama, e baixo teor de carbonato de cálcio. Os componentes bióticos são muito retrabalhados.
- b) Plataforma média: de 20 a 40 m de profundidade, com um relevo bem mais irregular, recoberto por sedimentos grossos de origem biogênica, com teor de carbonato de cálcio superior a 90 %. A cor dos sedimentos sugere que as algas incrustantes vivas sejam mais abundantes. As associações carbonáticas não mostram sinal de retrabalhamento.
- c) Plataforma externa: a partir de 40 m de profundidade, coberta com areias biodetríticas, cascalhos, algas e lamas cinza-azuladas. As *Halimeda* tendem a ser mais abundantes e o teor de carbonato de cálcio é superior a 75 %. As

associações carbonáticas são muito retrabalhadas, particularmente nas areias de algas calcárias.

Trabalhos pioneiros, como os de Ottmann (1959), Martins *et al.* (1967), Zembruski (1967), Coutinho e Moraes (1968), estudaram a plataforma continental quanto a sua caracterização morfológica e sedimentológica. Podem ser citados, ainda, os trabalhos de Mabesoone e Coutinho (1970), Kempf (1970) e o projeto REMAC (1979). Este último produziu mapas batimétricos na escala de 1:3.500.000, de toda a margem continental brasileira. Michelli *et al.* (2001) e Camargo *et al.* (2007) realizaram estudos mais detalhado da plataforma continental sul de Pernambuco, através do qual foram mapeadas três linhas de arenitos de praia submersas. Gregório (2009) descreve a plataforma continental interna do município de Recife como uma morfologia acidentada, com destaque para um canal com profundidade média de 6,4 m, e uma linha de arenito de praia submersa com 1285 m de largura.

Os trabalhos acima citados revelam uma escassez de estudos, em nível de detalhe, sobre a zona costeira e a plataforma interna pernambucana. Neste sentido, o presente trabalho, cujo enfoque são os corpos de arenitos de praia emersos e submersos, tem o objetivo de contribuir para suprir esta lacuna, tendo em vista a forte influência que estas rochas exercem sobre a atual morfologia costeira e a possibilidade que as mesmas oferecem para a interpretação de paleozonas de praias.

1.2 Relevância do tema

No litoral do Nordeste do Brasil, os arenitos de praia ou *beachrocks*, são registros significativos da sedimentação holocênica. Branner (1904) publicou um dos primeiros trabalhos referentes aos *beachrocks* do Nordeste, sendo considerado um marco nos estudos mais detalhados desses corpos. Segundo este autor, “não existe fenômeno mais notável na costa nordestina do que os recifes rochosos”.

Do ponto de vista geomorfológico, estes arenitos de praia constituem um importante agente de proteção contra a erosão marinha, uma vez que dissipam a energia das ondas, e possibilitam o aprisionamento de sedimentos na zona de estirâncio. Além disso, a disposição contínua dessas rochas serve como um sistema

de proteção natural à costa. Portanto, o estudo dessas rochas, usualmente desenvolvidos através de inúmeras técnicas (sensoriamento remoto, petrografia microscópica, datação por C^{14} , entre outras), constitui uma ferramenta eficaz na compreensão da atual morfologia costeira, uma vez que possibilita a interpretação de paleoambientes, a determinação de paleoníveis marinhos e o entendimento da evolução costeira no Holoceno.

Apesar dos estudos existentes sobre a zona costeira de Pernambuco, poucos abordam diretamente o seu modelo evolutivo. Assim, há informações escassas que subsidiem a compreensão da sua dinâmica atual. Neste contexto, esta pesquisa visa contribuir para a elaboração de um modelo evolutivo costeiro, a partir de análises geofísicas, petrográficas e geoquímicas dos corpos de arenitos de praia, e poderá ser utilizada no monitoramento ambiental eficiente da referida zona costeira.

1.3 Objetivos

O objetivo principal deste trabalho é a caracterização morfológica e petrológica dos arenitos de praia na zona costeira e plataforma continental interna na costa central de Pernambuco, visando reconstruir a evolução holocênica da região. Os objetivos específicos são:

- Identificar os arenitos de praia emersos e submersos;
- Caracterizar a morfologia e integrar com imagens do fundo marinho;
- Descrever e compreender os processos de diagênese envolvidos na litificação dos arenitos de praia;
- Reconstituir antigos ambientes marinhos da área de estudo através da análise isotópica de oxigênio e de carbono nos cimentos;
- Datar conchas nos arenitos de praia, para elaboração de curvas de variação do nível do mar;
- Avaliar e comparar as curvas de variação do nível do mar geradas com as existentes no Brasil.

1.4 Localização da área de estudo

A área de estudo está incluída na plataforma continental de Pernambuco, e abrange de norte para sul, os municípios de Paulista, Olinda, Recife e Jaboatão dos Guararapes (Fig. 1.1). Limita-se a sul pela foz do Rio Jaboatão e a norte pela foz do Rio Timbó.

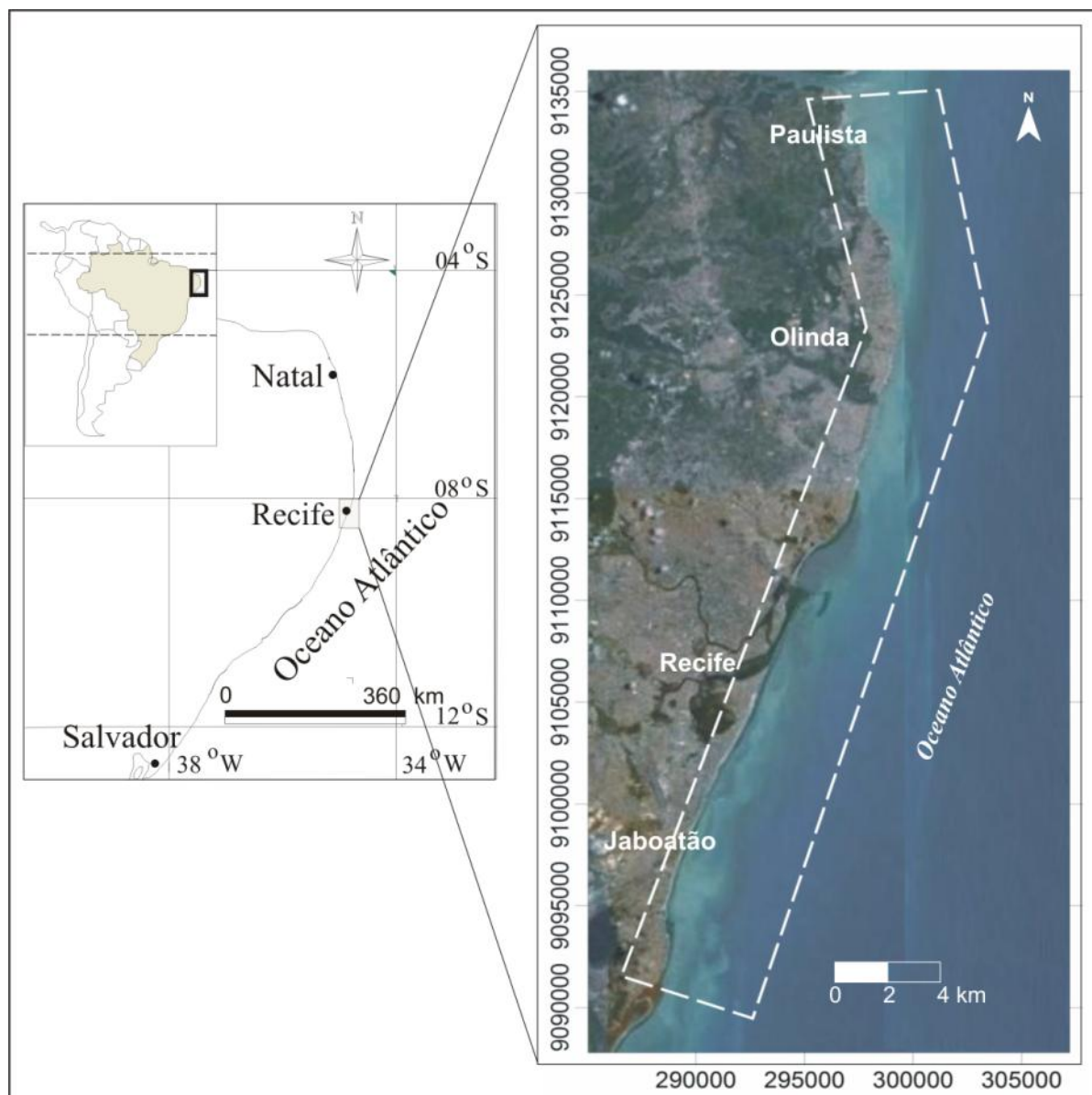


Figura 1.1: Localização da área de estudo.

1.5 Contexto geológico

A faixa costeira de Pernambuco apresenta sequência sedimentar acumulada na Bacia Pernambuco-Paraíba, sendo que os municípios de Paulista e Olinda estão inseridos na Bacia Paraíba e os municípios de Recife e Jaboatão dos Guararapes na Bacia Pernambuco (Fig. 1.2).

A Bacia Paraíba limita-se, a norte, pelo Alto de Touros, com a Bacia Potiguar, a sul, pelo Lineamento Pernambuco na Bacia Pernambuco. Lima Filho (1999) reconheceu diferenças estratigráficas e estruturais entre as bacias Paraíba e Pernambuco. Para esse autor, ocorre, na Bacia Pernambuco, a estrutura de um rifte, vulcanossedimentar, não observada ao norte, na Bacia Paraíba. Nesta última, ocorrem várias exposições de plataformas carbonáticas neocretáceas e paleógenas, principalmente entre Recife e João Pessoa.

Estudo publicado por Barbosa *et al.* (2003) estabeleceu como limite da extensão sul da Bacia Paraíba, o Alto de Mamanguape (PB), região a partir da qual não se verifica continuidade do Arenito Beberibe, da Formação Itamaracá e da sequência carbonática. O norte da Bacia Paraíba envolve a Sub-bacia Canguaretama, a qual faz parte de uma área de transição, tendo maior afinidade com a Sub-bacia Natal pertencente à Bacia Potiguar (Fig. 1.2).

Córdoba *et al.* (2007) apresentaram uma nova litoestratigrafia da Bacia de Pernambuco-Paraíba. Nesse estudo, os autores descrevem sequências deposicionais e os principais eventos magmáticos, tectônicos e erosivos reconhecidos ou inferidos nessa bacia, baseados em dados de geologia de superfície e subsuperfície, dados sísmicos e gravimétricos, além de datações geocronológicas (Fig. 1.3, partes 1 e 2). A carta estratigráfica proposta para a evolução desta margem continental brasileira apresenta discordâncias mais ou menos expressivas, representadas por superfícies de erosão e/ou deposição, com continuidade através da bacia e ocorrendo desde as porções proximais até as distais. Os autores apresentam as sequências deposicionais e suas respectivas unidades litoestratigráficas de forma individualizada de acordo com os estágios tectônicos rifte e drifte.

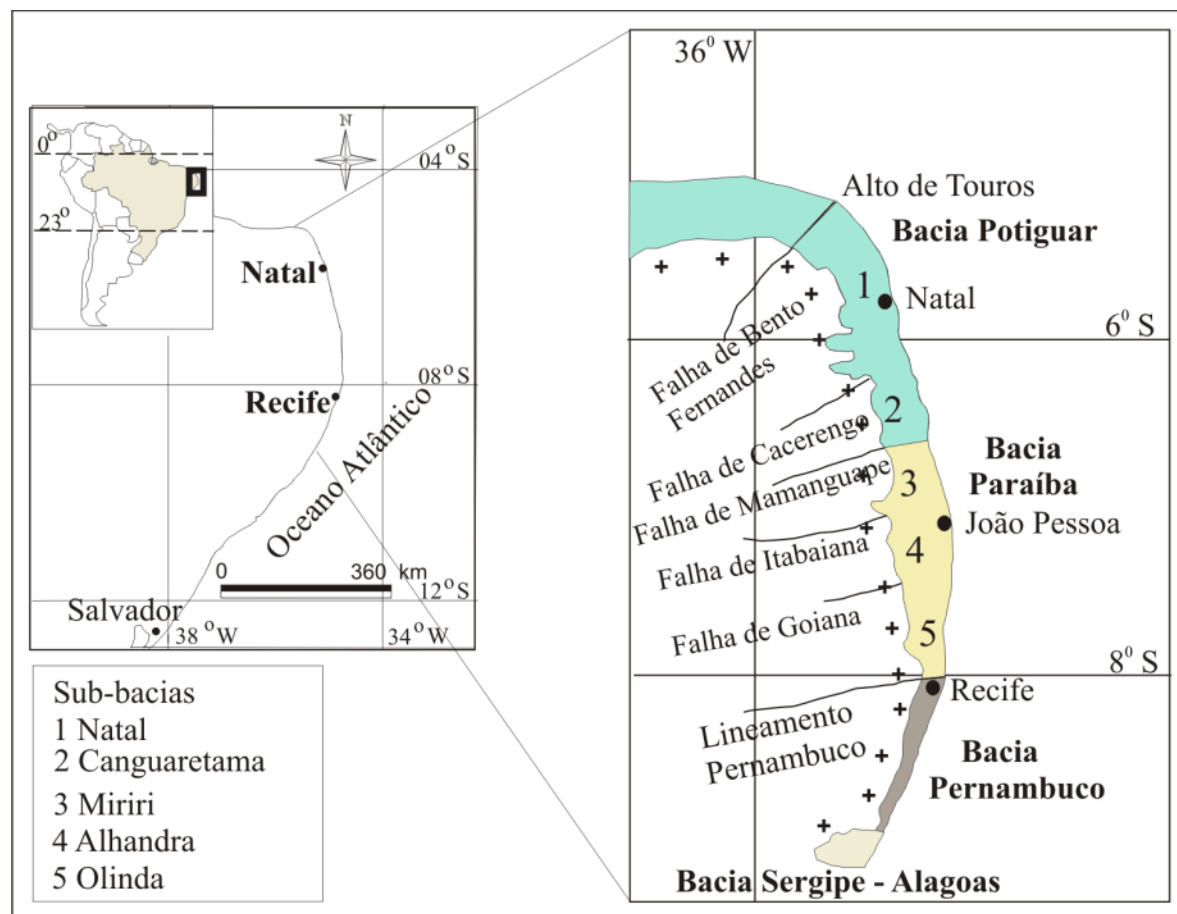


Figura 1.2: Localização da Bacia Paraíba e suas subdivisões (modificado de Mabesoone e Alheiros, 1988 e Lima Filho, 1999).

A Sequência Drifte Transgressiva foi dividida em duas sequências de mais alta frequência, denominadas de K82-K86 do Cenomaniano inferior/Turoniano inferior e K88-K130 correspondente ao Turoniano superior a Maastrichtiano superior. Tais seqüências são limitadas, no topo, pela discordância do Maastrichtiano. A Sequência Drifte Regressiva, por sua vez, foi dividida em duas sequências de ordem superior, denominadas de E10-N10, de idade Paleoceno inferior/Mioceno inferior, e a N20-N50 do Mioceno médio/Plioceno, separadas por uma importante discordância do Mioceno inferior.

No que tange à Sequência Rife, denominada K82-K86, de idade Aptiano-Albiano, é representada pela Formação Cabo (leques aluviais continentais) e a Suíte Ipojuca (suíte vulcânica), as quais ocorrem na Bacia de Pernambuco.

Datações radiométricas descritas por Córdoba *et al.* (2007) evidenciam e corroboram informações referentes à fase rife da Bacia de Pernambuco-Paraíba, a qual se prolongou até o Neo-Albiano. Considerando que a ruptura da crosta

continental e a consequente criação da crosta oceânica ocorreram após o estágio rifte, pode-se afirmar que, nessa bacia, tais eventos tenham ocorrido no limiar Neo-Albiano/Eocenomaniano. Sendo assim, nas bacias vizinhas, a formação de crosta oceânica tem idade mais antiga. Os autores concluem que a região hoje ocupada pela Bacia de Pernambuco-Paraíba constituía o último elo entre os continentes Sul-Americano e Africano.

A Bacia de Pernambuco é formada por sistemas de leques aluviais e lacustres depositados em contexto tectonicamente ativo, que pode ser verificado através de falhas de borda acompanhadas de cunhas conglomeráticas, feições de crescimento dos pacotes sedimentares, bem como pelo alojamento sintectônico de rochas subvulcânicas encaixadas na Formação Cabo (Córdoba *et al.* 2007).

Lima Filho (1998), descreve a Bacia Pernambuco, da base para o topo, pelas formações Cabo (seção rifte), Estiva e Algoduais, sendo que estas últimas fazem parte do evento pós-rifte. Segundo Lima Filho *et al.* (2006), a seção pós-rifte corresponde aos sedimentos depositados durante o estágio de margem passiva. Na Bacia de Pernambuco, a Formação Estiva compreende carbonatos plataformais de idade Cenomaniano/Turoniano, enquanto na Bacia da Paraíba a sedimentação teve início, provavelmente, na faixa costeira após o Turoniano, ocorrendo os depósitos que originaram as formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha.

A Bacia Paraíba encontra-se depositada sobre o embasamento pré-cambriano, constituído predominantemente por gnaisses, migmatitos, micaxistos e granitóides diversos. Internamente, é composta por unidades sedimentares (rochas carbonáticas e areníticas), com idades que variam do Cretáceo ao Neógeno, reconhecidas apenas em subsuperfície, já que seus depósitos se encontram recobertos por sucessões sedimentares mais jovens. Sua litoestratigrafia apresenta as formações Beberibe, Itamaracá, Gramame e Maria Farinha. Recobrimo este arcabouço, ocorrem a Formação Barreiras, sedimentos de praia e aluviões.

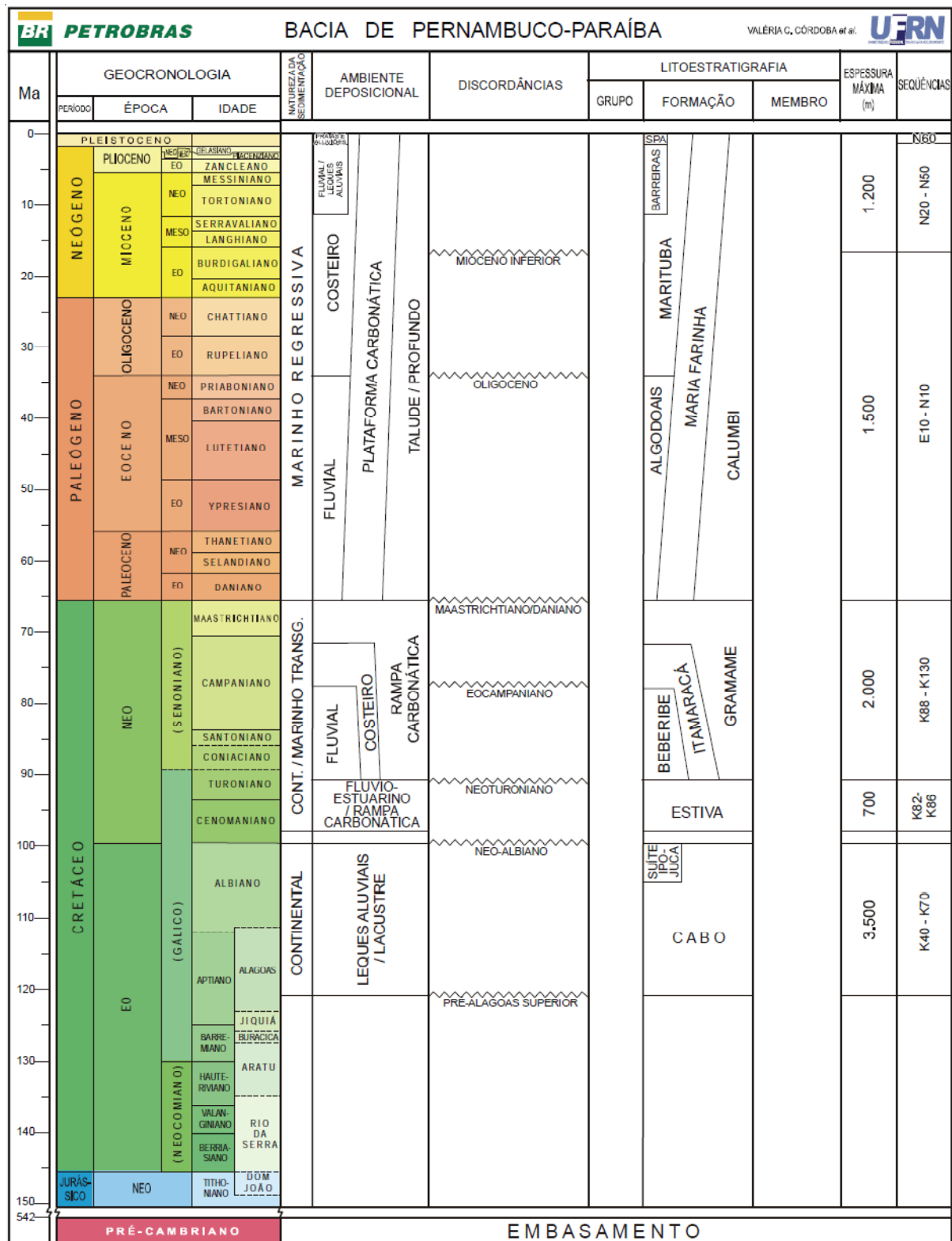


Figura 1.3: Parte 1: Carta estratigráfica da Bacia de Pernambuco-Paraíba. Geocronologia, ambiente deposicional, discordâncias e litoestratigrafia (Adaptada de Córdoba *et al.* 2007).

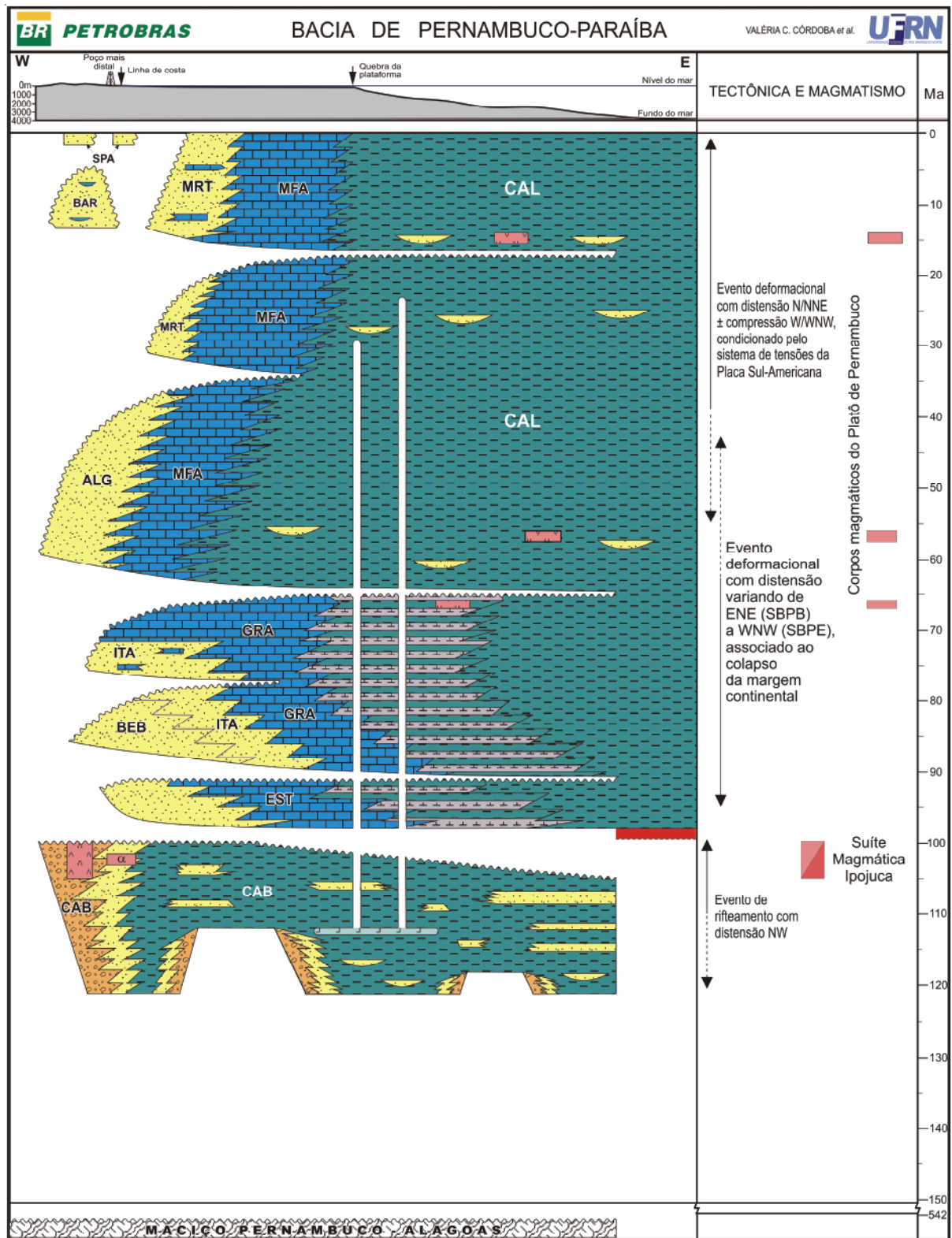


Figura 1.4: Parte 2: Carta estratigráfica da Bacia de Pernambuco-Paraíba. Sessão colunar, tectônica e magmatismo (Adaptada de Córdoba *et al.* 2007).

1.5.1 Geologia do Quaternário

Um dos trabalhos pioneiros referentes ao Quaternário de Pernambuco foi produzido por Carvalho e Coutinho (1979), que buscaram interpretar os diversos eventos deposicionais ocorridos na região da Lagoa Olho d'Água, em Jaboatão dos Guararapes, principalmente durante o Pleistoceno Superior – Holoceno.

Também podem ser citados os trabalhos de Mabesoone e Alheiros (1988), Lima Filho e Alheiros (1991), Dominguez *et al.* (1990), Neumann (1991), Sampaio (1991), Medeiros (1991), Martins (1991), Guerra (1991), Duarte (1993), Coutinho *et al.* (1993), entre outros, que tratam da identificação das feições quaternárias do Estado de Pernambuco.

A região costeira de Pernambuco é caracterizada por depósitos tércio-quaternários, representados por sedimentos da Formação Barreiras, além de diversos depósitos sedimentares quaternários, incluindo Terraços Marinhos Pleistocênicos e Holocênicos, depósitos atuais de praia, depósitos de mangues, depósitos de sedimentos eólicos (paleodunas e dunas móveis), depósitos de sedimentos flúvio-lagunares, recifes de corais e de algas calcárias e rochas praias (Dominguez *et al.* 1990, Mabesoone e Alheiros, 1988).

- Formação Barreiras

O termo “Barreiras” foi utilizado, pela primeira vez, por Branner (1902), que estudou o litoral brasileiro, classificando as rochas desta unidade como sedimentos clásticos, de textura diversa, variando de argilitos a conglomerados.

A Formação Barreiras é constituída, principalmente, por quartzo-arenitos a sub-arcóseos, de colorações variadas (creme, vermelho, laranja, roxo, etc.), moderadamente selecionados, com aspecto maciço, ocasionalmente com níveis argilosos e silticos intercalados (Alheiros e Lima Filho, 1991).

Quanto à litologia, predominam rochas areno-argilosas, com intercalações de siltitos e conglomerados. Os argilitos por vezes se apresentam puros e em grandes extensões, podendo formar, nestes casos, depósitos economicamente viáveis para extração de caulim. A coloração pode variar de tons avermelhados a esbranquiçados,

estando ou não intercalados. São de modo geral sedimentos pouco consolidados. No entanto, apresentam lentes de arenito fino a grosso fortemente cimentadas por óxido de ferro, observáveis principalmente ao longo das falésias e nos vales dos rios principais (Gomes *et al.* 1981).

- Terraços Marinhos Pleistocênicos

Os terraços de idade pleistocênica estão associados à transgressão denominada por Bittencourt *et al.* (1979), de “penúltima transgressão”, terraços esses cujos topos se encontram em média, de 8 a 10 m de altitude. São depósitos constituídos por areias quartzosas, caracterizadas pela ausência de conchas de moluscos, os quais foram dissolvidas pelos ácidos húmicos, bem como pela presença de estruturas sedimentares e tubos fósseis, que confirmam sua origem marinha. Ocorrem na porção mais interna da planície costeira, parcialmente paralelos à linha de costa, e possuem largura variável entre 0,5 km e 1 km.

- Terraços Marinhos Holocênicos

São terraços posicionados na porção mais externa da planície costeira. De idade holocênica, estão relacionados à transgressão denominada “última transgressão” (Bittencourt *et al.* 1979). As areias quartzosas inconsolidadas que compõem esses terraços podem conter conchas de moluscos em bom estado de conservação. A característica marcante desses depósitos é a presença de antigos cordões litorâneos, pouco espessos, os quais são bem reconhecidos tanto em campo como em fotografias aéreas. Esses depósitos podem atingir altura de até 4,0 m, mas, em determinados locais, chegam a alguns centímetros da preamar atual. São corpos alongados, parcialmente paralelos à linha de costa e atingem largura de até 2,0 km.

- Depósitos atuais de praia

São depósitos modernos constituídos predominantemente por areias quartzosas, variando desde areia fina a grossa, cascalhos, conchas de moluscos, entre outros. Correspondem a uma zona de transição entre o ambiente aquático e o terrestre. Apresentam-se como uma faixa estreita e de forma retilínea e ocorrem

diretamente na linha de costa, podendo ser mais desenvolvidas em função da maior disponibilidade de sedimentos.

Estes depósitos atuais de praia se desenvolvem em ambientes altamente dinâmicos que constantemente se ajustam às condições da energia de ondas geradas pelos ventos, das correntes litorâneas, das marés e de suas oscilações de longos períodos. Desta forma, a zona da praia tem uma importância fundamental na proteção da zona costeira, já que dissipam a ação direta da energia do oceano.

- Depósitos de mangues

Nas áreas da zona costeira, onde o gradiente de declividade é quase nulo, e que estão sujeitas à ação das marés, podem se desenvolver ambientes estuarinos onde são gerados os depósitos de mangue. Estes locais possuem alto teor de salinidade, águas mornas e salobras e matéria orgânica em quantidade, possibilitando o desenvolvimento de manguezais.

Na área estudada, observam-se essas características nos seguintes locais: (i) Estuário do Rio Timbó, na divisa entre Igarassu e Paulista; (ii) Estuário do Rio Paratibe, em Paulista; (iii) Estuário do Rio Beberibe, na divisa entre Olinda e Recife; (iv) nos estuários dos rios Capibaribe, Jiquiá e Tejipió, em Recife; e (v) Estuários dos rios Jaboatão e Pirapama, em Jaboatão dos Guararapes (Projeto MAI, 2009).

Os depósitos de mangue são constituídos por sedimentos finos variando de sílticos a argilosos. Os sedimentos apresentam coloração cinza-escuro a preta. Esses bancos compostos de sedimentos finos (silte+argila) aparecem nas margens e na foz dos rios, devido ao efeito da floculação por gravidade bem como da baixa energia nesse setor, mesmo quando da ocasião das preamares.

Estes depósitos possuem características geológicas e biológicas específicas, destacadas dos demais depósitos lagunares pela sua importância ambiental e por constituírem ambientes muito frágeis (Alheiros e Lima Filho, 1991). De acordo com Coelho *et al.* (2004), o manguezal, no Estado de Pernambuco, é composto, principalmente, pelo mangue vermelho (*Rhizophora mangle*), mangue siriúba (*Avicennia schaueriana*), mangue branco (*Laguncularia racemosa*) e mangue de botão (*Conocarpus erectus*).

- Depósitos de sedimentos eólicos

Os depósitos eólicos quaternários incluem paleodunas e dunas móveis, que se desenvolveram pela interação de vários fatores, tais como: variação do nível do mar, mudanças climáticas e processos dinâmicos costeiros. As paleodunas são sedimentos eólicos atualmente fixados pela vegetação. Por outro lado, as dunas móveis são aquelas que, por serem destituídas de vegetação, estão sujeitas ao retrabalhamento eólico.

Em geral, na área estudada, as praias são desprovidas de dunas, com exceção de algumas ocorrências de baixa expressão nas praias de Boa Viagem e Pina.

- Depósitos flúvio-lagunares

São encontrados nas desembocaduras dos rios que atingem o litoral e se compõem de sedimentos areno-argilosos, em geral constituídos por areias quartzosas, de coloração branco-acinzentada, cuja granulometria varia da fração areia fina à fração conglomerática.

Sua origem está relacionada à Última Transgressão e à regressão subsequente que preencheu os vales escavados com sedimentos fluviais. Exemplos dessas unidades são as lagoas Olho d'Água, em Jaboatão dos Guararapes, e a do Araçá, em Recife.

- Recifes de corais e de algas calcárias

O mais completo trabalho sobre corais da costa de Pernambuco deve-se a Laborel (1967). Esses recifes holocênicos são constituídos, em sua maioria, de corpos alongados e descontínuos, com eixo maior paralelo à linha de costa. Suas maiores dimensões individuais variam muito, desde uma centena de metros até cerca de 10 km de extensão.

Maida e Ferreira (2004) apresentam um estudo referente aos corais na costa brasileira, que se estendem, sobretudo, do Cabo de São Roque, no Rio Grande do Norte, até o sul do estado da Bahia. Entre as 18 espécies de corais identificadas por este estudo, 8 delas são endêmicas de águas brasileiras, onde contribuem para a

formação de estruturas que não são encontradas em nenhuma outra parte do mundo, o que os tornam particularmente importantes.

De acordo com estes autores, os ambientes recifais encontram-se em acelerado processo de degradação. Evidências mostram fortes impactos que são ocasionados pela ação antrópica. Os recifes mais próximos a grandes cidades estão sujeitos a uma maior depreciação, como as práticas de uso de solo que aumentam a sedimentação, poluição doméstica e agrícola, exploração exagerada dos organismos recifais e atividades turísticas predatórias. Além disso, ancoragem inadequadas, vazamentos de óleos de barcos a motor, lixo e pisoteio nos recifes, podem estar comprometendo o futuro desses ambientes.

A localização e a morfologia desses recifes sugerem uma íntima associação com os arenitos de praia, os quais servem de substrato para seu desenvolvimento. Associado aos corais, ocorre um grande desenvolvimento de algas calcárias, especialmente no lado externo, onde a ação das ondas é mais forte (Laborel, 1967). Contudo, não há registros de perfurações que indiquem a composição e a espessura das estruturas de recifes de coral na área em estudo.

De acordo com Leão *et al.* (1985), os corpos recifais localizados próximos à costa apresentam um corpo truncado, decorrente da frequente exposição subaérea, durante a baixa mar. O resultado disso foi a erosão de suas partes mais altas, quando as mesmas foram expostas subaereamente durante a regressão que sucedeu à Última Transgressão.

- Arenitos de praia

Os arenitos de praia dessa região foram descritos pela primeira vez por Darwin (1841) que se referiu aos arenitos calcíferos com fragmentos de conchas e raros seixos, alinhados paralelamente à linha de costa. Contudo, foi Branner (1904) quem propôs que os arenitos de praia representariam antigas linhas de praia, consolidadas por carbonato de cálcio. Como estas rochas constituem o objeto de estudo da presente tese, as mesmas serão tratadas, com maior grau de detalhe, no capítulo seguinte.

CAPÍTULO 2 – REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

Neste capítulo serão abordados a origem e o ambiente de formação dos arenitos de praia, bem como o papel dos mesmos como indicadores de variação do nível do mar.

2.1 Arenitos de praia

Os arenitos de praia ou *beachrocks* são sedimentos litificados na zona intermaré e cimentados por carbonato de cálcio. Estão dispostos paralelamente à linha de costa e apresentam uma forma alongada e estreita. De acordo com Russel (1962), a ocorrência desses corpos está restrita às regiões tropicais e subtropicais ou ao cinturão quente entre as latitudes de 35° N e 35° S. Entretanto, alguns autores como Rey *et al.* (2004), Kneale e Viles (2000), Omoto (2001), Vousdoukas *et al.* (2007), apontam a presença de *beachrocks* em zonas temperadas e frias, mesmo que sejam corpos com formação incipiente como na Espanha, Portugal, Itália, Grécia, Escócia, Japão, entre outros, conforme pode ser observado na figura 2.1.

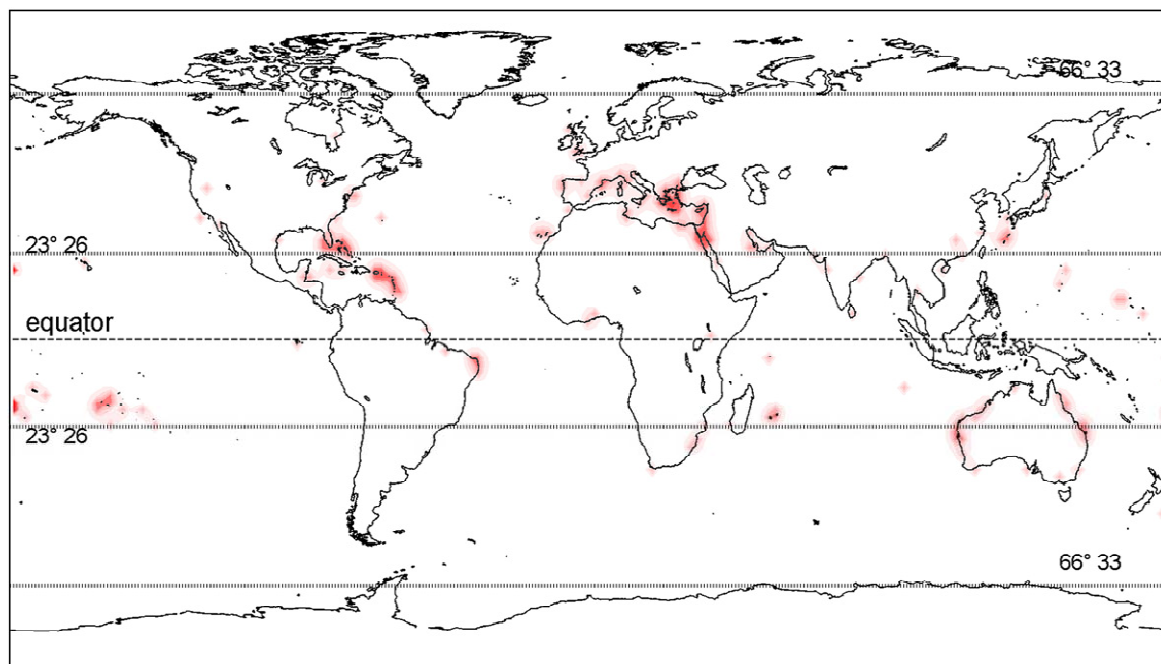


Figura 2.1: Pontos de maiores ocorrências de arenitos de praia conforme modelo proposto por Vousdoukas *et al.* (2007).

Os primeiros estudos sobre os arenitos de praia foram divulgados por Darwin (1841) e Branner (1904). Posteriormente, surgiram diversos trabalhos que se dedicaram ao estudo dos arenitos de praia no Nordeste brasileiro, com destaque para os trabalhos de Andrade (1955), Van Andel e Laborel (1964), Mabesoone (1964), Moraes (1967), Ferreira (1969), Bigarella (1975), Coutinho e Farias (1979), Assis *et al.* (1990), Oliveira *et al.* (1990), Caldas (1996), Bezerra *et al.* (1998), Amaral (2000), Guerra (2000), Caldas (2002), Guerra *et al.* (2005), Bezerra *et al.* (2005), Ferreira Jr. (2005), Caldas *et al.* (2006), Vieira e De Ros (2006), Vieira *et al.* (2007), entre outros.

Diversos autores, a exemplo de Ginsburg (1953), Mabesoone (1964), Alexandersson (1972), Davies e Kinsey (1973), Beier (1985), El-Sayed (1988), Strasser *et al.* (1989), Gischler e Lomando, (1997), Jones *et al.* (1997) apontam que os arenitos de praia são formados através da precipitação carbonática, incluindo vários tipos de cimentação de calcita e aragonita, sendo litificados na zona litorânea com um a dois metros de profundidade. Encontram-se dispostos paralelamente à linha de costa na forma de faixas longas e estreitas, separadas umas das outras por depressões, onde são depositadas areias ou lamas.

Conforme já foi ressaltado, Branner (1904) foi o primeiro a fornecer descrições mais detalhadas sobre os arenitos de praia, no litoral nordestino. As principais características encontradas por ele são as seguintes:

- O arenito de praia é composto principalmente por grãos de areia de quartzo, cimentados por carbonato de cálcio, o qual, durante a maré baixa, fica totalmente exposto. São corpos com largura de 5 m até uma centena de metros e comprimento de poucos a vários quilômetros;
- Acompanham a costa nordestina, desde o norte do Estado do Ceará até Porto Seguro, no Estado da Bahia;
- Geralmente, são retilíneos e quando se curvam, fazem-no suavemente;
- Quando os arenitos de praia ocorrem juntamente com os recifes de coral, eles ficam sempre mais para o sentido do continente, em relação às formações recifais.

O termo arenito de praia vem sendo amplamente discutido por diversos autores, sendo traduzido diretamente do inglês *beach rock* ou *beachrock*. Bigarella

(1975) criticou a terminologia, já que as estruturas sedimentares encontradas nestes corpos são características da antepraia e sugeriu o termo *reef sandstone* (arenito de recife). Dominguez *et al.* (1990), alegando que o termo recife, sob o ponto de vista sedimentológico, estaria associado a uma construção orgânica, propuseram a denominação de “bancos de arenito” para estes corpos. Por último, Suguio (1992) sugeriu o termo “rocha praial” ou “recife rochoso”. Neste trabalho, optou-se pelo uso do termo “arenito de praia”, por considerar que as denominações “banco” e “recife” possuem uma conotação genética, o termo “rocha” também não se aplica pelo fato de que além dos arenitos cimentados por carbonatos, são encontrados, ao longo de toda a costa nordestina, os arenitos cimentados por óxido de ferro, associados à Formação Barreiras, que também são “rochas de praia”. Outro aspecto que justifica o termo arenito de praia relaciona-se a sua composição mineralógica, a qual se apresenta em torno de 90 % de quartzo na fração areia, isto é, no intervalo entre 2 e 0,0625 mm.

2.1.1 Origem e ambiente de formação dos arenitos de praia

O cimento dos arenitos de praia tem sido estudado em várias partes do mundo. Como exemplos, podem ser citados os trabalhos realizados no sul da costa leste dos Estados Unidos (Ginsburg, 1953), Mar Mediterrâneo (Alexandersson, 1972), Austrália (Davies e Kinsey, 1973), Bahamas (Beier, 1985), Egito (El-Sayed, 1988), Tunísia (Strasser *et al.*, 1989), Belize (Gischler e Lomando, 1997), entre outros. Apesar disto, não é possível atribuir a um único tipo de processo (evaporação, mistura de água doce e salgada, atividades metabólicas por algas ou bactérias, etc) a causa da cimentação nestas rochas. A tabela 2.1 apresenta uma seleção de principais características descritas na literatura referentes aos arenitos de praia.

O processo de cimentação, de acordo com Coutinho e Farias (1979), estaria relacionado a quatro processos, (i) percolação e litificação em profundidade, (ii) evaporação da água salgada e aquecimento na superfície, (iii) mistura de água doce e salgada e (iv) atividade metabólica por algas ou bactérias.

Tabela 2.1: Descrição das principais características dos arenitos de praia encontrados na literatura. Qz: Quartzo; felds: feldspatos; biocl: bioclastos; HMC: calcita altamente magnesiânica; LMC, calcita pobremente magnesiânica.

Referência	Localidade	Idade (anos AP)	Altura c/ relação ao NMM (m)	Arcabouço	Cimento
Alexandersson (1972)	Mar Mediterrâneo	-	- 0.5	Qz, felds, biocl	Calcita magnesiânica
Aliotta <i>et al.</i> (2009)	Bahía Blanca (Argentina)	-	+ 0.5	Qz, felds, hematita	Calcita magnesiânica micrítica
Amieux <i>et al.</i> (1989)	Togo (África)	5000 - 2890	-	Qz, felds, minerais pesados, biocl	Calcita magnesiânica, micrítica
Beier (1985)	São Salvador (Bahamas)	-	+ 1	-	Aragonita, micrítica
Bezerra <i>et al.</i> (2003)	Rio Grande do Norte (Brasil)	7460 - 110	- 0.5 - + 3.9	-	Calcita magnesiânica
Caldas <i>et al.</i> (2006)	Rio Grande do Norte (Brasil)	5940 - 1810	- 1.1 - + 2.7	-	-
Calvet <i>et al.</i> (2003)	Ilhas Canárias (Espanha)	33330 - 14940	+ 1.5	Qz, grãos vulcânicos	Aragonita fibrosa, HMC
Cooray (1968)	Sri Lanka (Ásia)	-	+ 0.8	Qz, biocl, minerais pesados	-
Desruelles <i>et al.</i> (2004)	Mikonos (Grécia)	4860 - 440	- 3.8 - + 0.1	Qz, mica, felds, minerais pesados, biocl	Calcita magnesiânica, peloidal, micrítica
El-Sayed. (1988)	Egito (África)	-	-	Qz, biocl, felds	HMC, micrítica
Erginal <i>et al.</i> (2008)	Mar Egeu (Turquia)	2280 - 1420	- 1 - + 0.6	Qz, felds, biotita, minerais opacos	HMC
Font e Calvet (1997)	Ilha Reunião (Oceano Índico)	-	-	Grãos vulcânicos, biocl	HMC, aragonita
Ginsburg (1953)	Florida (USA)	-	+ 2.1	-	Aragonita acicular
Gischler e Lomando (1997)	Belize (América Central)	1435 - 345	+ 2	Qz, oóides, microorganismos	Aragonita, HMC, cimento do tipo meniscus
Guerra <i>et al.</i> (2005)	Ilha de Itamaracá (Brasil)	-	+ 0.4	Qz, biocl	Aragonita, HMC, LMC

Hanor (1978)	Ilhas Virgens (Mar do Caribe)	-	+ 0.4	-	LMC
Holail e Rashed (1992)	Egito (África)	-	+ 0.4	Qz, biocl, fragmentos de rochas	HMC, aragonita acicular
Jones <i>et al.</i> (1997)	Nova Zelândia (Oceania)	-	-	Grãos vulcânicos, microorganismos	-
Kindler e Bain (1993)	São Salvador (Bahamas)	965	-1	Calcário, biocl	Calcita magnesiana, aragonita fibrosa
Kneale e Viles (2000)	Escócia (Reino Unido)	-	-	Qz, biocl, felds, glauconita	Aragonita, calcita micrítica
Maxwell (1962)	Ilha Heron (Austrália)	-	-	Qz, biocl	Aragonita
Meyers (1987)	Hawai (USA)	-	-	Grãos vulcânicos, biocl	HMC
Michelli (2008)	Vietnam	6721 - 642	+ 0.2 - +1.65	Qz, felds, fragmentos de rocha, glauconita biocl,	HMC, aragonita
Moore (1973)	Ilhas Cayman (Mar do Caribe)	-	-	Qz, biocl	Aragonita acicular, calcita magnesiana micrítica
Moura <i>et al.</i> (2007)	Algarve (Portugal)	5851 - 2417	+ 0.6 - +2.8	Qz, minerais pesados	-
Neumeier (1999)	Mar Vermelho (Egito)	1908 - 1685	+ 0.5	Qz, biocl	Aragonita acicular, micrítica
Neumeier (1999)	Austrália (Oceania)	1950 - 1710	+ 0.6	Qz, biocl	Aragonita, micrítica
Omoto (2001)	Ilhas Nansei (Japão)	3960 - 400	+ 1.3	-	Calcita, aragonita
Pirazolli <i>et al.</i> (1997)	Calábria (Itália)	2990	+ 1	-	-
Rey <i>et al.</i> (2004)	Galícia (Espanha)	2280 - 1045	-	Qz, felds, fragmentos de rochas, minerais pesados, biocl	Calcita magnesiana
Russel (1962)	Caribe	-	+ 0.3 - + 0.9	Grãos vulcânicos, calcário, Qz, biocl	Calcita
Siesser (1974)	África do Sul (África)	25860	+ 2	Qz, biocl	Aragonita fibrosa, calcita magnesiana micrítica

Siesser (1974)	Moçambique (África)	910	-	Qz, moluscos, fragmentos de rochas	Aragonita fibrosa c/ traços de padrão micrítico
Spurgeon <i>et al.</i> (2003)	Flórida (USA)	4300 - 1880	- 3.0 – + 1.2	Qz, biocl	Calcita magnesiana, esparítica
Stoddart e Cann (1965)	Belize (América Central)	-	+ 0.4	-	Aragonita, calcita
Strasser <i>et al.</i> (1989)	Tunísia (África)	3470	+ 0.3	Oóides, microorganismos	Aragonita, cimento do tipo meniscus
Strasser e Strohmenger (1997)	Sinai (Egito)	-	-	Qz, biocl	Aragonita, micrítica
Thomas (2009)	Golfo de Mannar (Índia)	3630 - 2160	+ 0.5 – + 3.4	Qz, felds, biocl	-
Turku (1982)	Tailândia (Ásia)	-	+ 1.0	Qz, felds, biocl	HMC, aragonita
Vieira e De Ros (2006)	Rio Grande do Norte (Brasil)	7460 - 110	- 0.5 – + 3.9	Qz, felds, minerais pesados, biocl, laterito	HMC
Wagle (1990)	Costa Oeste da Índia	5200 - 1100	0 – + 4	Qz, felds, minerais pesados, biocl, fragmentos de rochas	Aragonita, LMC
Webb <i>et al.</i> (1999)	Austrália	-	+ 3	-	Aragonita, calcita magnesiana

Com relação ao ambiente de formação, Branner (1904), Russel (1962), Mabesoone (1964), Bigarella (1975), Muehe e Ignara (1984), sugeriram que os arenitos de praia se formam em um ambiente de zona inframaré superior, com profundidade máxima de 2 m, e são posteriormente cimentados por carbonato de cálcio, sendo finalmente expostos pela remoção de areia na zona de praia.

Uma classificação do ambiente de cimentação carbonática é apresentada por Longman (1980), que sumarizou a diagênese dos carbonatos, a partir da descrição dos tipos de textura, composição dos cimentos e porosidade. Os ambientes diagenéticos são divididos em quatro modalidades: zona vadosa, zona freática de água doce ou meteórica, zona freática de mistura de água doce e salgada e zona freática marinha.

A zona vadosa é uma região subaérea, situada abaixo da superfície e acima do nível superior das águas subterrâneas, pode estar presente tanto no ar quanto na água nos poros dos sedimentos desta zona. A água encontrada é geralmente meteórica (chuva), não saturada em CaCO_3 , apresenta-se sob a forma de finas películas que envolvem os grãos pelas forças capilares ou dispõe-se sobre os grãos, como gotas. A solução é um importante processo na zona vadosa, uma vez que a água em contato com os sedimentos carbonáticos entra em equilíbrio com estes, dissolvendo-os.

A zona vadosa pode ser subdividida em duas partes, que são representadas pela zona do solo ou zona de solução e a zona de precipitação ou zona de franja capilar. A zona de solução está localizada na parte superior da zona vadosa, mas pode estender-se até mesmo de dezenas a centenas de metros, dependendo da localização do topo do lençol de água subterrânea e também da habilidade da água meteórica em tornar-se saturada em carbonato de cálcio. Os processos presentes nesta zona causam uma dissolução do carbonato de cálcio e dos grãos de aragonita, que são susceptíveis à lixiviação pela água, originando, geralmente, porosidade nos sedimentos. A zona de precipitação ocorre quando a água, contendo CaCO_3 em solução, evapora, ou se a pressão parcial do CO_2 decresce. A água torna-se saturada em calcita e a evaporação ou a perda de CO_2 possibilitam a precipitação de calcita equante de granulometria fina, sob a forma de cimentos pendulares ou meniscos.

A zona freática de água doce está entre a zona vadosa e a de mistura de água doce e salgada. Todos os espaços nos poros são preenchidos com água meteórica, contendo variável quantidade de carbonato dissolvido. Muitas das águas meteóricas podem entrar na zona freática de água doce diretamente pela zona vadosa.

A diagênese deste ambiente é muito complexa devido às variabilidades na taxa de migração dos fluidos, ao grau de saturação, à composição da rocha hospedeira, bem como à química do fluido. Entretanto, esta zona pode ser simplificada em três partes: de solução, saturada ativa e saturada estagnada. A zona de solução caracteriza-se pela ocorrência de lixiviação; a saturada ativa, pela recristalização de grãos acompanhada de extensa cimentação calcítica intergranular, e a saturada estagnada, pelo neomorfismo sem cimentação.

A zona freática de mistura de água doce e salgada é gerada através da mistura de dois ambientes: o freático marinho e o freático de água doce. Exemplos de cimentos produzidos nesta região são raros, possivelmente por três fatores: a extensão e o volume pequeno desta zona em relação às zonas freáticas marinha e de água doce, o estado relativamente estagnado da água e a migração constante da zona devido a variações de marés e águas meteóricas. A diagênese nesta zona de mistura é ainda pouco compreendida e o processo diagenético na zona de mistura mais importante é a dolomitização.

A zona freática marinha é caracterizada quando os espaços porosos estão com água salgada. Este ambiente pode ser subdividido em duas zonas: zona estagnada e zona ativa. Na primeira, a movimentação da água através dos sedimentos é baixa ou lenta e a cimentação quase não ocorre, ao passo que na segunda, a movimentação da água combinada com outros processos resulta em cimentação. Os cimentos dominantes são aragonita fibrosa e calcita magnesiana micrítica.

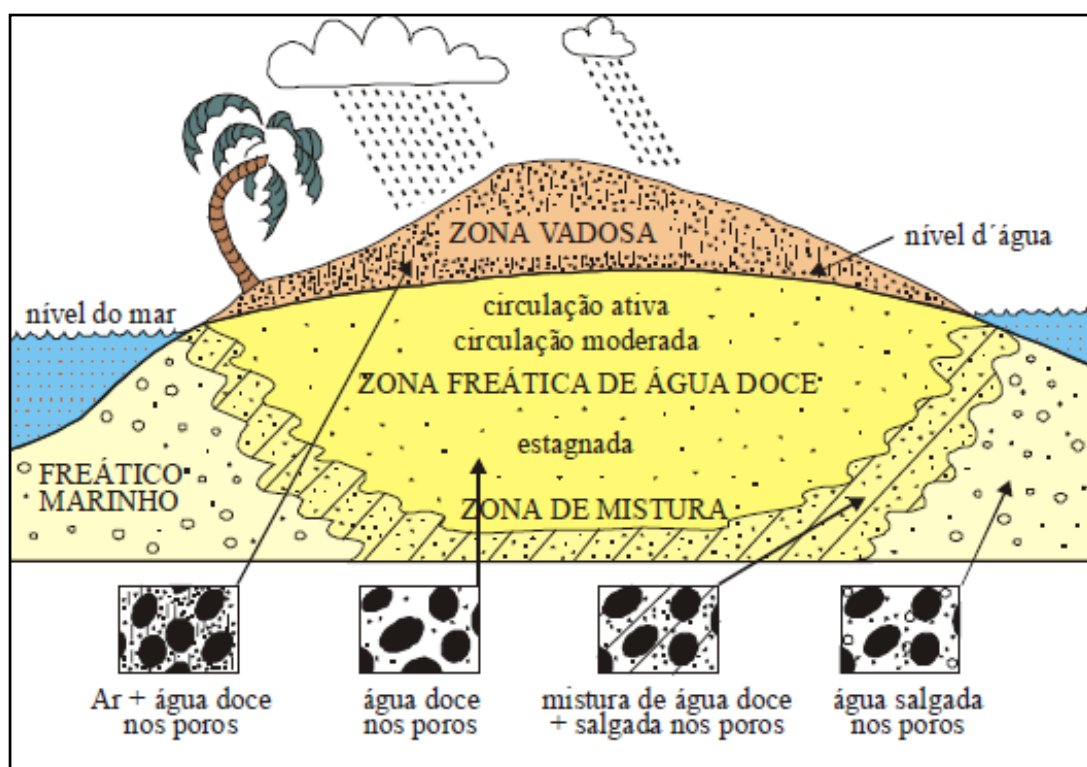


Figura 2.2: Distribuição dos ambientes diagenéticos em, subsuperfície rasa, em uma ilha de areia carbonática idealmente permeável (modificado de Longman, 1980).

Turner (1999) propôs um modelo de evolução da morfologia dos arenitos de praia em cinco fases distintas (Fig. 2.3). Inicialmente, ocorre a precipitação de carbonato e, conseqüentemente, a formação do arenito de praia na zona subaérea, onde há interação entre a água do lençol freático e a cunha salina. Através de um processo erosivo na zona de estirâncio¹, a rocha fica exposta, ficando sujeita à colonização e endurecimento, ao mesmo tempo em que é erodida pelas ondas.

Esta exposição ao longo de várias décadas leva à formação de fraturas e canais de escoamento entre os arenitos de praia. Estes fenômenos podem ser sucessivos, formando várias linhas de arenitos paralelos à costa. A formação destes ambientes influencia no regime de transporte e deposição de material no sistema praiar, acentuando o transporte paralelo por deriva no interior dos canais e atenuando o transporte perpendicular por correntes de retorno.

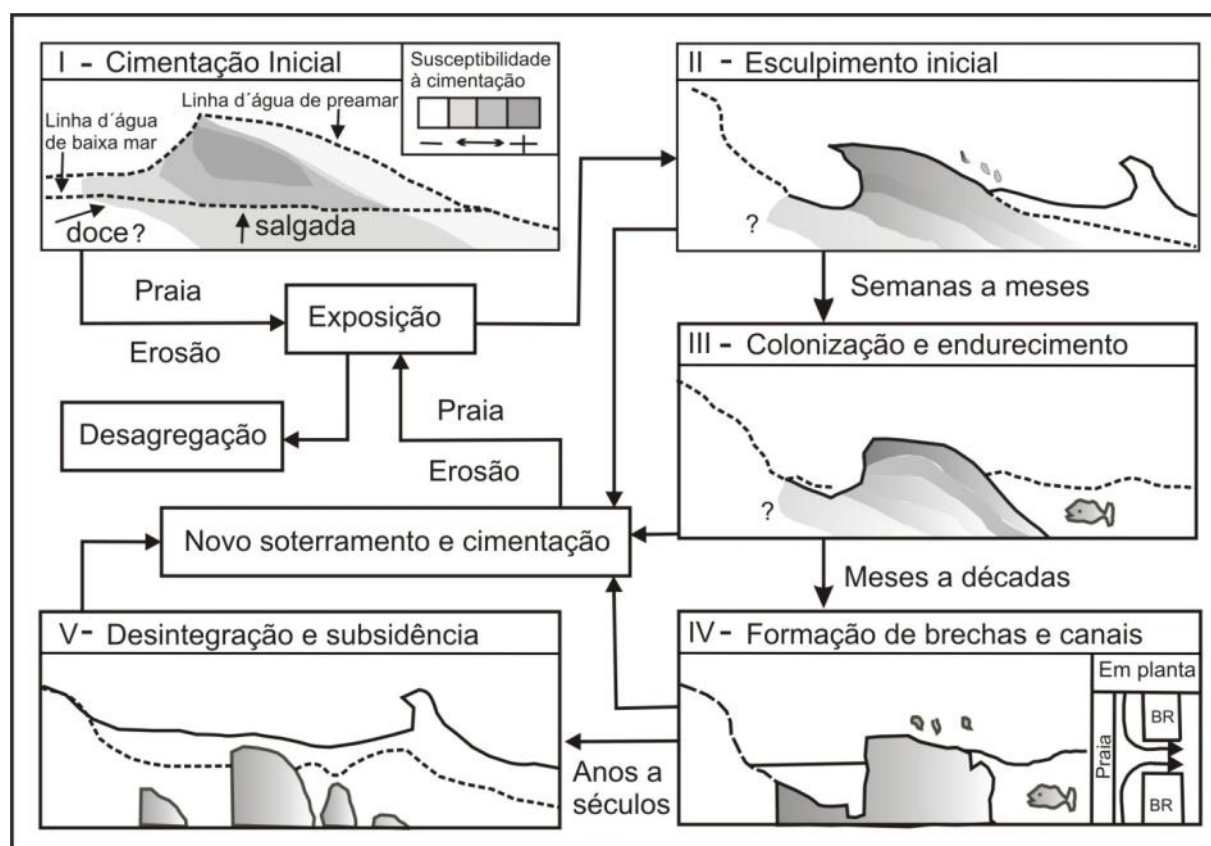


Figura 2.3: Evolução morfológica do arenito de praia (modificado de Turner, 1999)

¹ Também denominada de praia, é o setor entre os níveis de maré alta e maré baixa, normalmente sofre ação das marés e os efeitos do espriamento após arrebenção das ondas (Suguio, 1992).

Mabesoone (1964) explicou a origem dos arenitos de praia, no Nordeste, seguindo o modelo de Russel (1962), segundo o qual, a litificação ocorreria a partir do contato das águas do lençol freático com as águas salgadas, dissolvendo o carbonato das areias e precipitando-o em forma de calcita. De acordo com este autor, os arenitos de praia são compostos, principalmente, por grãos de quartzo, com percentual variando de 20 % a 80 %, e fragmentos carbonáticos, como algas, moluscos, corais e equinodermatas. Esta composição é concordante com aquelas descritas por Assis *et al.* (1990) e Oliveira *et al.* (1990), tendo sido relatada também a presença de fragmentos de rochas cristalinas nos corpos de arenito do litoral da Bahia (Ferreira, 1969). Os arenitos mostram uma distribuição granulométrica irregular e um baixo grau de seleção, podendo variar de areia a seixo (Bigarella, 1975).

Apesar de não se conhecer exatamente se a origem dos arenitos de praia é devida a um único fator ou a um conjunto de fatores, sabe-se que seu tempo de formação é extremamente rápido. Friedman (1998) comprovou que a cimentação num ambiente praial pode ocorrer em um prazo extremamente curto. A experiência ocorreu nas Bahamas com uma lata de sardinha que, ao longo de um ano, já havia acumulado aproximadamente 383 g de material carbonático oolítico cimentante.

Russel (1959) mostrou que os arenitos de praia podem se formar em apenas centenas de anos. Mabesoone (1964) também descreveu a formação atual destes arenitos na cidade de Recife. De fato, não é rara a ocorrência de objetos modernos completamente cimentados por cimento carbonático.

As estruturas sedimentares dos arenitos de praia e suas características texturais são diagnósticos do tipo de ambiente deposicional no qual foram formados e da energia hidrodinâmica a que estavam submetidos no momento da deposição, sendo normalmente bem preservados. Vieira e De Ros (2007) reconheceram as seguintes litofácies, em arenitos de praia, ao longo da costa do Rio Grande do Norte: conglomerado maciço a incipientemente estratificado, conglomerado e arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo, arenito com estratificação cruzada tabular-planar e acanalada de média escala, arenito conglomerático bioturbado por *Skolithos* e arenito maciço.

Após a litificação, os arenitos de praia podem sofrer modificações na geometria, em função de cursos fluviais, lagos e lagoas, dunas, dentre outras alterações ocorridas nas últimas centenas de anos. Da mesma forma, ações antrópicas ocorridas em um intervalo de tempo ainda menor, como aterros, dragagens, retificação de canais fluviais, uso da rocha na construção civil, dentre outras, podem influenciar na dinâmica dos processos físicos e químicos associados à formação dos corpos de arenito de praia.

2.1.2 Processos de cimentação dos arenitos de praia

De acordo com pesquisas realizadas por Coutinho e Farias (1979), a origem do cimento está relacionada à precipitação de carbonatos da água do mar, a partir da evaporação da água intersticial, por processos físico-químicos ou por crescimento microbiológico que produzem calcita magnesiana. Segundo Moore (1973), o cimento depende das características químicas e físicas das águas a partir das quais ele foi precipitado. A calcita é a forma de CaCO_3 normalmente precipitada a partir da água doce e marinha, enquanto que a aragonita é comumente precipitada a partir de soluções de alto potencial iônico, como a água do mar (Komar, 1976). Stoddart e Cann (1965) sugeriram dois estágios de cimentação: inicialmente precipitaria a aragonita e, posteriormente, a calcita preencheria as cavidades.

Dentre as diversas teorias referentes ao processo de cimentação para a formação dos arenitos de praia, vários autores descrevem alguns mecanismos que apontam os principais fatores responsáveis, em diferentes localidades. Entre outros, podem ser apontados os estudos de Ginsburg (1953), Russel (1962), Maxwell (1962), Stoddart e Cann, (1965), Moore (1973), Strasser *et al.* (1989), que sugeriram:

- 1) precipitação de calcita altamente magnesiana e aragonita da água do mar como resultado das elevadas temperaturas, supersaturação e/ou evaporação do CaCO_3 ;
- 2) baixa precipitação de calcita e aragonita a partir da mistura de água doce subterrânea com água do mar;

3) alta precipitação de calcita magnesiana e aragonita por desgaseificação de CO₂ a partir de sedimento água capilar;

4) precipitação de carbonato de cálcio micrítico como um subproduto da atividade microbiológica.

Para Ginsburg (1953) e Scoffin (1970), a evaporação da água do mar é o principal agente de cimentação dos arenitos de praia. A concentração progressiva dos íons, além do cálcio, aumentaria a saturação de CaCO₃ e provocaria a precipitação de aragonita e calcita magnesiana.

Embora existam vários trabalhos sobre o assunto, ainda não há um consenso quanto ao processo de cimentação, se ligado exclusivamente à água do mar, sob influência de água doce subterrânea; se originário da mistura de água doce e marinha, ou ainda de ordem biogênica.

A calcita altamente magnesiana e aragonita são cristais de cimentos precoces precipitados na zona intermaré. Após a fase de precipitação, estes cristais metaestáveis são submetidos a processos de substituição, adotando mudanças complexas na sua morfologia e textura, usualmente através da mudança do ambiente (Longman, 1980; Beier, 1985; Meyers, 1987; Gischler e Lomando, 1997; Font e Calvet, 1997; Spurgeon *et al.* 2003).

Os principais tipos de cimentos observados na literatura são: aragonita micrítica, aragonita acicular, calcita magnesiana micrítica, calcita magnesiana peloidal e calcita magnesiana paliçada. Este tema é bem descrito nos trabalhos de Meyers (1987), Strasser *et al.* (1989) e Amieux *et al.* (1989). Diversos autores mostram como incide a distribuição dos cimentos. Para Strasser e Stromehger (1997), esta correlação está ligada diretamente ao tipo de substrato, onde a calcita ocorre principalmente em arenitos de praia siliciclásticos e a aragonita, em arenitos de praia carbonáticos. Além disso, a calcita é normalmente precipitada a partir da água doce e a aragonita, a partir da água do mar (Moore, 1973; Stoddart e Cann, 1965).

A calcita magnesiana é definida com concentração de mais de 5% moles MgCO₃ (Milliman, 1974), entretanto os cimentos marinhos precoces contêm entre 12% e 18% de calcita magnesiana (Alexandersson, 1972). Os cimentos micríticos são definidos como compostos de cristais inferiores a 4 µm (Folk, 1959).

2.1.3 Arenitos de praia como indicadores da variação do nível do mar

De acordo com Suguio *et al.* (1985), as flutuações do nível relativo do mar resultam das variações reais do nível marinho (eustasia) e das modificações do nível dos continentes (tectônica e isostasia), além de causas influenciadas pelo aquecimento global e alterações por especificidades locais, relacionadas às atividades humanas em zonas costeiras.

O aumento da temperatura das águas de superfície dos oceanos, a diminuição do gelo polar e o aprisionamento da radiação solar pela atmosfera têm sido apontados como causas principais da variação atual do nível do mar.

O nível do mar atual, segundo Martin *et al.* (1982), é algo que se pode medir e observar, tanto ao longo de praias como no meio dos oceanos, neste caso, graças à geodésia por satélite. De acordo com esses autores, os níveis marinhos pretéritos devem ser reconstruídos a partir de indicações fornecidas pelas antigas linhas de costa. Para Suguio *et al.* (1985) é necessário um número suficientemente grande de antigas posições dos níveis relativos do mar, cobrindo um setor da costa, para poder estabelecer uma curva de variações para o setor, no intervalo de tempo considerado.

Suguio *et al.* (1985) chegaram à conclusão de que grande parte do litoral brasileiro esteve submersa até cerca de 5.100 anos AP, incluindo duas rápidas oscilações, seguidas de emersão. A transgressão no litoral brasileiro foi em média 5 m acima do nível relativo do mar atual. Essa fase transgressiva foi responsável pela atual morfologia das planícies costeiras holocênicas que ocorrem ao longo da margem continental brasileira.

Suguio *et al.* (1985) e Suguio (1999), com base em dados de datações de conchas em sambaquis e em depósitos sedimentares, elaboraram curvas de variação do nível relativo do mar para os últimos 7.000 anos. O litoral brasileiro foi dividido em vários setores, desde a cidade de Salvador (BA) até a região de Itajaí-Laguna (SC). De acordo com os referidos autores, o nível relativo do mar teria alcançado o ponto máximo de 5 m há aproximadamente 5.100 anos AP. Além disso, teria havido uma rápida oscilação do nível do mar de 2 m a 3 m com durações de 400 a 500 anos AP, com uma tendência de elevação do nível do mar em torno de 5 m,

correspondendo às oscilações secundárias, após a transgressão marinha pós-glacial ocorrida há 5.110 anos AP.

Estudo realizado por Angulo e Lessa (1997) apresenta uma crítica às propostas de curvas de nível do mar para o Brasil, ao analisarem as regiões de Paranaguá (PR) e Cananéia (SP). De acordo com esses autores, as datações dos vermetídeos sugerem que o nível do mar máximo, no fim da transgressão marinha pós-glacial, era em torno de 3,5 m e não mais do que 4 m. Os autores mostram uma tendência consistente de descida do nível do mar após o máximo alcançado nos últimos 5.100 anos AP, mas sem nenhuma indicação de oscilação secundária (Fig. 2.4).

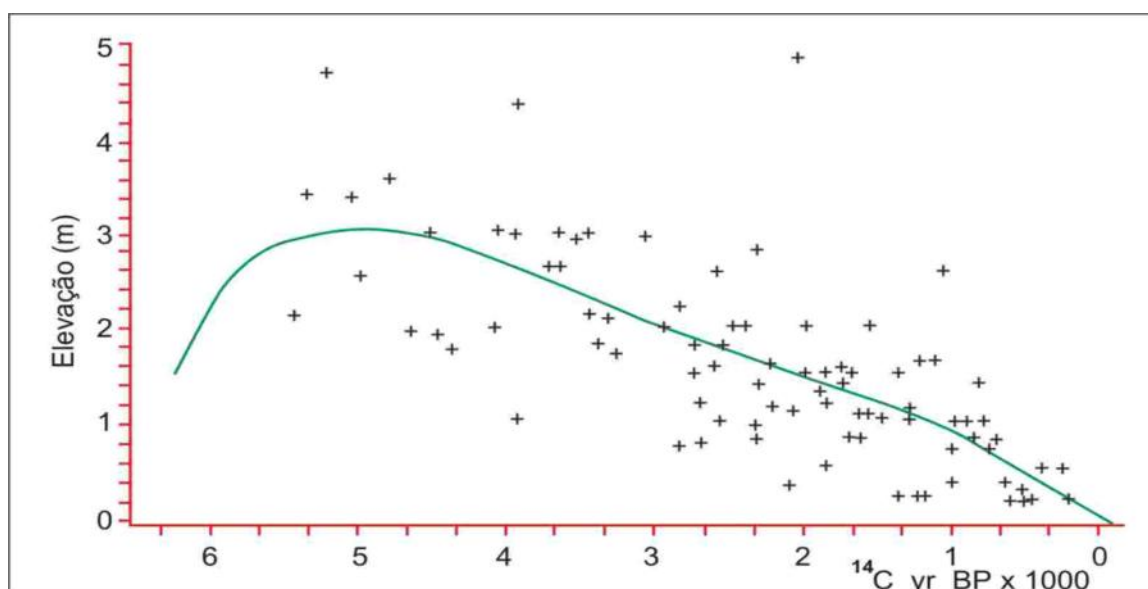


Figura 2.4: Curva relativa do nível médio do mar construída por Angulo e Lessa (1997). Esta curva foi elaborada apenas com datações de vermetídeos.

Martin *et al.* (2003) questionam os dados de Angulo e Lessa (1997) que construíram a curva do nível do mar baseada exclusivamente em dados de apenas um indicador (vermetídeos), os quais forneceria somente uma parte da informação sobre o sentido da variação, sem indicar a posição exata do nível relativo do mar. Os mesmos utilizaram diferentes indicadores disponíveis para reconstruir a curva do nível do mar para diversos locais da costa brasileira: Rio do Fogo (RN), Salvador (BA), Ilhéus (BA), Caravelas (BA), Vitória (ES), Paraíba do Sul (RJ), entre outros, chegando à conclusão de que durante os últimos 7.000 anos, a costa central brasileira esteve sujeita a uma fase de submersão que durou até 5.100 anos AP, seguidos por

uma descida do nível do mar. Tal descida no nível do mar não era contínua, mas foi interrompida por duas oscilações de alta frequência .

Dentre os diversos indicadores utilizados na construção de curvas do nível do mar, tais como os vermetídeos, conchas, fragmentos de madeira e sambaquis, os arenitos de praia também são utilizados como excelentes indicadores da variação do nível do mar.

Mabesoone e Rolim (1973) consideram os arenitos como evidências das fases de elevação do nível do mar, onde cada fase de subida menor do mar constituía uma linha de arenito de praia submersa por transgressões plio-pleistocênicas. Suguio (1999) analisa que o estudo detalhado da granulometria e das estruturas sedimentares primárias dessas rochas pode fornecer indicações sobre os ambientes praias onde foram sedimentadas e, desta maneira, definir com precisão de cerca de 50 cm, a posição do nível médio do mar por ocasião da sua deposição.

Bezerra *et al.* (2003) estabeleceram a história do nível do mar na costa do Rio Grande do Norte, a partir de 48 datações pelo método de radiocarbono, usando o modelo relativo de mudança do nível médio do mar. As datações foram realizadas em amostras de conchas de moluscos, depósitos de turfas, recifes de coral, vermetídeos incrustados nos arenitos de praia e planícies de maré. A curva do nível do mar para essa região apresenta uma ascensão relativamente rápida, ficando entre 7.100 - 5.800 anos cal. AP, mantendo-se estável até aproximadamente os 5.000 anos cal. AP, com elevação em torno de 2.5 - 4.0 m, o que ocasionou um recuo do litoral na região. O nível do mar baixou imediatamente e elevou-se outra vez há 2.100 – 1.100 anos cal. AP, tendo por resultado um segundo recuo do litoral no Holoceno.

Com o propósito de comparar com curvas de nível médio do mar existentes, Bezerra *et al.* (2003) sobrepuseram a curva envelope da área em estudo com a curva relativa do nível do mar para a costa central brasileira elaborado por Bittencourt *et al.* (1979) e Suguio *et al.* (1985) e ainda com a predição glácio-isostática gerada pelo modelo global do nível do mar de Peltier (1998). Através da sobreposição, foi possível observar que há discrepâncias notáveis entre a curva para a costa central do Brasil e a curva envelope do Rio Grande do Norte. Bezerra *et al.* (2003) observaram, ainda, que a curva glácio-isostática de Peltier (1998) cai quase inteiramente dentro da

curva envelope para a área do estudo. Contudo, entre 2.100 anos cal. AP e 1.100 anos cal AP, ocorre uma queda na predição glácio-isostática de Peltier (1998), o que não é observado na curva para a costa do litoral do Rio Grande do Norte (Fig. 2.5).

Através da comparação entre a curva relativa do nível do mar para a costa central brasileira e a predição glácio-isostática, Bezerra *et al.* (2003) concluíram que os eventos locais contribuíram para as mudanças do nível do mar. Fatores como tectonismo ou padrões de ondas e de ventos dificultam a generalização para o registro do nível do mar. Desse modo, os autores sugerem que as curvas do nível do mar construídas para a costa brasileira possuem confiabilidade apenas no âmbito regional ou mesmo local.

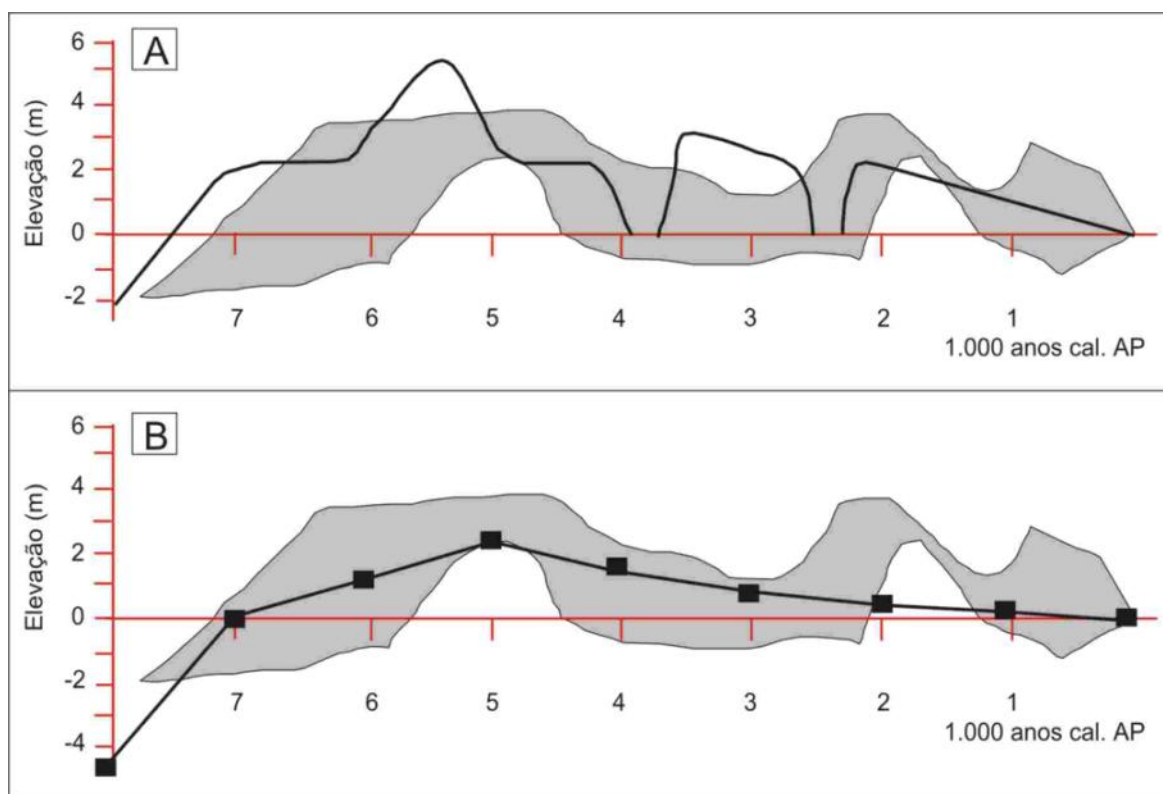


Figura 2.5: Sobreposição da curva do nível do mar elaborado por Bezerra *et al.* (2003), com (A) a curva relativa do nível do mar para a costa central do Brasil de Bittencourt *et al.* (1979) e de Suguio *et al.* (1985) e (B) a predição glácio-isostática de Peltier (1998).

Barreto *et al.* (2004) também utilizaram conchas do arcabouço dos arenitos de praia, como indicadores de variação do nível do mar no litoral do Rio Grande do Norte. As datações, neste estudo, revelaram idades que variam do Meso-Holoceno até o presente. Os corpos mais extensos apresentam idades mais antigas, isto é, entre

7.400 – 5.600 anos cal. A.P. e o outro grupo varia entre 5.310 – 4.380 anos cal. A.P. Os autores concluíram que a altura do paleonível marinho pode representar o momento de desaceleração da subida do nível relativo do mar.

Caldas *et al.* (2006) e Stattegger *et al.* (2006) apresentaram uma nova curva do nível do mar, a partir de conchas em arenitos de praia e planícies de maré, na costa do Rio Grande do Norte. Os resultados das datações em arenitos de praia na zona intermaré indicaram que o nível médio do mar estava há 1,3 m acima do atual durante os 5.900 anos A.P.

Para o Estado de Pernambuco, Dominguez *et al.* (1990) apresentaram 18 datações pelo método C^{14} , realizadas em depósitos paleolagunares, arenitos de praia, corais, algas coralinas e incrustações de vermetídeos. Os resultados apontaram dois grandes episódios transgressivos quaternários. O primeiro, pleistocênico, com um máximo atingido há 120.000 anos A.P., sendo representado por terraços marinhos com alturas de 7 a 11 m acima da preamar atual e, o segundo, holocênico, com máximo de 5.000 anos A.P. Assim, como outras áreas da costa do Brasil, os autores sugerem ter havido na costa de Pernambuco, de uma maneira geral, uma gradativa descida do nível do mar, nos últimos 5.000 mil anos A. P., até o presente.

O modelo proposto por Milne *et al.* (2005) para o litoral de Pernambuco a partir de compilações no estudo de Dominguez *et al.* (1990) e Van Andel e Laborel (1964), ambos com datações em praias do município de Cabo de Santo Agostinho, apresenta, em geral, uma queda relativa no nível do mar, que é bem representada a partir de 7.000 anos A.P. (Fig. 2.6).

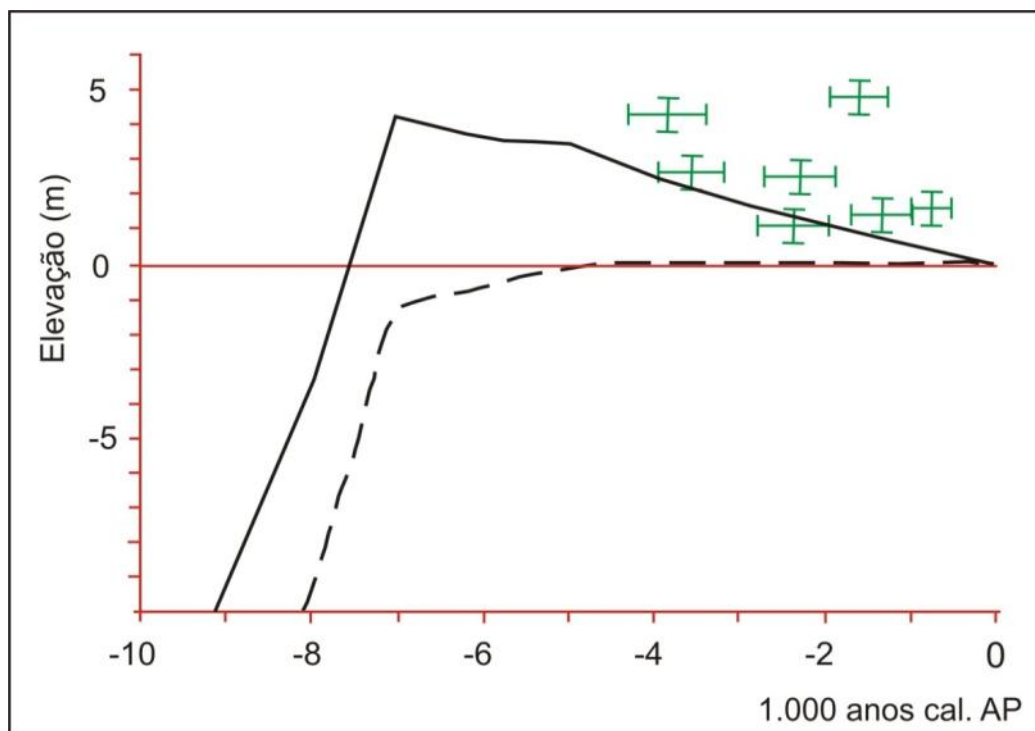


Figura 2.6: Curva do nível do mar elaborado para a costa de Pernambuco, utilizando datações no Município de Cabo de Santo Agostinho. Modelo de predição (linha sólida) é baseado no modelo descrito por Milne *et al.* (2005); a linha tracejada mostra a predição glácio-isostática e os pontos em verde são as idades compiladas de Dominguez *et al.* (1990) e Van Andel e Laborel (1964).

CAPÍTULO III - PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

Os procedimentos metodológicos abordados no presente trabalho, compreendem as seguintes etapas principais, (i) Levantamento bibliográfico e cartográfico; (ii) Levantamento de campo e laboratório; (iii) Interpretação e análise dos dados, e (iv) Elaboração do texto final e publicações.

3.1 Levantamento bibliográfico e cartográfico

A etapa preliminar foi constituída de pesquisas bibliográficas e cartográficas. O levantamento bibliográfico está presente em todas as etapas da pesquisa, tendo como finalidade aprofundar a fundamentação teórica e acompanhar a produção recente dos temas abordados. Sendo assim, a pesquisa baseia-se na leitura e compreensão de livros, teses, dissertações e periódicos nacionais e internacionais, bem como material cartográfico referente à área em estudo.

3.2 Levantamento de campo e laboratório

A etapa seguinte envolve a aquisição de dados diretos e/ou indiretos, incluindo o uso de diferentes técnicas, como levantamentos acústicos e petrológicos, bem como a realização de coleta dos arenitos de praia nas linhas emersas e submersas.

3.2.1 Métodos acústicos

A utilização de métodos geofísicos, especialmente métodos acústicos, em áreas submersas, possibilita uma visão mais ampla e contínua da superfície e subsuperfície investigada. Além disso, tratam-se de métodos não destrutivos, sem a necessidade de penetração física no meio investigado (Souza, 2006).

Os métodos acústicos permitem a determinação e mapeamento da geometria do fundo oceânico, o que pode ser feito através da propagação de ondas acústicas. O emprego integrado do registro ecobatimétrico ou batimétrico, e o sonográfico, constituem uma importante ferramenta de investigação do mapeamento geológico básico, quando o objetivo é a identificação da morfologia de fundo, de estruturas sedimentares, de contatos geológicos, entre outras aplicações na Geologia e Geofísica

Marinha, além de permitirem um estudo com alto grau de detalhamento e precisão, de feições da topografia submarina.

Os dados de batimetria e do sonar de varredura lateral, foram cedidos pelo Projeto MAI (Monitoramento Ambiental Integrado – Avaliação dos processos de erosão costeira nos municípios de Paulista, Olinda, Recife e Jaboatão dos Guararapes), financiado pela FINEP (Financiadora de Estudos e Projetos), no qual o autor participou como pesquisador.

- Batimetria

O ecobatímetro é um equipamento que mede a profundidade de superfícies submersas, através da emissão de ondas sonoras por meio de um sensor submerso. São enviados pulsos de som, transmitidos pela água, os quais são refletidos pelo fundo marinho e voltam ao seu ponto de partida. A frequência emitida, da ordem de 200 kHz a 16 kHz, é refletida ao sensor e decodificada por sensores específicos.

As frequências emitidas podem variar de acordo com o equipamento. Os equipamentos de mais alta resolução trabalham com frequências de 210 kHz. No entanto, estes sistemas de alta frequência têm sua aplicação limitada às áreas de plataforma continental. À medida em que se deseja sondar áreas mais profundas, é necessário trabalhar com equipamentos capazes de emitir sinais acústicos de frequências menores para melhor acuidade e precisão (Ayres Neto e Baptista Neto, 2004).

Neste estudo, os dados de batimetria foram coletados com uma embarcação de pequeno porte e o equipamento usado foi o GPSMAP 298 da Garmin. O instrumento foi programado para operar na frequência de 200 kHz, e para armazenar internamente os registros a cada três segundos.

A área levantada foi desde o estuário de Barra das Jangadas até o estuário do Rio Timbó, com uma extensão aproximada de 47 km, englobando os municípios de Jaboatão dos Guararapes, Recife, Olinda e Paulista. Os perfis foram previamente plotados na carta náutica da DHN nº 930, utilizando o sistema de coordenadas UTM e o Datum WGS 84.

Os perfis batimétricos foram adquiridos, preferencialmente, na direção transversal (E-W) à costa, com linhas aproximadamente de 5 km de extensão e espaçadas a cada 200 m, tendo como início a zona de arrebentação e se estendendo até a isóbata aproximada de 15 m (Fig. 3.1). Ainda foram traçados dois perfis paralelos à linha de costa, para fazer a amarração dos perfis. No total, foram levantados de forma contínua, 211 perfis perpendiculares à linha de costa e dois paralelos, totalizando 105.697 pontos cotados, considerada uma excelente malha para análise e elaboração dos gráficos e registro cartográfico. Os dados foram corrigidos em relação a maré, utilizando a tábua de maré da DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação – Marinha do Brasil), para o Porto do Recife.

- Sonar de Varredura Lateral

Os sistemas de sonares de varredura podem ser divididos em 2 grupos: a) rebocados próximo à superfície do mar (*shallow-tow*) e b) rebocados próximo ao fundo (*deep-tow*). Os equipamentos do tipo *shallow-tow* operam em um intervalo de frequência mais baixa (6 a 12 kHz) e servem para mapeamentos em grande escala, como para o reconhecimento de grandes feições do fundo submarino. Os mais famosos sistemas *shallow-tow* são o *GLORIA*, operado pelo Centro Oceanográfico de *Southampton* e pelo Serviço Geológico Americano (*USGS*), e o sistema *SeaMARC II*, da Universidade do Havaí. Estes sistemas têm a capacidade de sondar áreas de até 20 mil km², em um único dia, imageando uma faixa de 60 km (30 km para cada lado do equipamento). Os sistemas *deep-tow* são menores e mais baratos e são utilizados por empresas privadas e agências governamentais. Estes sistemas operam em um intervalo de frequências entre 100 a 500 kHz, dependendo do modelo, e possuem uma capacidade de varredura máxima da ordem de 1 km (500 metros para cada lado). A área máxima de varredura deste tipo de sistema varia de acordo com a velocidade da embarcação e da amplitude da varredura (Ayres Neto e Baptista Neto, 2004).

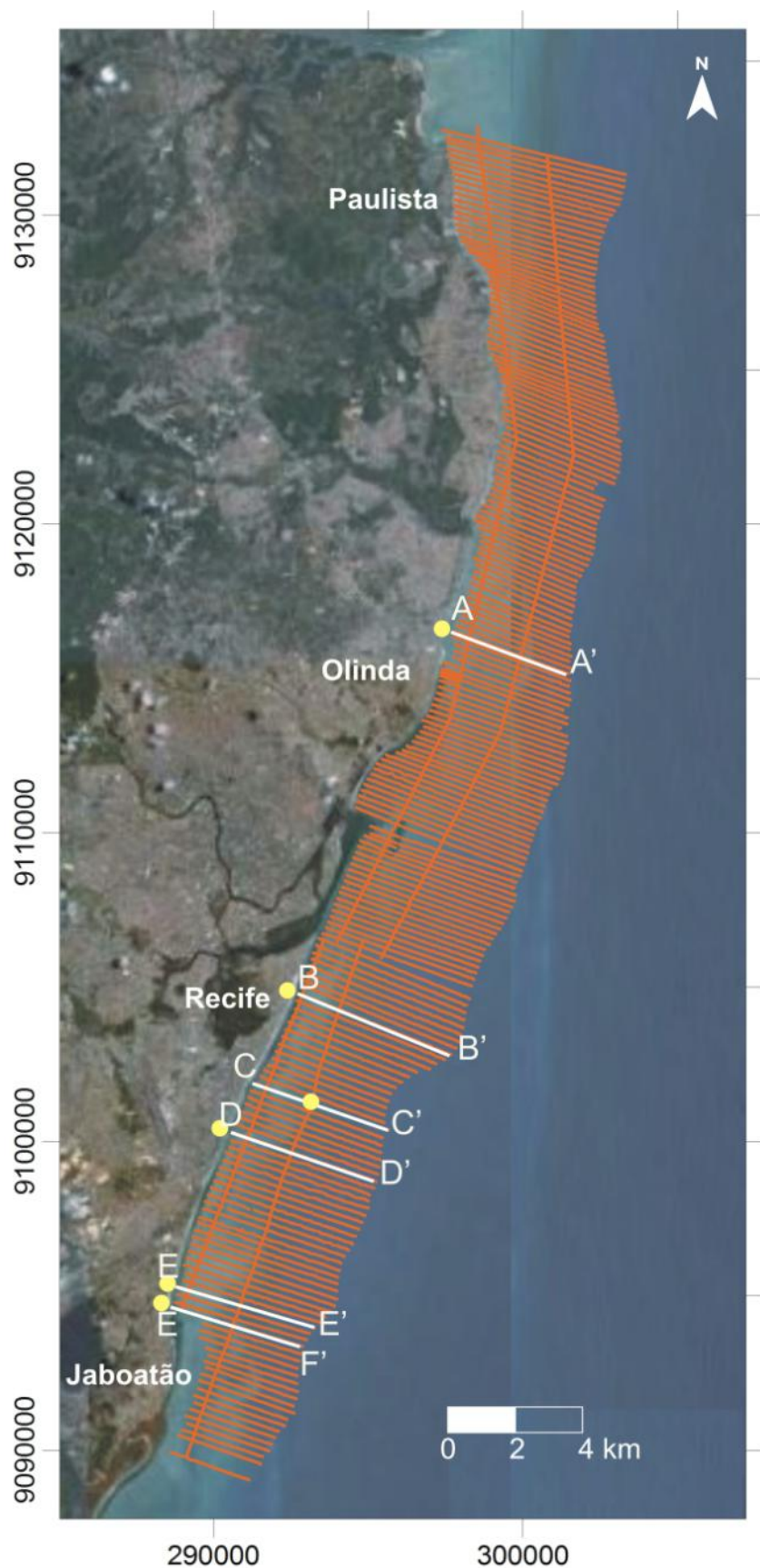


Figura 3.1: Mapa de localização dos perfis batimétricos levantados, dos perfis transversais (linha branca) e pontos de coletas (pontos amarelos) de amostras de arenitos de praia para datação.

O sonar de varredura lateral utiliza a emissão de dois feixes acústicos com um ângulo de abertura de 30° . O sinal emitido viaja até o fundo marinho e interage com os sedimentos ali dispostos e retorna ao sensor. A interação do sinal acústico com o fundo oceânico se processa de diversas maneiras. Basicamente, o sinal é parcialmente absorvido, disperso e refletido. O sistema utiliza apenas a porção refletida para gerar as imagens de varredura (Ayres Neto e Baptista Neto, 2004).

De acordo com Blondel e Murton (1997), a imagem sonográfica é formada pelo eco do sinal emitido que retorna ao equipamento com intensidades distintas de acordo com uma série de fatores. Os principais são o tipo de sedimento do fundo, o ângulo de incidência, a micromorfologia do fundo marinho e a atenuação das ondas acústicas.

Assim, os registros sonográficos são capazes de mostrar a ocorrência de qualquer objeto no fundo do mar, o que possibilitará o reconhecimento das formas como os arenitos de praia existentes na região estudada.

A coleta dos dados sonográficos foi realizada ao longo da plataforma continental interna adjacente aos municípios de Paulista, Olinda, Recife e Jaboatão dos Guararapes. Foi utilizado o equipamento de sonar de varredura lateral, desenvolvido pela *Marine Sonic Technology*, com sistema de aquisição digital acoplado a um GPS Garmin 76, um computador contendo o programa de aquisição *Sea Scan PC*, além do *Towfish* (peixe) equipado com dois transdutores, o qual foi rebocado a uma profundidade média de 5 m, preso à embarcação por um cabo transmissor. A embarcação também contou com um ecobatímetro Garmin GPS 298 Map para a orientação e deslocamento, a qual percorreu as áreas predeterminadas, a uma velocidade de navegação de 5 nós, recomendada para a aquisição dos dados.

O planejamento das linhas de aquisição ocorreu em função da necessidade de se obter composição de mosaicos, através da justaposição lateral das imagens obtidas. A frequência utilizada no imageamento em todos os perfis foi de 600 kHz, tendo como base o traçado de linhas paralelas a cada 80 metros e comprimento total de 1000 metros. O sonar de varredura lateral foi configurado para salvar informações com um alcance de 50 m na lateral, perfazendo 100 metros no total. Esta configuração permitiu um alto grau de detalhe das áreas investigadas. Foram

coletadas mais de 400 imagens sonográficas com resolução de 1000 x 512 linhas, com aproximadamente de 80 km de extensão, distribuídas ao longo da área estudada.

Após a coleta de campo, as imagens foram trabalhadas individualmente no programa *Sea Scan PC*, o qual possibilita uma variedade de opções para tratamento dos dados, inicialmente foi definida a representação gráfica das imagens através da escala cromática *Gold*. Foram aplicados filtros com o objetivo de reduzir os ruídos e auxiliar na classificação das estruturas. Assim, foram utilizados filtros como: (i) *Plus* e *Minus* que promovem o aumento e a diminuição, respectivamente, da intensidade do sinal na imagem acústica; (ii) *Low Pass* e *High Pass* que removem picos de alta frequência e baixa frequência e (iii) *Spieke 1* e *2* que reduzem os efeitos causados pela turbulência da água ao longo da aquisição (Marine Sony Technology Ltd, 2006). Por fim, foi realizado o mosaico das imagens acústicas com o uso do programa *Sonar Wiz.Map 4*.

3.2.2 Métodos petrológicos

Inicialmente, foram amostrados os trechos mais expressivos nos arenitos de praia, isto é, com melhor representação nas estruturas e perfis de maior altitude. Assim, foram coletadas 32 amostras, das quais 27 foram selecionadas para confecção de lâminas delgadas impregnadas para observação em microscópio petrográfico (Fig. 3.2). A confecção das lâminas ocorreu no Laboratório de Laminação da UFRN.

- Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O MEV foi utilizado com objetivo de observar detalhadamente a morfologia dos cristais e relações texturais do cimento carbonático. Assim, foram selecionadas 8 amostras, nas quais foram registradas, em fotografia, os tipos de cimento.

As observações foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da Universidade de Kiel, Alemanha. O equipamento utilizado foi o CanScan CS-44.

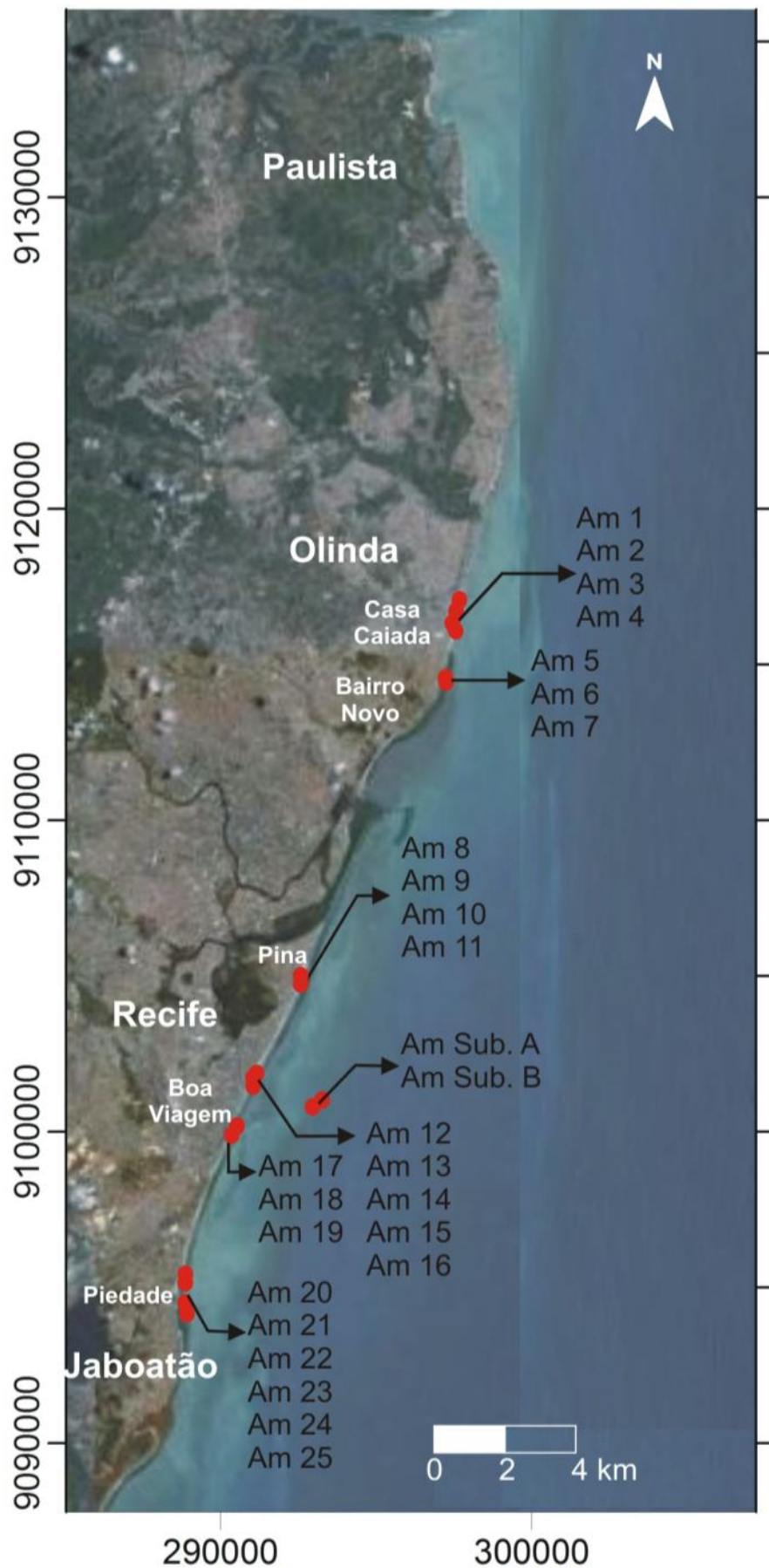


Figura 3.2: Mapa de localização da coleta dos arenitos de praia para análise petrográfica.

- Energia Dispersiva de raios X (EDX)

O sistema de detecção de energia dispersiva de raios X (EDX) permite a identificação de espectros característicos do material analisado, indicando as concentrações relativas dos elementos químicos presentes. As análises de EDX foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do Instituto de Geociências da Universidade de Kiel, Alemanha e o equipamento utilizado foi o Philips PW1710. Foram utilizadas as 8 amostras analisadas no MEV.

O material para datação do radiocarbono foi previamente examinado através da energia dispersiva de raios X, com objetivo de detectar se houve ou não a recristalização, considerando que a composição das conchas é formada por aragonita e a sua alteração pode ser identificada através da substituição por calcita.

- Catodoluminescência

A catodoluminescência é a luminosidade ocasionada pelos fenômenos da fluorescência e fosforescência, emitida pelos centros luminogênicos dos minerais bombardeados por um feixe de elétrons. A catodoluminescência permite conhecer as fases de crescimento de diversos minerais, incluindo o quartzo e CaCO_3 encontrados nos arenitos de praia. O trabalho elaborado por Amieux *et al.* (1989) é considerado como parâmetro metodológico. Foram selecionadas 13 amostras que apresentaram porcentagem maior de cimento, sendo analisadas no Laboratório de Catodoluminescência da UFPE.

- Isótopos Estáveis

Baseada na determinação da razão isotópica, esta análise é uma importante ferramenta, utilizada para elucidar questões na história dos ciclos sedimentares (paleoambientais), como: (i) variações na temperatura global e nos oceanos em tempos pretéritos; (ii) controles químico e físico nas variações de sedimentos e rochas sedimentares; (iii) equilíbrio químico dos oceanos pretéritos e atuais, entre outros. Assim, será possível descrever sob quais condições paleoclimáticas e tipos de paleoambientes os arenitos de praia se formaram ou estiveram submetidos quando do processo de litificação dos sedimentos.

As análises de isótopos estáveis de oxigênio e carbono foram realizadas no Laboratório de Isótopos Estáveis (LABISE) da UFPE. Foram analisadas 32 amostras, dos quais foram retirados os bioclastos da rocha total com uso de microscópio, sem separar os diferentes tipos de cimento dos arenitos de praia. Inicialmente foram submetidas, após pulverização, à reação com ácido ortofosfórico a 100%, a 25°C de temperatura, durante 12 horas, em banho-maria. O CO₂ liberado durante a reação foi extraído em uma linha de alto vácuo, empregando purificação criogênica de acordo com o método proposto por Craig (1957). Todos os valores são reportados em partes por mil (‰) relativamente ao padrão internacional VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite; Urey *et al.* 1951; Craig, 1957). No caso de $\delta^{18}\text{O}$, o padrão SMOW (Standard Mean Ocean Water) também é usado (Craig, 1961).

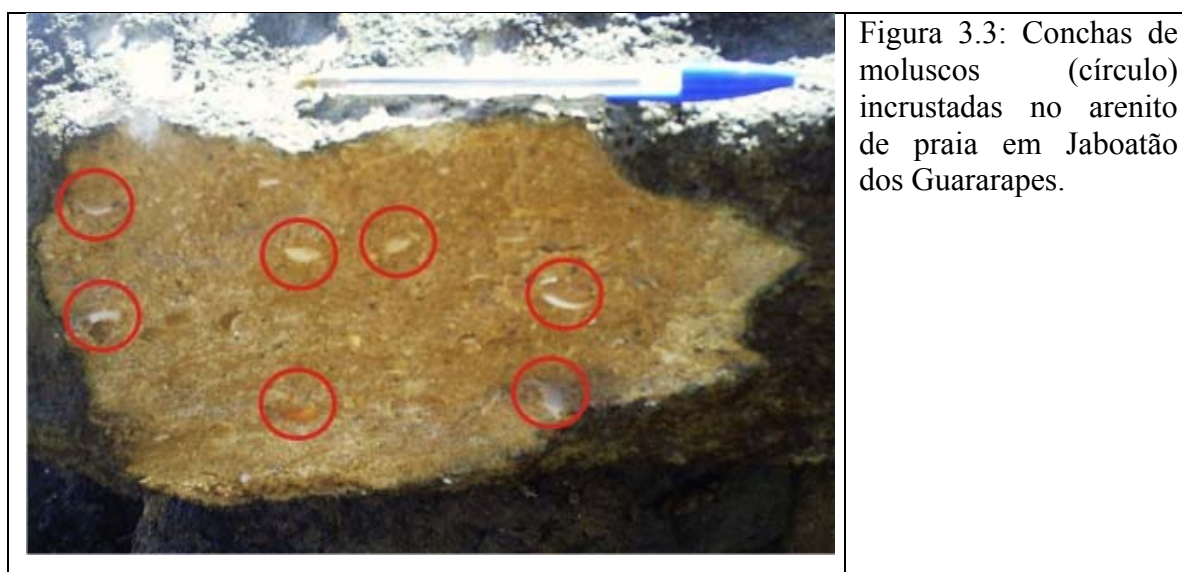
- Datação por C¹⁴

Com relação à datação do radiocarbono, o material utilizado foram as conchas de moluscos pertencentes ao arcabouço dos arenitos de praia (Fig. 3.3). Foram selecionadas 12 amostras, distribuídas nas praias de Casa Caiada, em Olinda; Pina e Boa Viagem, em Recife; e Piedade, em Jaboatão dos Guararapes; além da coleta de duas amostras na plataforma continental interna do Recife. Não foi possível realizar coleta no Município de Paulista, pois não se observam arenitos de praia na linha de costa e os possíveis arenitos de praia submersos estão colonizados por recifes de coral e algas calcárias. Durante a coleta, foram obtidas as alturas dos corpos para posterior correção, de acordo com a tabua de maré do Porto de Recife.

A localização da coleta dos arenitos de praia submersos, teve como base o levantamento batimétrico. Para a coleta das amostras, foram efetuados mergulhos com auxílio de equipamento autônomo e marreta de 8 kg, em locais com profundidade de até 18 m. Contudo, após terem sido realizados alguns mergulhos em cotas e áreas diferenciadas, foi verificado que os arenitos de praia estão colonizados por recifes de coral, algas, esponjas, entre outras espécies incrustantes. A partir de informações de mergulhadores amadores, foi possível realizar a coleta em uma área de arenitos de praia que não se encontra totalmente colonizada, localizada a

aproximadamente 6 m de profundidade, e a cerca de 1,3 km da costa na Praia de Boa Viagem.

A concentração de C^{14} foi detectada por um espectrômetro de massa com acelerador (AMS), modelo 3MV HVEE Tandatron 4130 no Laboratório Leibniz da Universidade de Kiel, na Alemanha. O procedimento padrão seguido foi descrito por Nadeau *et al.* (1997) e Schleicher *et al.* (1998). Todas as amostras datadas foram corrigidas através do programa Calib 5.0 (<http://calib.qub.ac.uk/calib/calib.html>). Para cada idade calculada, o intervalo foi de 1σ de precisão.



3.3 Etapa Final

A etapa final compreendeu a integração e análise dos dados coletados e observações realizadas em campo, dos produtos cartográficos gerados e dos dados oriundos do banco de dados, culminando com a elaboração da tese.

CAPÍTULO IV – FEIÇÕES MORFOLÓGICAS DA PLATAFORMA INTERNA

4.1 Análise da morfologia

A utilização de sistemas batimétricos permite a observação de características da área investigada, tais como canais, afloramentos rochosos, formas de leito, entre outras, que auxiliam no planejamento de levantamentos posteriores, como a sísmica e o imageamento com sonar de varredura lateral.

O levantamento batimétrico detalhado permitiu a construção de mapas, os quais possibilitam a visualização das variações da profundidade, bem como a morfologia da plataforma continental interna da área pesquisada. Sendo assim, foi possível identificar as principais feições, tais como: os arenitos de praia, bancos arenosos, paleocanais e leitos planos e com declives pouco acentuados. Foi possível observar, de forma geral, uma queda suave da plataforma interna, na porção norte, enquanto que, na porção sul, os valores de profundidade variam abruptamente com relevo mais acidentado (Fig. 4.1).

A análise do mapa batimétrico, permite observar a presença de linhas de arenitos de praia e corpos isolados em toda a área estudada. Os arenitos de praia, dispostos paralelamente à linha de costa, encontram-se parcialmente ou totalmente cobertos na maré de sizígia (média máxima de 2,4 m), e possuem, geralmente, uma geometria linear, com extensão máxima em torno de 9 km e com até dezenas de metros de largura.

A porção norte da área (Paulista) possui extenso corpo de arenito de praia, colonizado por recifes algálicos, que aflora na baixa-mar, tornando a região muito rasa. Na parte externa deste arenito de praia, a profundidade atinge a isóbata de 15 m. Nesse trecho levantado, a principal feição detectada foi um canal, localizado ao sul da desembocadura do Rio Timbó, indicando um possível paleocanal (Fig. 4.1).

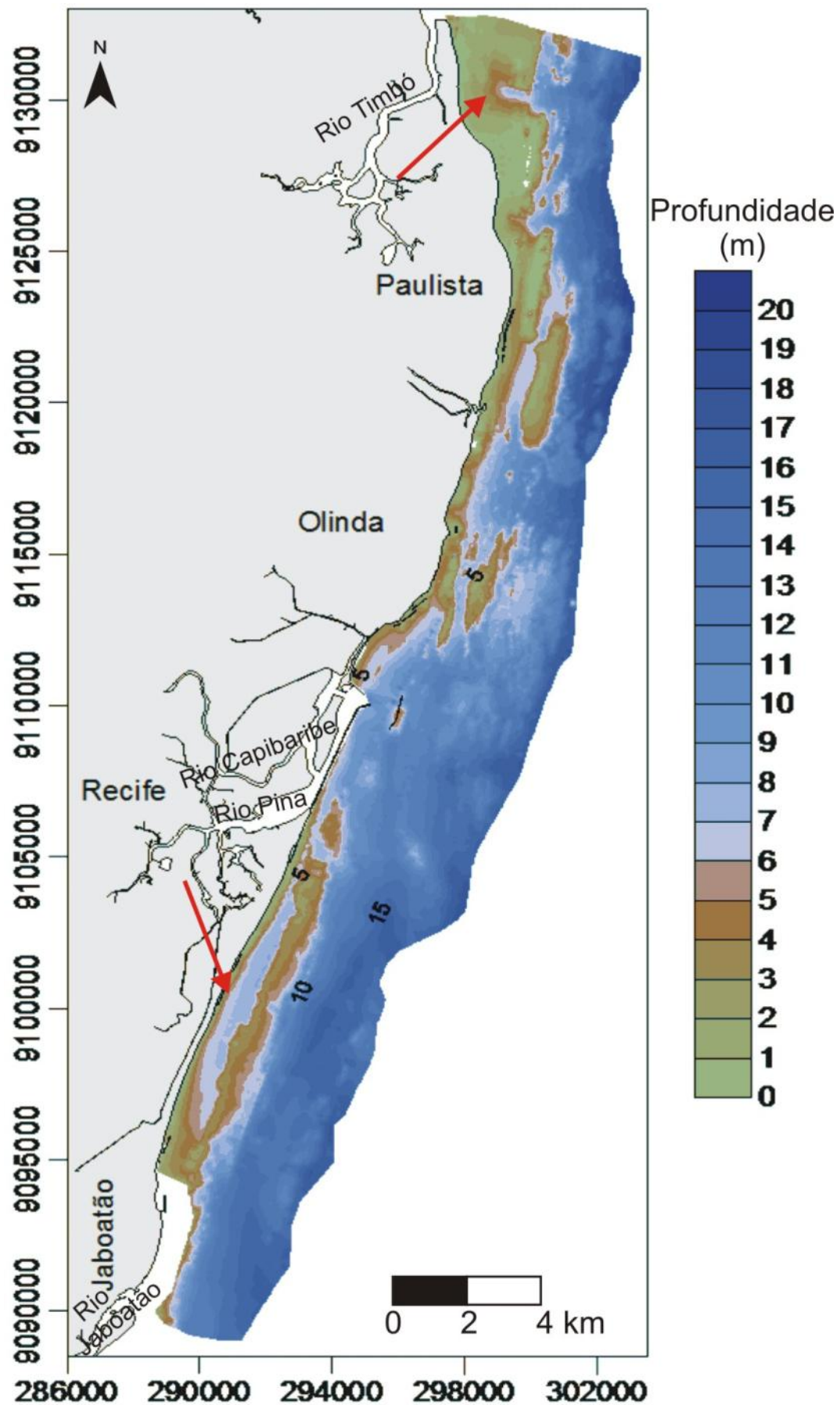


Figura 4.1: Mapa batimétrico da plataforma continental interna entre Paulista e Jaboatão dos Guararapes. Paleocanais indicados pela seta vermelha (adaptado do Projeto MAI, 2009).

Em direção ao sul (Olinda) observam-se várias linhas de arenitos de praia submersos, paralelos à praia, com topos localizados a uma profundidade variável de até dez metros. A porção central da área possui fundo relativamente plano e suave, com menor presença de arenitos de praia e alvos isolados (Porto do Recife). Na porção sul (Praia de Boa Viagem, em Recife, e nas praias de Jaboatão dos Guararapes), observa-se a formação de um canal, entre o corpo de arenito de praia retilíneo e a linha de costa, com profundidade média de 7 m, sendo que a sua profundidade diminui em direção ao sul da área, com profundidade de cerca de 4 m ao longo da praia de Piedade. Outro canal submarino foi identificado na foz do Rio Beberibe, com profundidade máxima de 12 m, direção SW-NE e com uma pequena deflexão em torno de 1,6 km de comprimento (Ferreira Jr *et al.* 2007).

Entre os municípios de Recife e Jaboatão dos Guararapes, observa-se uma linha de arenito de praia, praticamente ininterrupta. Sua largura média é de 1000 m e as distâncias da linha de costa variam, aproximadamente, de 300 m, na Praia do Pina em Recife, a 1000 m, na Praia de Candeias, em Jaboatão dos Guararapes.

Nas praias do Pina e de Brasília Teimosa (ambas em Recife), a primeira linha de arenitos de praia submersos, encontra-se localizada a partir de 100 m de distância da costa. No sentido sul da área (Boa Viagem, ainda no mesmo município), a segunda linha de arenitos de praia submersos inicia-se em média a 1000 m da costa e com profundidade máxima de 8 m.

Com auxílio do mapa batimétrico, foi possível realizar cortes transversais do relevo, apresentando-os na forma de perfis. Eles representam a configuração dos perfis onde foram coletadas amostras de arenitos de praia para datação através do método C¹⁴ (ver Fig. 3.1). Os perfis iniciam-se na antepraia, sendo que a maioria das amostras coletadas para datação situavam-se na zona de arrebentação.

Os perfis batimétricos apresentaram uma extensão que varia de 3,9 km a 5,3 km, com cotas variando entre 0,65 m a 17,2 m de profundidade. No perfil A–A' (Fig. 4.3), o declive é de quase 11 m num percurso aproximado de 1680 m, logo em seguida ocorre um aclave máximo a 1913 m, com cota de 4,3 m de profundidade. No sentido *offshore*, ocorre mais um pico a 2524 m, com profundidade de 9,8 m; em seguida, a declividade é interrompida, a 2800 m, com um relevo positivo de 400 m de

extensão. Para este perfil, a profundidade máxima encontrada é de 16,69 m, caindo para 4,53 m de profundidade, na faixa próxima à linha de costa.

O perfil B-B' (Fig. 4.3) apresenta um relevo irregular na proximidade da costa, comum a toda parte central e sul da área estudada, iniciando-se com um desnível até a cota aproximada de 6 m, no qual observa-se um canal. Em seguida, inicia-se um relevo positivo até 3,35 m e extensão aproximada de 1000 m. No sentido da costa para a plataforma rasa, observa-se um novo aclave em torno de 3200 m, configurando um novo relevo positivo.

Este relevo positivo configura-se como uma terceira linha de arenito de praia nos municípios de Recife e Jaboatão dos Guararapes. Este corpo apresenta, em alguns perfis, uma largura aproximada de 1000 m. Apesar desta largura não ser uma característica típica dos arenitos de praia, vale ressaltar que este corpo apresenta-se colonizado por recifes de corais.

Os perfis C-C' e D-D', localizados em Boa Viagem (Figs. 4.3 e 4.4), possuem uma extensão de 4.532 m e 4.867 m, com profundidade máxima de 16,71 m e 16,84 m, respectivamente. Assim como o perfil B-B', destacam-se, nestes perfis, os dois relevos positivos, além do canal, que se apresentam de forma mais acentuada.

A continuidade do canal é claramente observada ao longo dos perfis, como pode ser observado nos perfis B-B' ao F-F'. Este, localizado próximo à linha de costa vai se ampliando a medida que se desloca do sul para o norte da área em estudo.

Os perfis E-E' e F-F' (Fig. 4.4), em Candeias (Jaboatão dos Guararapes), apresentam comprimento de 4530 m e 4356 m, com profundidade de 16,8 m e 15,7 m, respectivamente. Nesse trecho, o canal diminui em direção ao sul, em decorrência da sedimentação da foz do Rio Jaboatão, o que também resulta numa menor declividade do perfil. Como constatação desse processo, observam-se cotas máximas de 8 m no Município do Recife e apenas de 2 m na praia de Candeias, em Jaboatão dos Guararapes. No perfil E-E', destacam-se a presença de duas quebras de relevo, aproximadamente a 750 m e 1400 m, seguidos de um canal e um relevo positivo com cota máxima de 11,3 m a 3.844 m da costa, sendo que, na porção mais a leste, encontra-se um novo relevo positivo.

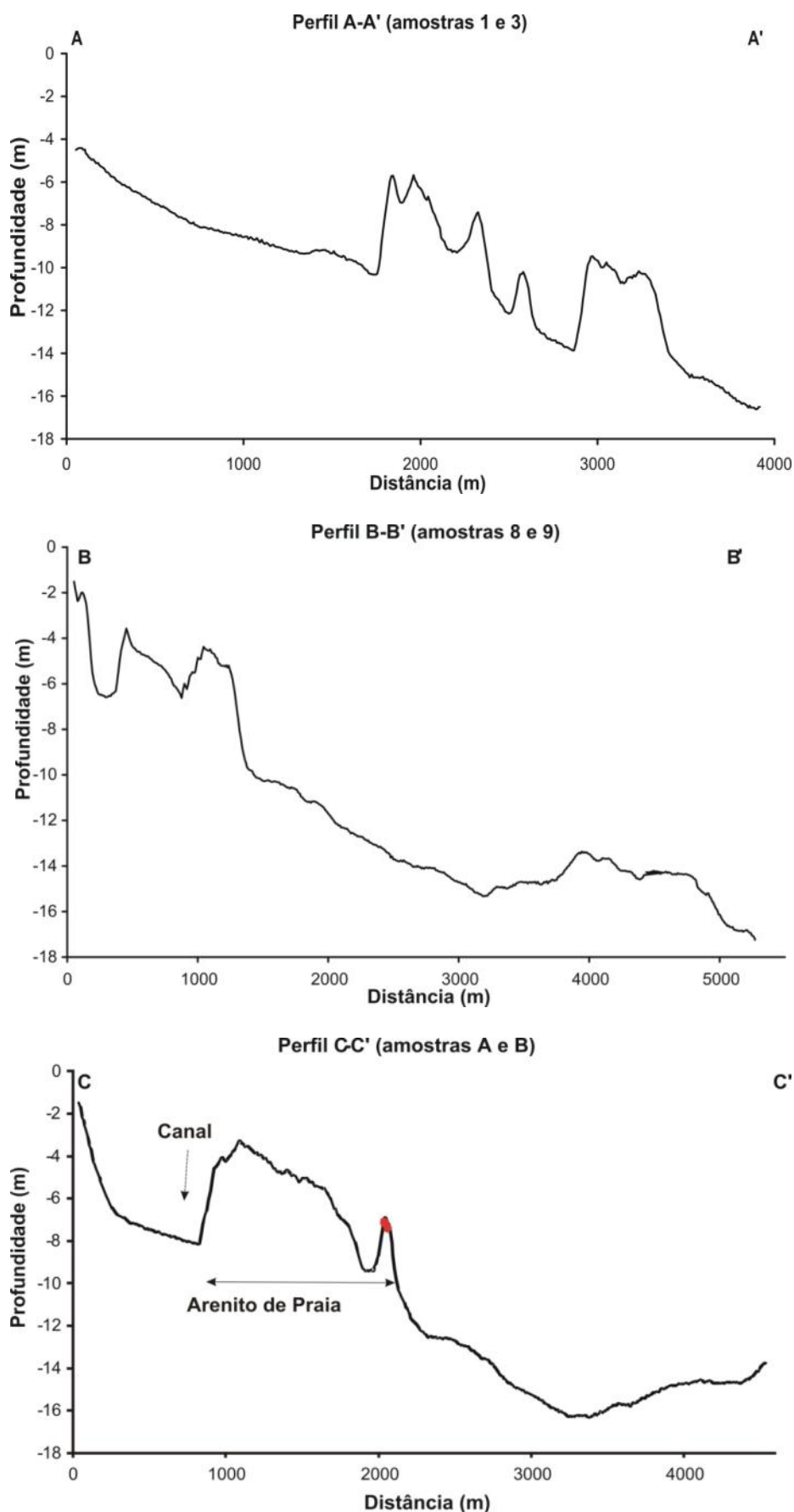


Figura 4.3: Perfis transversais à costa, com destaque para o perfil C-C' que indica o local de coleta de amostras dos arenitos de praia para datação. Direção dos perfis: NW - SE.

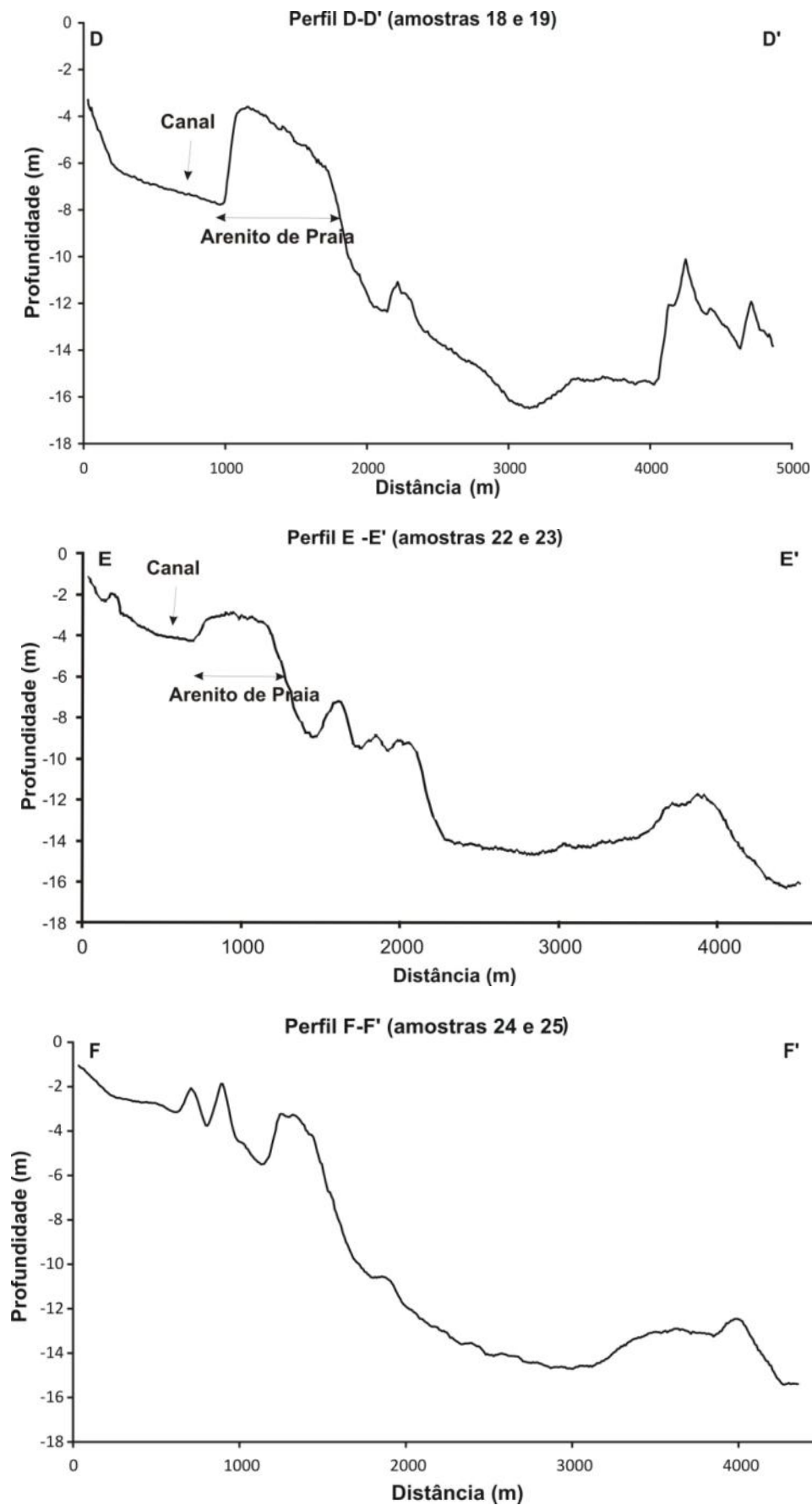


Figura 4.4: Perfis transversais relacionados aos pontos de coleta de amostras dos arenitos de praia para datação, direção dos perfis: NW - SE.

4.2 Mapeamento sonográfico

A análise das imagens de sonar permite reconhecer as características da superfície do fundo marinho, como afloramentos rochosos, estruturas sedimentares e canais, tendo como base os padrões texturais, a geometria das feições e a refletividade acústica da superfície.

Para a classificação das imagens acústicas optou-se em seguir a proposta de Quaresma *et al* (2000), a qual baseia-se nos diferentes padrões de reflexão do sonar. Assim, foi possível identificar e diferenciar as características texturais do fundo em substratos consolidados e inconsolidados, baseados na intensidade da energia acústica refletida. Foram observados os seguintes padrões de reflexão do sonar: homogêneo claro, homogêneo escuro, marcas de ondas e afloramentos de arenitos de praia associados à colonização de recifes.

As imagens apresentam registros muito regulares e são visíveis as listras refletivas e as sombras que acompanham todos os sonogramas. Em sua maioria, as imagens apresentam-se de forma suave, com pouca variedade de texturas refletivas. Observa-se uma heterogeneidade entre as texturas sedimentares, rochosas e de lamas, na qual é possível, em alguns sonogramas, ter a delimitação exata entre estas feições (Figura 4.5). A forma e a distribuição de afloramentos rochosos são facilmente identificáveis através das imagens de sonar. Foram identificados afloramentos de arenitos de praia com colonização de recifes de coral e/ou algas calcárias, visto que estes corpos apresentam correlação com corpos encontrados na linha de praia.

As mudanças entre as classes sedimentológicas ocorrem tanto por limites bem definidos, bem como por irregularidades na distribuição que ressaltam a intensidade dos fatores hidrodinâmicos da área. De acordo com Milkert e Huhnerbach (1997), os sedimentos são rotineira e extensamente retrabalhados e redistribuídos, especialmente no ambiente de água rasa, através da maré alta e energia das ondas. Algumas zonas costeiras mostram marés semidiurnas com intervalos de 3 a 4 m e velocidade máxima da corrente de superfície de 0.6 a 1 m/s. Como resultado, as formas de fundo podem apresentar uma variedade de formas em função da energia hidrodinâmica.

A intensidade do registro em que os tons escuros representam fundos compostos por sedimentos mais finos, e tons claros representam fundos compostos por sedimentos mais grossos, foi verificada no litoral sul de Pernambuco por Camargo *et al.* (2007) e Figueiredo (2008), a qual foi validada com respectivas coletas de sedimentos superficiais de fundo.

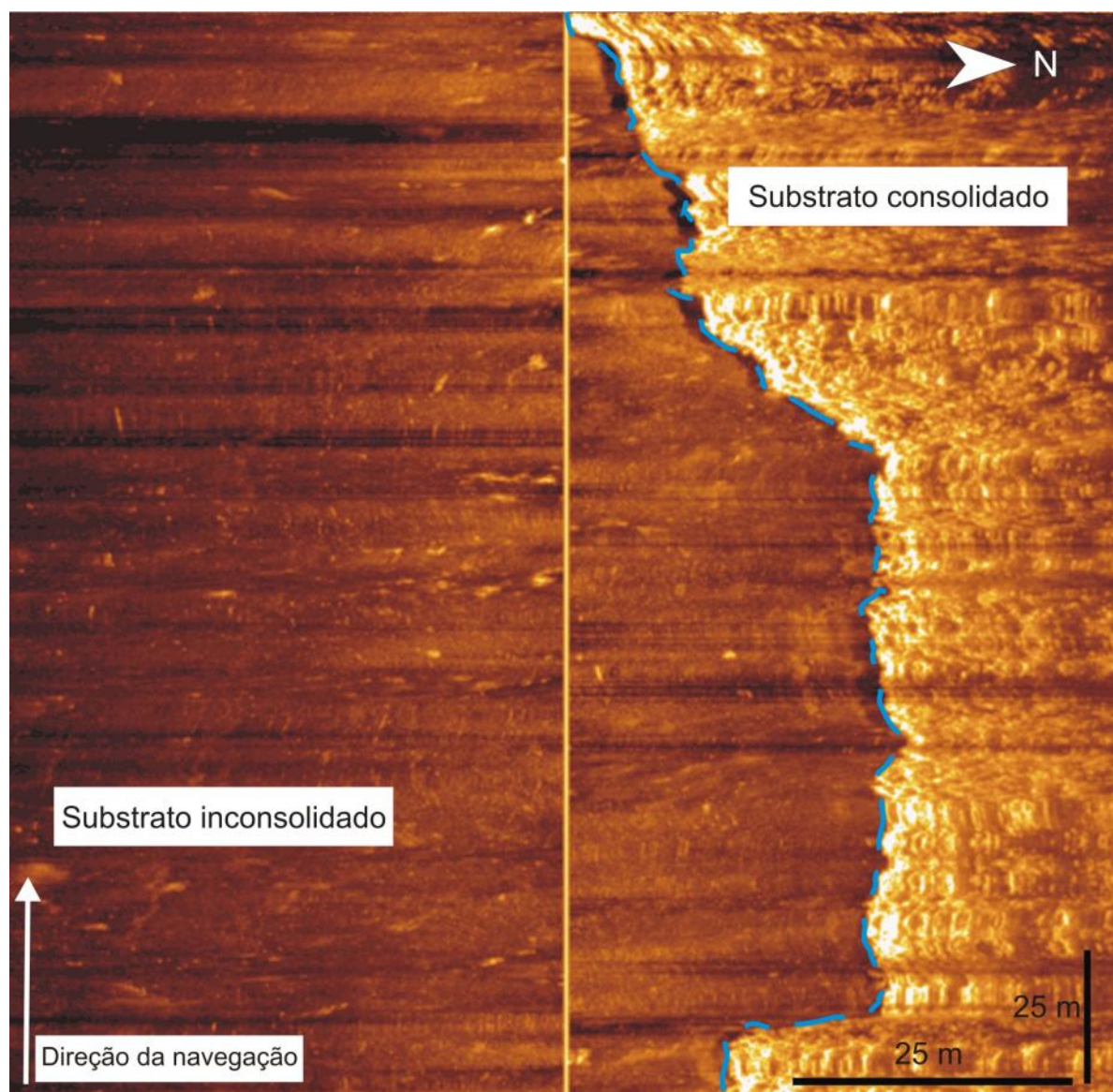


Figura 4.5: Padrões de reflexão do sonar mostrando o contato entre o substrato inconsolidado (sedimento fino a areia média) e substrato consolidado.

Padrão de reflexão homogêneo claro

Este padrão é o de maior distribuição dentro da área em estudo, sendo caracterizado por altas reflexões acústicas, apresentando textura grossa e homogênea e de tonalidade clara, não sendo observadas rugosidades. De acordo com Quaresma

et al. (2000), este tipo de fundo está relacionado ao padrão de areia fina a média. A figura 4.6 apresenta este tipo de comportamento na porção inferior da imagem. É possível notar a presença de substrato consolidado, com relevo pronunciado em relação ao depósito de areias.

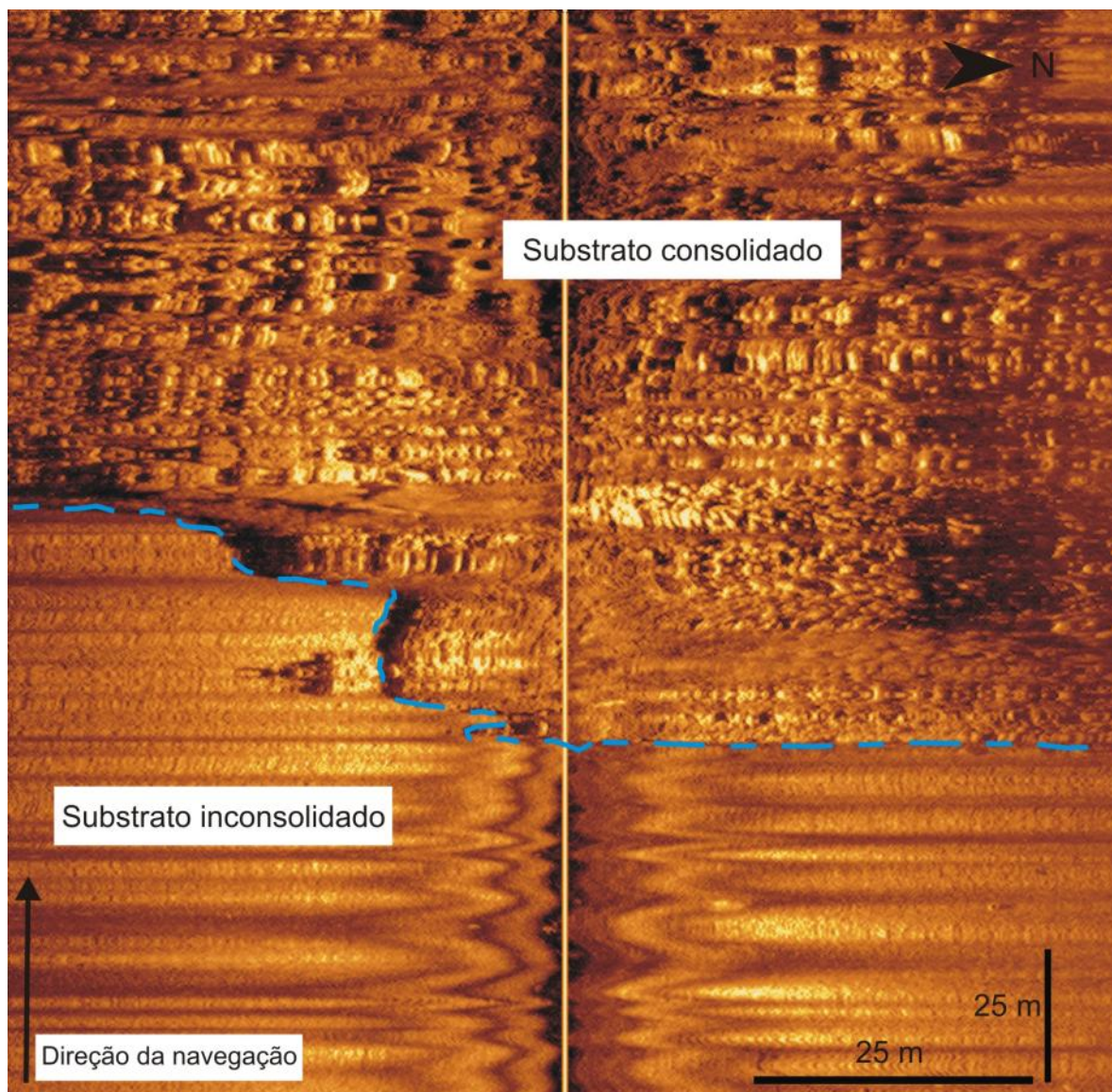


Figura 4.6: Sonograma com padrão de substrato inconsolidado (possivelmente areia fina a média), na parte inferior da imagem, e do substrato consolidado, na porção superior da mesma, com mesmo tom de reflexão, no caso, homogênea clara.

Padrão de reflexão homogêneo escuro

Conforme Quaresma *et al.* (2000), esse padrão se encontra associado a um fundo de areia média, fundo lamoso ou ainda areias muito finas lamosas compactadas. Esse tipo de padrão pode ser observado na figura 4.7.

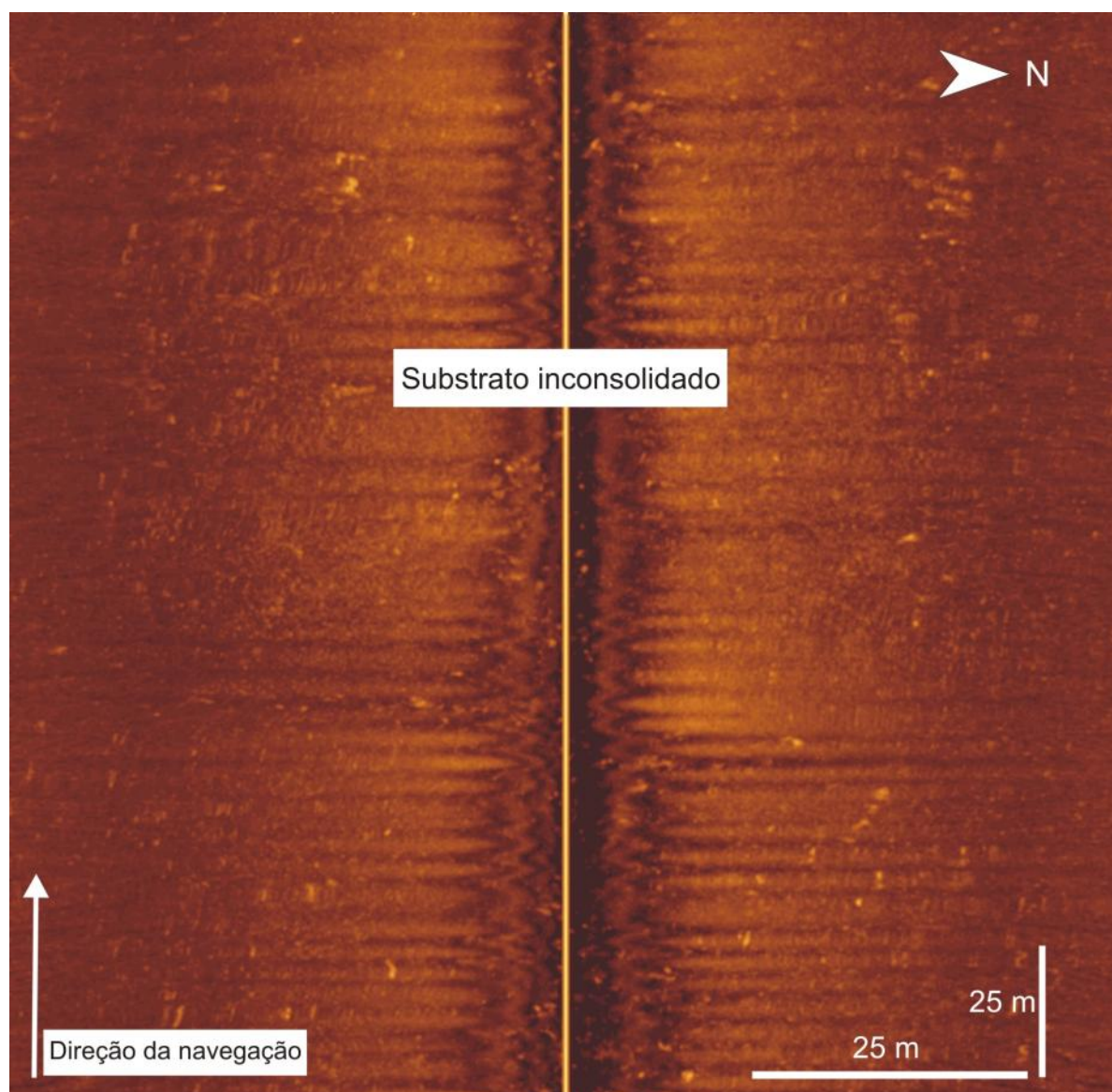


Figura 4.7: Padrão de reflexão do sonar mostrando substrato inconsolidado associado a sedimentos lamosos.

Padrão de reflexão associado a marcas de ondas (*ripple marks*)

Este padrão é caracterizado por faixas de forte reflexão, intercaladas por faixas de baixa reflexão associadas aos flancos côncavos e convexos de ondas de areias subaquosas, sendo que este tipo de reflexão ocorre em fundos arenosos de areias médias (Quaresma *et al.* 2000). São formadas pelo movimento oscilatório das correntes/ondas e indicam pequenas profundidades. As marcas de ondas possuem tamanho médio entre 0,4 m a 0,8 m de amplitude e estão associadas a locais de ocorrência de granulometria média (Fig. 4.8). A formação dessas feições denota a influência e competência das correntes longitudinais à linha de costa.

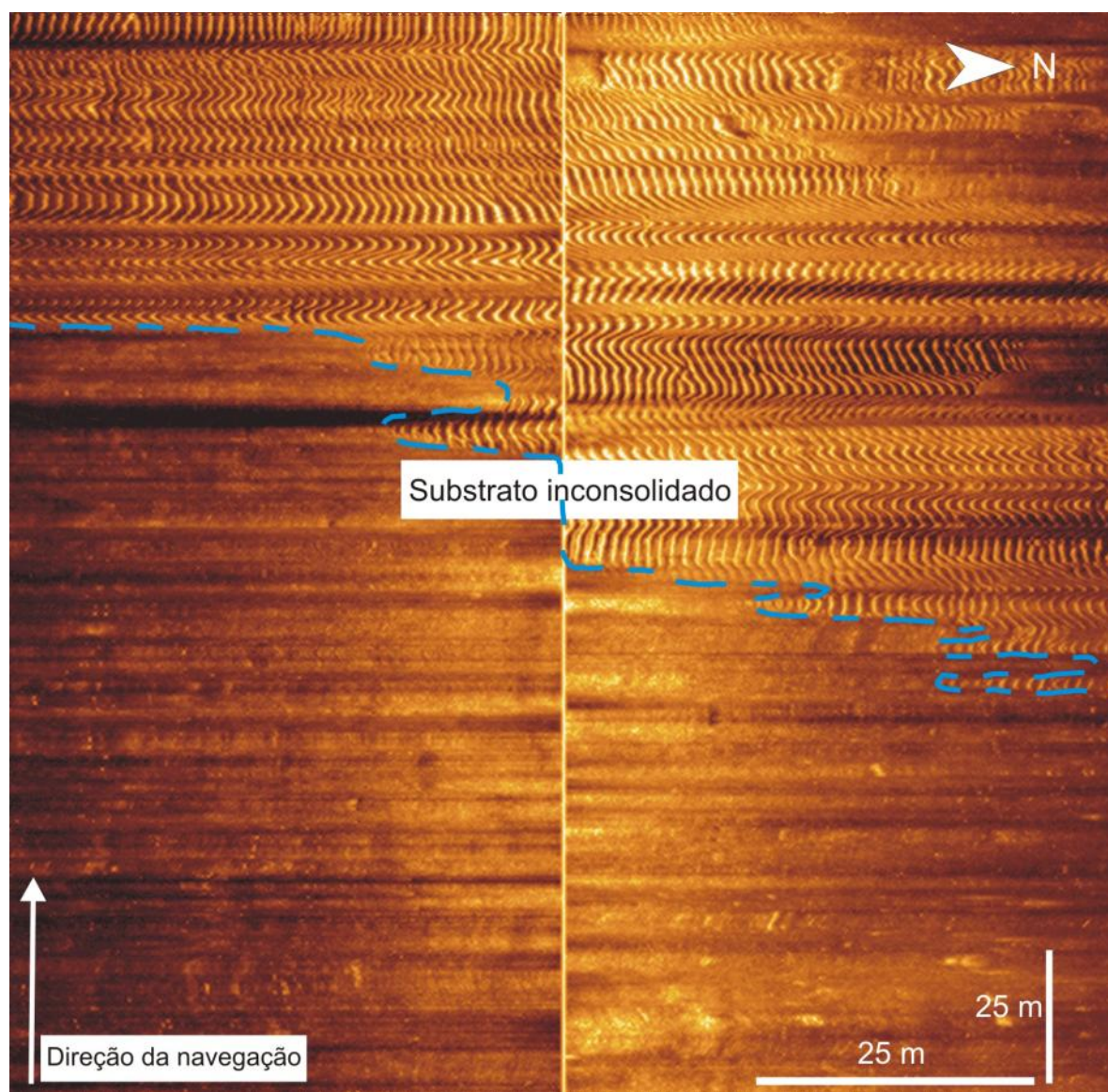


Figura 4.8: Padrão de reflexão do sonar, mostrando substrato inconsolidado. Na parte superior, evidenciam-se as marcas de ondas, possivelmente em depósitos de areia média, enquanto a porção inferior da imagem, com tom de reflectância semelhante, relaciona-se à deposição de sedimento fino a muito fino ou até mesmo de lama.

Padrão de alta reflexão associado a substratos consolidados

Uma das principais características é a alternância de reflexões claras e escuras e textura irregular ou rugosa (Quaresma *et al.* 2000). Estas feições são observadas em todas as áreas investigadas, com maior ou menor grau de ocorrência. É encontrada paralelamente à linha de costa. Na figura 4.9, percebe-se a presença de substrato consolidado por toda a extensão da imagem, enquanto na figura 4.6, nota-se a presença de afloramentos consolidados adjacentes a depósito de areia.

Vital *et al.* (2005) e Vital (2008) realizaram um mapeamento na plataforma setentrional do Rio Grande no Norte, no qual classificaram os vários padrões de

sedimentos, bem como identificaram duas linhas de arenito de praia nas cotas de 10 e 20 metros, que poderiam representar diferentes períodos de nível de mar estacionário (*stillstand*), durante a última transgressão pós-pleistocênica. Sendo assim, baseado neste e em vários estudos citados anteriormente, reconhece-se que os arenitos de praia possuem ligação direta com antigos níveis marinhos, o que os torna imprescindíveis para o estudo de variações relativas do mar. Com base em produtos de sensoriamento remoto, Tabosa *et al.* (2007) mapearam a região de São Bento do Norte, no litoral do Rio Grande do Norte, identificando, entre outras feições submersas, linhas de arenitos de praia a cerca de 10 a 20 km da linha de costa, compondo longos trechos retilíneos com algumas dezenas de metros de largura e dezenas de quilômetros de extensão.

Na plataforma continental interna do litoral sul de Pernambuco, Michelli *et al.* (2001) observaram alinhamentos de corpos de arenitos de praia, nas cotas de 20 e 40 m. Na costa do Município de Tamandaré, Camargo *et al.* (2007) mapearam a ocorrência de três linhas de arenitos de praia a profundidades de 16, 20 e 22 m, enquanto que, na plataforma do Município de Ipojuca, área adjacente ao Porto de Suape, Figueiredo (2008) identificou relevos positivos associados a linhas de arenitos de praia, principalmente nas profundidades de 13 e 16 m. A ocorrência de linhas de arenitos de praia submersas é descrita por outros autores para a plataforma do Nordeste do Brasil, indicando que o nível do mar era mais baixo que o atual.

A feição de substrato consolidado foi confirmada a partir da coleta do arenito de praia que ocorre a aproximadamente 6 m de profundidade, com superfície irregular e com incrustações de conchas e outros organismos recentes.

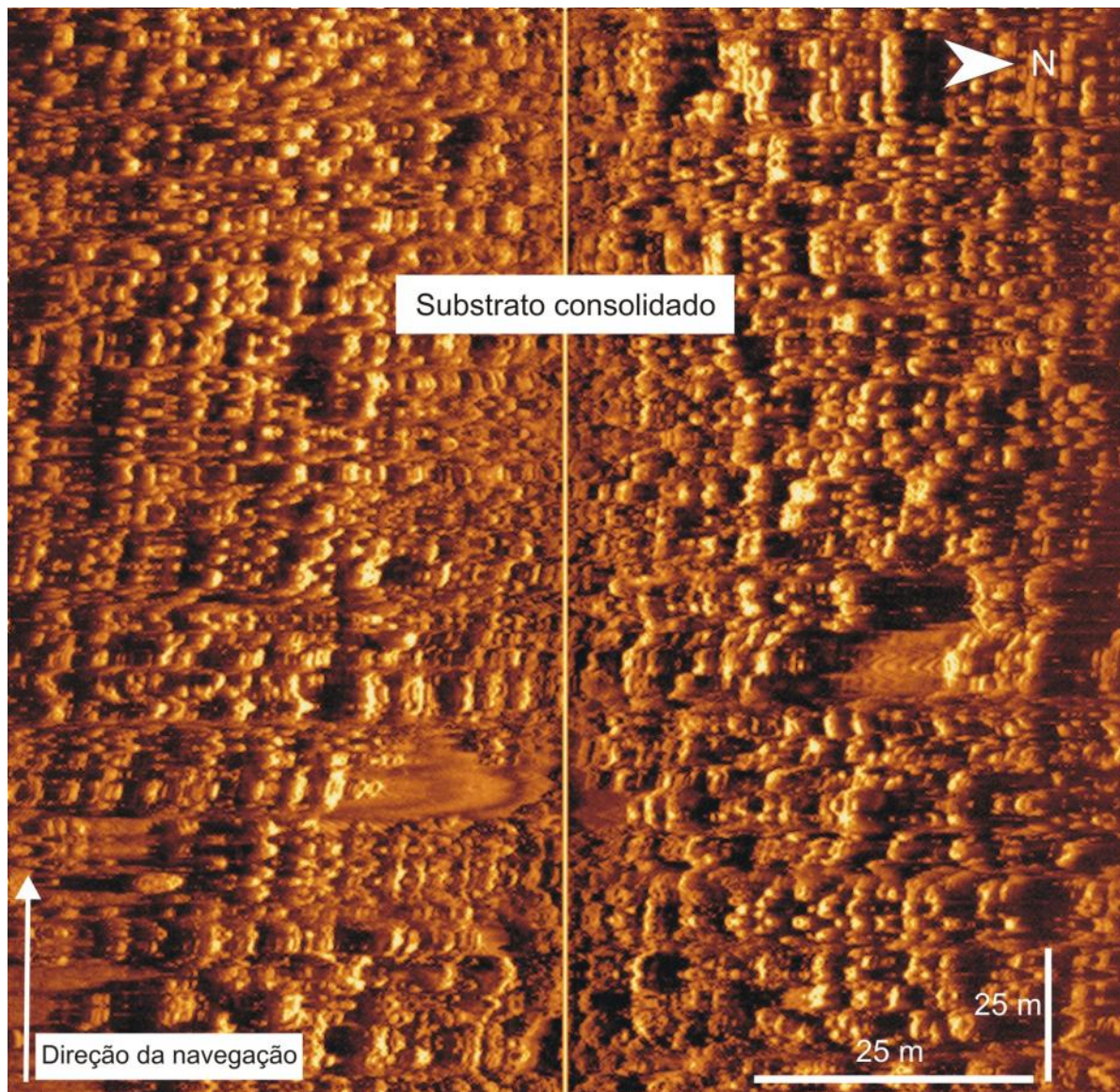


Figura 4.9: Sonograma com feições de substrato consolidado.

Mosaicos

As imagens sonográficas coletadas ao longo da plataforma continental interna, seguiu uma malha amostral e com justaposição lateral de várias seções, permitindo confecção de quatro mosaicos sonográficos.

A confecção de mosaicos possibilita a melhor visualização no que se refere à integração dos dados obtidos, evitando assim uma análise individual das imagens, bem como, permitiu uma observação de todas as feições em uma única área.

Mosaico sonográfico do município de Paulista

O mosaico constituído pelas imagens acústicas da plataforma continental adjacente ao Município de Paulista, na praia do Janga, possibilitou distinguir, com clareza, os contrastes de texturas na imagem. Observa-se o padrão de alta reflexão, que está associado aos substratos consolidados, em contraste a um padrão de baixa reflexão, que cobre a maior parte da área imageada, estando este padrão associada a sedimentos finos e lamosos, visto que a área está próxima da foz do Rio Doce (Fig. 4.10).

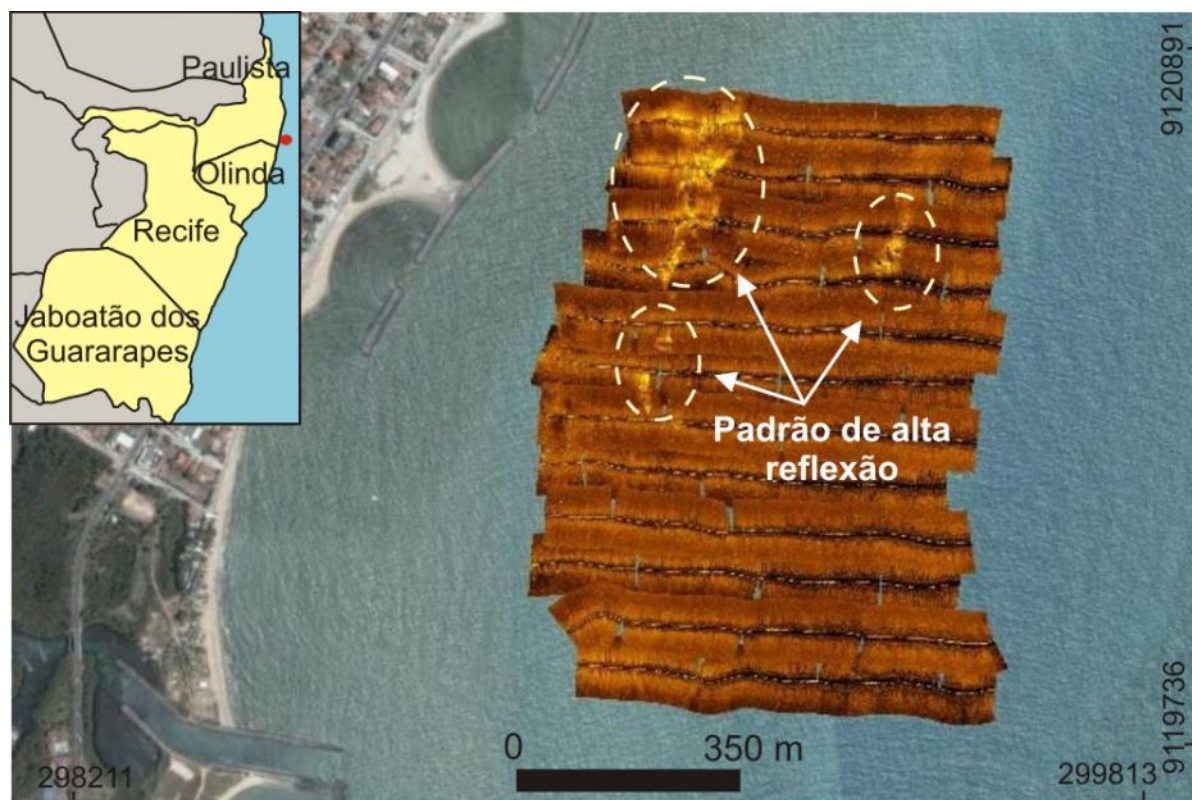


Figura 4.10: Mosaico sonográfico da orla do Município de Paulista, com destaque para o padrão de alta reflexão (cor clara).

Mosaico sonográfico do Município de Olinda

O mosaico criado com as imagens do sonar obtidas na plataforma interna de Olinda, na Praia de Bairro Novo, ofereceu uma resolução que permitiu dividi-lo em pelo menos dois setores acusticamente distintos. Apesar de o registro indicar apenas cobertura sedimentar na área, isto não significa que não há uma diferenciação dos sedimentos.

No setor norte do mosaico, observam-se padrões de reflexão mais intensa, indicando presença de sedimento arenoso, possivelmente areia média a cascalho, bem

como a presença de marcas de ondas. Contudo, observam-se sedimentos mais finos próximos das estruturas artificiais (espigões) que estão localizadas perpendicularmente à linha de costa. O setor sul do mosaico apresenta um padrão de baixa reflectância, indicando a presença de sedimentos finos, provavelmente lamosos (Fig. 4.11).

O comportamento citado reflete a hidrodinâmica local, pois junto aos “espigões”, na denominada “região de sombra”, há tendência de deposição dos finos, enquanto na zona de surfe, o transporte de areia é predominante. É notável, e deve ser destacado, que as imagens obtidas deixam claro a zona onde a areia disponível do sistema fica depositada; este fato corrobora a idéia do equilíbrio da dinâmica praial onde, no verão, há tendência de deposição no estirâncio, com aumento do setor, e, no inverno, há retirada do setor citado, mas deposição na antepraia, sem “fuga” do sedimento nem transporte de deriva.

Entretanto, é notável que, mesmo existindo areia, na antepraia, em alguns setores (Fig. 4.11A), o sedimento fica retido nesta zona da praia, o que leva a crer que existe algo forçante que está impedindo a deposição da mesma sobre o enrocamento aderente e, conseqüentemente, não permitindo a regeneração natural da praia.

Mosaico sonográfico do Município de Recife

O presente mosaico foi elaborado com imagens acústicas próximas ao Porto de Recife, apresentando, em sua maioria, uma reflectância de padrões de textura homogêneo-claro e liso, indicando areia fina a média. Outra feição que se destaca é a presença de substratos consolidados, de textura grossa, e alternância de reflexões clara e escura, na porção oeste do mosaico, que estão relacionados com arenitos de praia colonizados por recifes de coral e demais espécies organogênicas, na superfície do fundo (Fig. 4.12). Além disso, percebe-se a abundância de *ripples marks* sobre toda a porção arenosa que possivelmente é composta por sedimentos biodetríticos (Fig. 4.12).

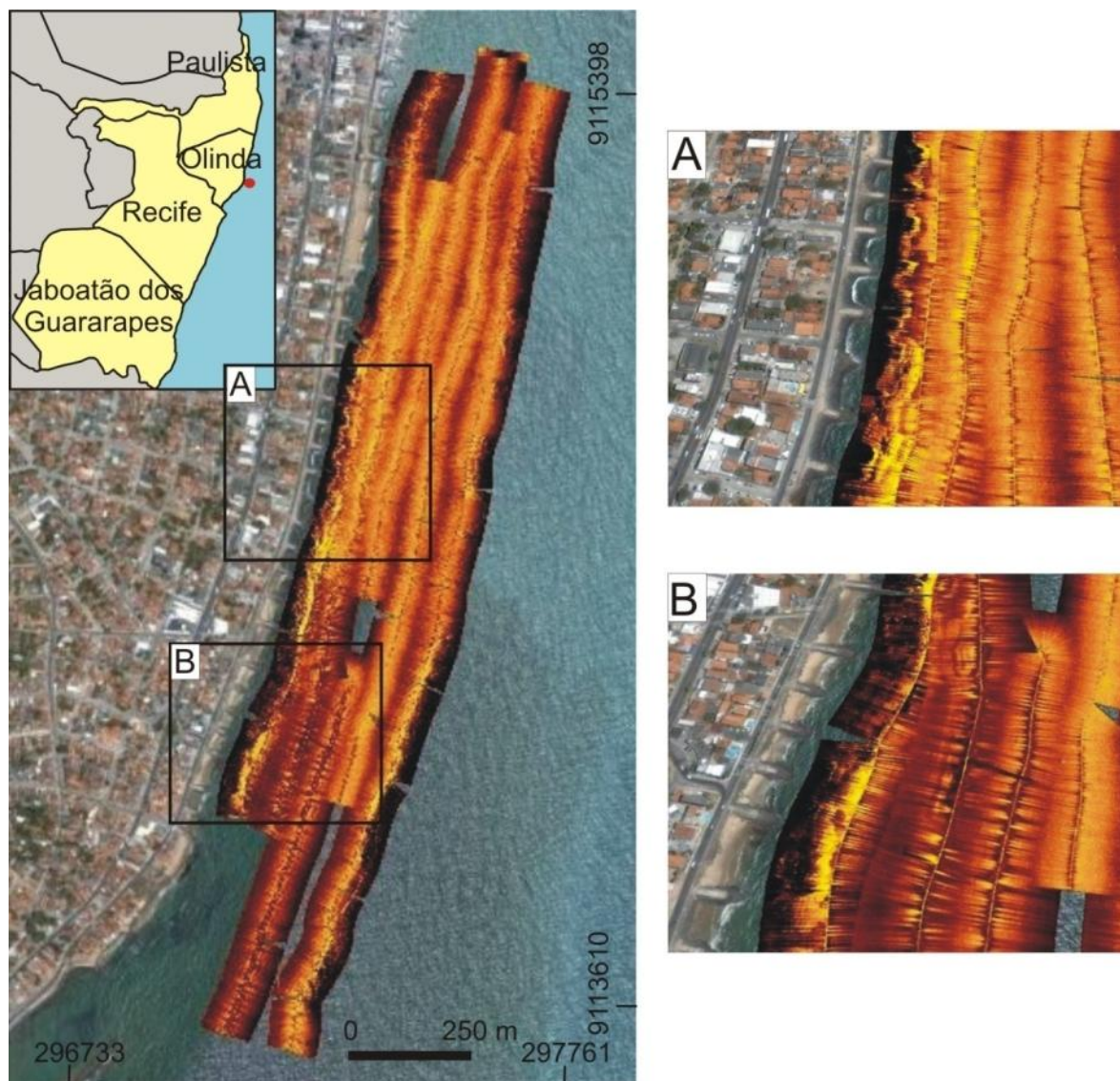


Figura 4.11: Mosaico sonográfico da faixa costeira do Município de Olinda, mostrando nítidos contatos entre os padrões de reflexão; A: Registro de uma textura lisa e homogênea-clara composta possivelmente por areia média a cascalho; e B: Registro de uma textura lisa e homogênea-escura possivelmente relacionada a depósitos de lama. Notar que ambas se encontram intercaladas sugerindo a presença de canais.

Estes dados são corroborados com estudo realizado por Gregório (2009) na plataforma interna do Município de Recife (praias de Boa Viagem e Pina), o qual aponta um predomínio de areia muito fina, na área do canal, e de areia muito grossa, na área externa ao arenito de praia. A presença de areia muito fina indica que o ambiente não tem energia suficiente para mover este tamanho de grão, como também não tem energia suficiente para mover a areia muito grossa da parte externa do arenito de praia, e transportá-lo para dentro do canal.

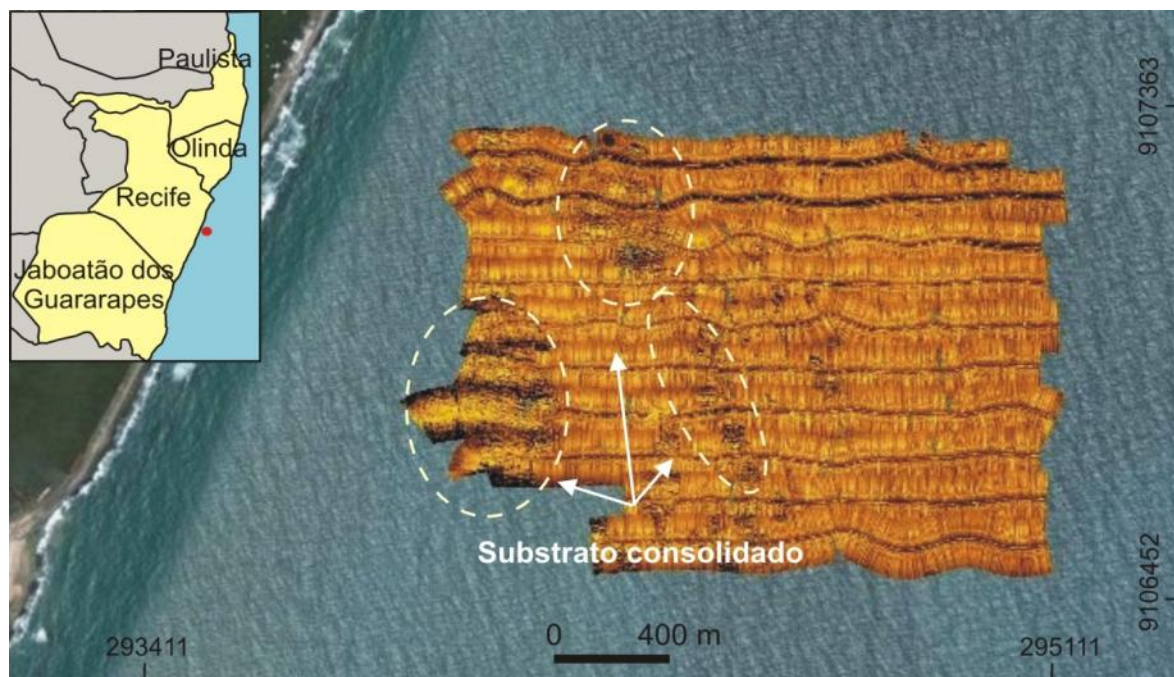


Figura 4.12: Mosaico sonográfico da orla do Município de Recife, com dois padrões texturais bem distintos. Predominância da textura clara, em cota mais rebaixada, comparando-se com os afloramentos rochosos, em tom discrepante (círculos tracejados de cor branca), indica presença de *ripples marks*.

Mosaico sonográfico do Município de Jaboatão dos Guararapes

O presente mosaico foi elaborado a norte da foz do Rio Jaboatão e ao sul do quebra-mar da Praia de Candeias, em Jaboatão dos Guararapes, com diferentes padrões de reflexão acústica. Na parte oeste, destaca-se o substrato consolidado de textura rugosa, em contraste com os substratos inconsolidados de textura homogênea-clara. A sudeste, observa-se uma textura homogêneo-escura que indica sedimentos finos (lamosos), os quais refletem influência da proximidade da foz do Rio Jaboatão (Fig. 4.13) e da presença dos bancos algálicos (substrato consolidado) que permitem a diminuição hidrodinâmica e favorecem a deposição dos sedimentos finos. Neste trecho, também são observadas *ripples marks*, nos sedimentos biotécnicos.



Figura 4.13: Mosaico sonográfico da orla do Município de Jaboatão dos Guararapes. Destaque para o substrato consolidado e depósitos de lama (substrato inconsolidado).

CAPÍTULO V – COMPOSIÇÃO E DIAGÊNESE DOS ARENITOS DE PRAIA

5.1 Os arenitos de praia de Olinda, Recife e Jaboatão dos Guararapes

Os arenitos de praia emersos encontram-se dispostos paralelamente à linha de costa e, geralmente, apresentam uma geometria linear, porém com faixas descontínuas, e extensão máxima em torno de 1 km, podendo atingir até dezenas de metros de largura. O acamamento sedimentar apresenta mergulhos de 10°, em média, no sentido do mar. Em geral, estas rochas ficam submersas na maré alta.

As unidades do arenito de praia estudadas são formadas, predominantemente, por grãos de areia média a grossa, com grânulos, e às vezes seixos. O componente detrítico dominante é o quartzo, com pequena concentração de mineral pesado (ilmenita, magnetita, zircão, turmalina e rutilo). As estruturas sedimentares não são claramente identificáveis, entretanto podem ser comparadas com as das praias modernas, sendo possível identificar as estratificações do tipo cruzada de baixo ângulo e cruzada acanalada.

Os corpos dos arenitos de praia localizam-se na zona de estirâncio, apresentando-se extremamente fraturados e com blocos dispersos, associados à erosão e solapamento na base. A erosão é causada por ondas e correntes litorâneas e o fraturamento dos corpos está relacionado a mecanismos de gravidade. Há, também, uma imensa colonização por organismos (Fig. 5.4), o que dificulta a análise e classificação sedimentológica. Outro aspecto que dificulta a sua descrição, é a forte ocupação urbana com as construções de casas e calçadas na zona de pós-praia.

Apesar destes corpos estarem submersos na maré alta, os arenitos de praia no Município do Recife (Figs. 5.1 e 5.2) estão, em relação ao nível médio do mar (nmm), entre 0,1 m a 0,89 m. Em Jaboatão dos Guararapes (Fig. 5.3), os arenitos de praia encontram-se, em média, entre -0,85 m a 0,20 m do nmm. Em Olinda (Fig. 5.4), estão entre -0,35 m a 0,1 m do nmm, podendo, dependendo da maré, ficar com os topos emersos quando das preamares.



Figura 5.1: Fotografia aérea oblíqua, em baixa-mar, com destaque para o arenito de praia nas praias do Pina e Brasília Teimosa em Recife (Fonte: CPRH, 2006).



Figura 5.2: Fotografia aérea oblíqua da praia do Pina, em baixa-mar, evidenciando duas linhas de arenito, com várias interrupções ao longo do corpo (Fonte: Jaime Mendonça, 2007).



Figura 5.3: Fotografia aérea oblíqua da Praia de Piedade, em Jaboatão dos Guararapes. Observa-se que o arenito de praia não acompanha paralelamente a linha de praia (Fonte: CPRH, 2006).



Figura 5.4: Aspecto típico do arenito em Olinda, com superfície recoberta por organismos.

5.2 Petrografia e diagênese

A análise petrográfica realizada em lâminas delgadas auxilia na avaliação da textura, composição do arcabouço, da porosidade, da textura, dos eventos diagenéticos e da classificação da rocha.

Observações petrográficas revelaram que os arenitos de praia possuem granulação, principalmente, areia média a grossa, com presença de algumas lâminas cascalhosas (grânulos e seixos) na classificação de Wentworth (1922), com grãos pobremente selecionados, variando de sub-angulosos a sub-arredondados. O empacotamento é do tipo frouxo, segundo a classificação de Kahn (1956), reflexo da predominância de grãos flutuantes (Fig. 5.5).

A análise petrográfica dos arenitos de praia revela que o arcabouço é constituído de grãos de quartzo (mínimo de 58,2% e máximo de 85,0%), com predominância do tipo monocristalino (mínimo de 30,0% e máximo de 77,4%) e, em menor número, do policristalino (mínimo de 1,3% e máximo de 49,3%; Fig. 5.6). Todos os elementos quantificados na análise petrográfica estão ilustrados, em valores percentuais, na tabela 5.1 e descritos individualmente no anexo 1.

Os feldspatos são frequentes em quase todas as lâminas petrográficas examinadas, ficando em torno de 5%, sendo representados, principalmente, por plagioclásio (Fig.5.7). Os minerais pesados apresentam-se em pequena porcentagem e são caracterizados principalmente por opacos (Fig.5.8), turmalina (Fig.5.9), granada, epidoto e zircão (Fig.5.10), com máximo de 4,5% na amostra 7. Os bioclastos são representados pelos briozoários, gastrópodes, bivalves, foraminíferos, algas vermelhas e equinóides, variando entre 0,5% a 9,5% (Figs. 5.11, 5.12 e 5.13), sendo os organismos fósseis do tipo bentônicos e planctônicos associados ao ambiente da plataforma rasa.

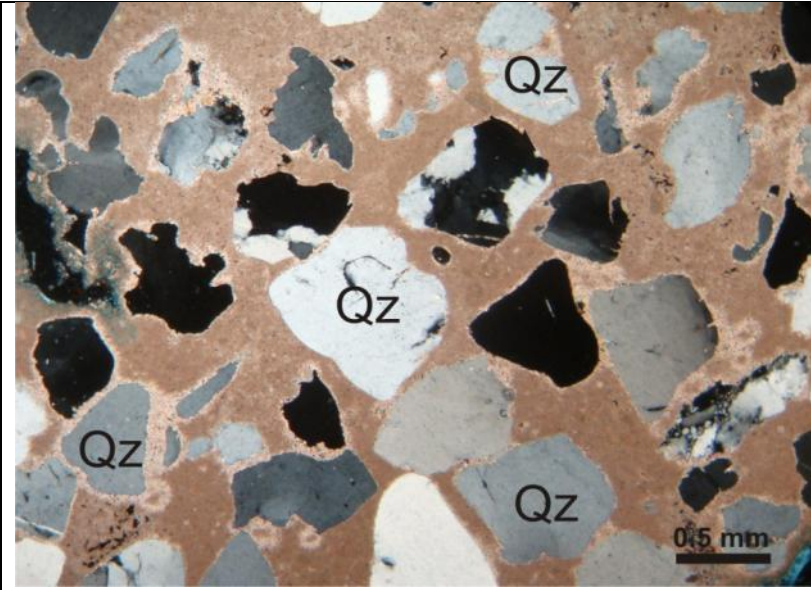
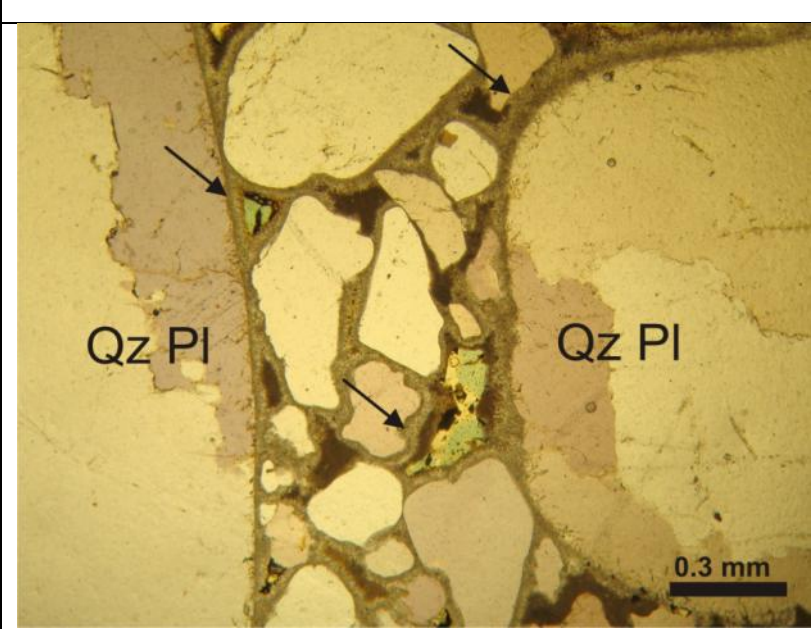
A porosidade dominante é do tipo interpartícula (mínimo de 0,4% e máximo de 16,1%), ocorrendo também as do tipo intrapartícula e fratura. Há fraturas abertas, sem preenchimento e há algumas preenchidas por calcita.

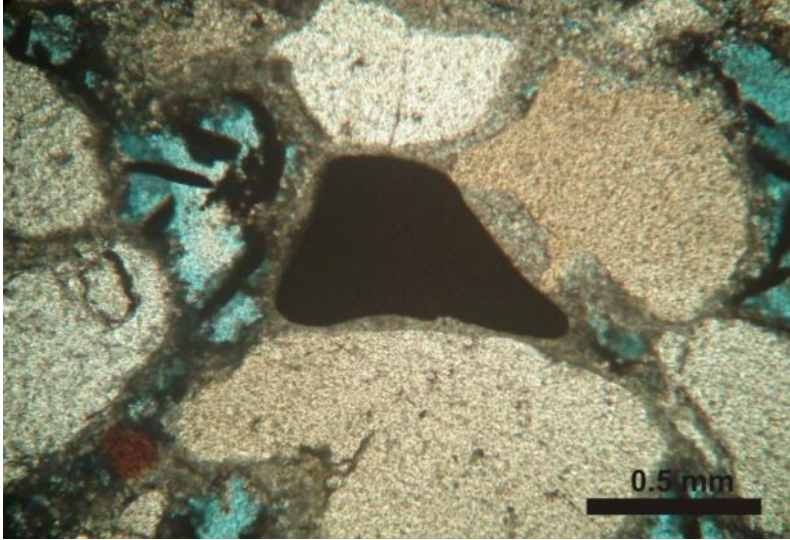
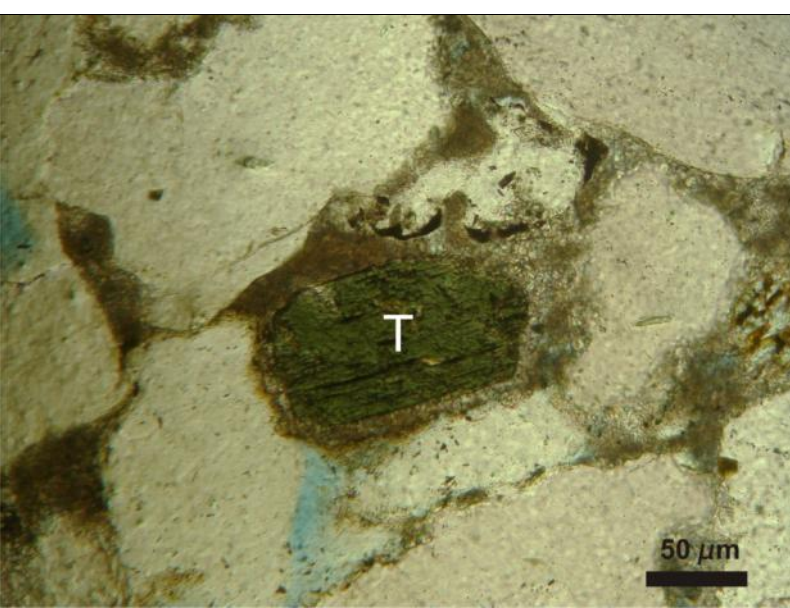
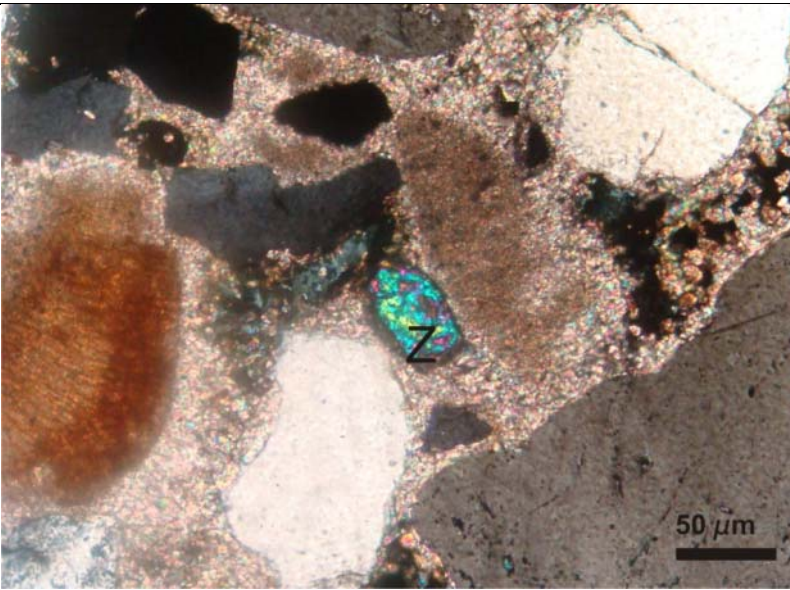
O cimento carbonático encontrado nas amostras é constituído, exclusivamente, da calcita rica em Mg e com texturas variadas. O cimento carbonático ocupa

praticamente todo o espaço poroso, incluindo fraturas, e promove a substituição na borda de grãos de quartzo corroídos. Contudo, verificam-se também grãos de quartzo monocristalino incrustados por alga vermelha envolvida por franja de cristais prismáticos (Fig. 5.14).

Tabela 5.1: Valores percentuais da análise petrográfica dos arenitos de praia.

Amostras	Quartzo monocr.	Quartzo policr.	Feldspatos	Min. Pesados	Bioclotos	Cimento	Marga infiltrada	Porosidade
Sub. – A	62,4	7,9	4,1	1,6	0,6	5,5	12	5,8
Sub. – B	51,4	20,6	-	0,6	2,8	5,6	13,7	5,3
AM – 1	63,2	4,8	1,1	0,8	9,5	8,9	-	11,7
AM – 2	58,6	10,1	3,9	1,7	6,9	7,3	-	12,2
AM – 3	65,6	2,5	2,9	1,2	9,3	78	-	10,6
AM – 4	58,9	3,3	5,2	3,1	8	5,3	-	16,1
AM – 6	61,3	14,1	-	-	5,4	10,1	4,2	9
AM – 7	61,5	6,7	2,6	4,5	5	7,1	2	12,2
AM – 8	77,4	7,6	1,1	0,4	2,2	11,6	-	0,8
AM – 9	56,1	7	-	1,2	3,5	7,4	8,9	15,9
AM – 10	60,9	1,2	1,8	0,3	5,5	25	-	7,3
AM – 11	65,2	4,7	2,6	-	1,8	16	1,8	13
AM – 12	59,8	2,5	5,9	-	3,3	7	10,5	11,5
AM – 13	48,1	15,9	0,8	1,1	5,2	15,4	6,3	7,2
AM – 14	30	49,3	0,9	-	4,4	14,3	-	1,1
AM – 15	54,5	5,7	-	0,2	2,6	27,1	9,3	0,5
AM – 16	50,4	28,4	-	-	6,3	7,9	5,6	1,5
AM – 17	36	35	3,3	-	7,2	22,8	-	2,9
AM – 18	33,4	32,5	-	-	6,6	31,4	-	2,7
AM – 19	60	5,1	1	0,8	2,9	3,6	24,7	2,1
AM – 20	61,6	1,3	-	0,9	1	33,6	-	1,6
AM – 21	67,3	1,6	1,3	-	5,5	9,9	-	14,4
AM – 22	53,8	4,4	1,5	-	3	32,3	4,5	0,4
AM – 23	60,9	2,7	1,2	0,3	3,8	20,6	-	10,7
AM – 24	68,3	3,1	-	-	2,8	21,3	2,5	2
AM – 25	55,8	6,9	1,8	2	0,5	5	20,4	7,5

	Figura 5.5: Aspecto geral da lâmina com presença abundante de grãos de quartzo (Qz), flutuantes, no arcabouço. Amostra submersa A, polarizadores cruzados (PX).
	Figura 5.6: Arcabouço pobremente selecionado. Observar a presença de grãos de quartzo policristalino (Qz Pl) e franja isópaca de cristais prismáticos (setas). Amostra 14, PX.
	Figura 5.7: Detalhe de grão de plagioclásio (P). Amostra 13, PX.

	Figura 5.8: Grão de opaco. Objetiva 16 x. Amostra 14, PX.
	Figura 5.9: Detalhe de grão de turmalina (T). Amostra 7, polarizados descruzados (P//).
	Figura 5.10: Detalhe de grão de zircão (z). Amostra 13, PX.

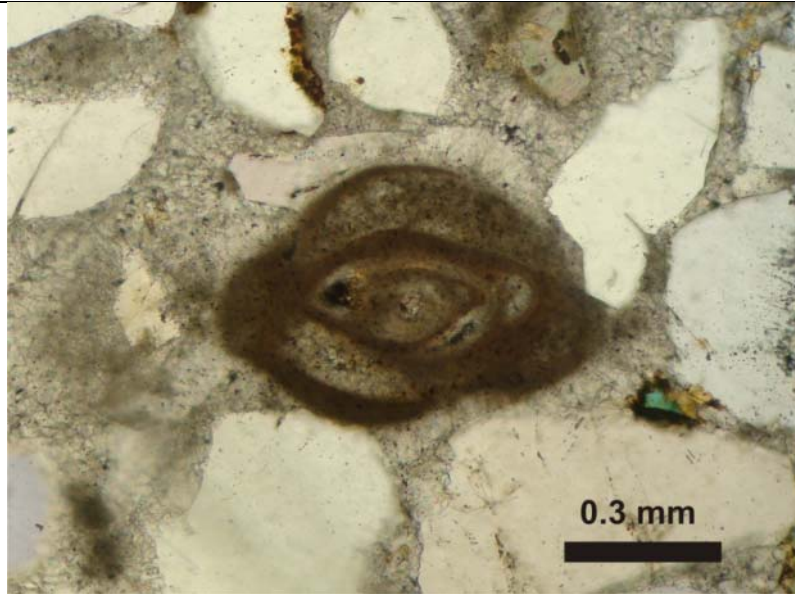


Figura 5.11: Em destaque, no centro da foto, foraminífero do tipo quinqueloculina. Amostra 10, P//.

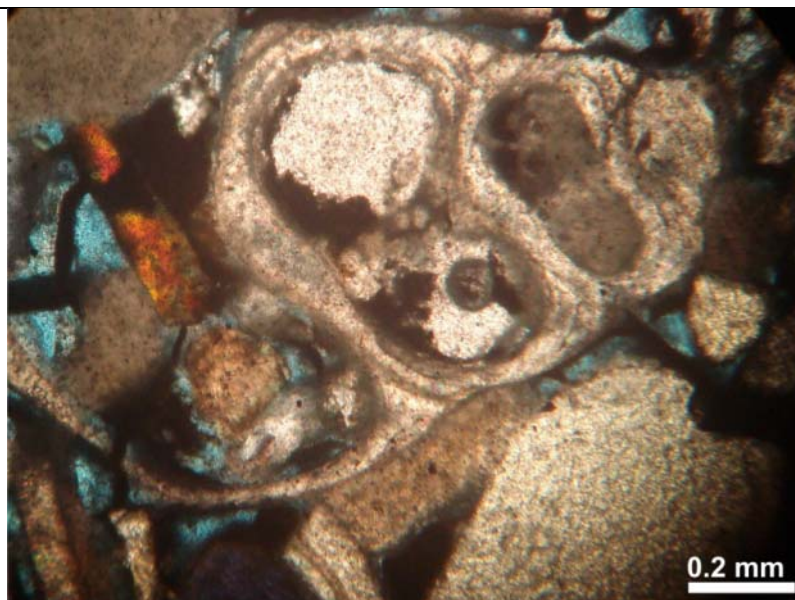


Figura 5.12: Gastrópode recristalizado com bioerosão. Amostra 1, PX.

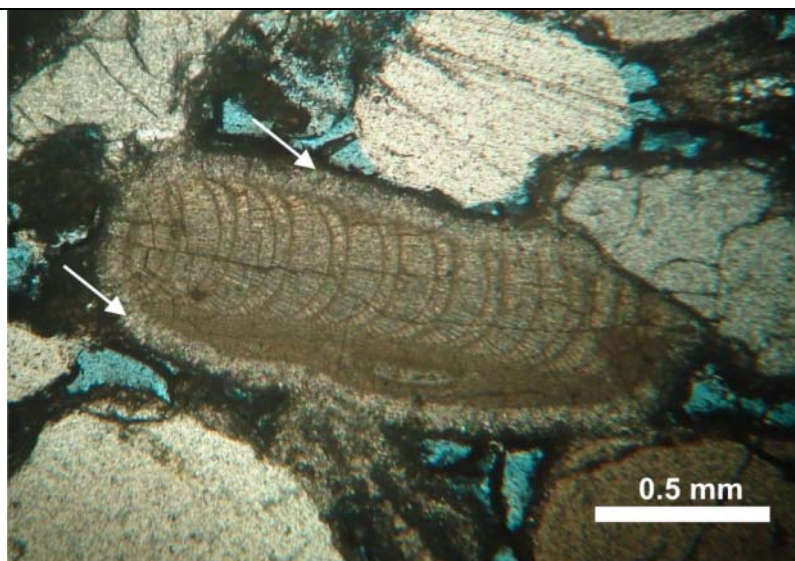
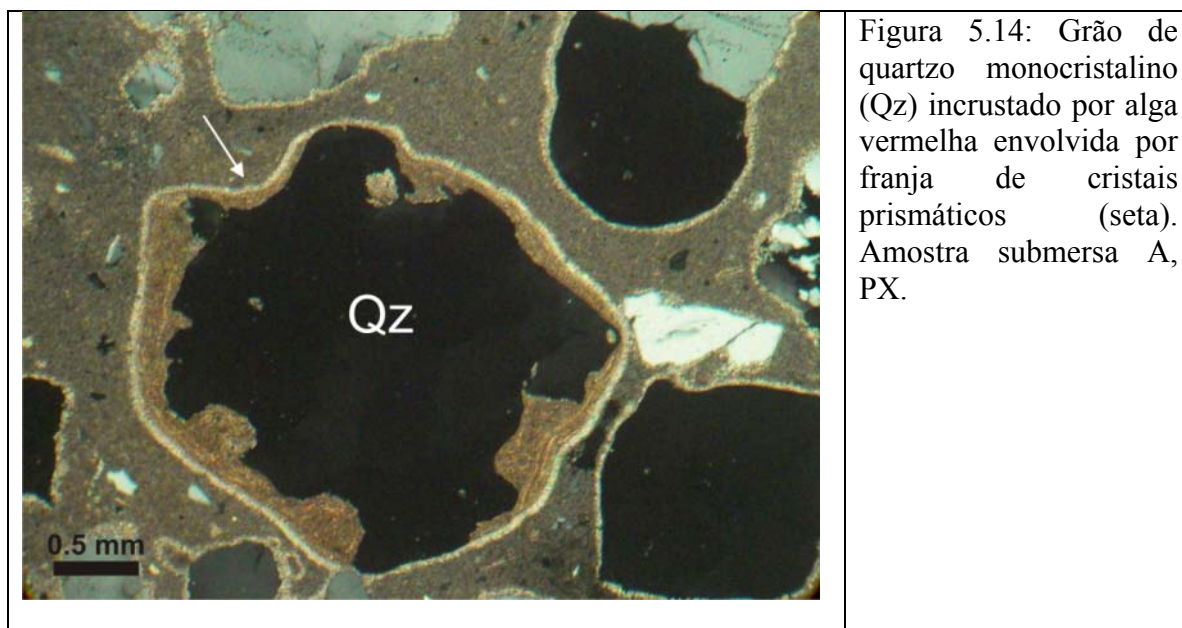


Figura 5.13: Alga vermelha coralínea com estrutura reticulada típica. Setas indicam cimentação por franja isópaca de cristais prismáticos. Amostra 17, PX.



5.3 Composição do cimento e morfologia

Os cristais de calcita rica em Mg (high magnesium calcite – HMC) foram identificados como cimento predominante dos arenitos de praia estudados, sendo encontrados desde 0,89 m a -5,8 m (nmm), preenchendo parcial ou completamente os espaços intergranulares e intragranulares. São formados, em sua maioria, por cristais rômnicos, com diâmetro medindo entre 4 e 30 μm (Moore, 1973 e Milliman, 1977).

Nas amostras selecionadas, estes cristais apresentam-se com hábitos e morfologias diferenciadas (Figs. 5.15 a 5.28). As principais formas encontradas foram: (i) cutícula criptocristalina; (ii) franja prismática isópaca; (iii) agregados pseudo-peloidais; (iv) agregados fibro-radiais; (v) cimento micrítico; e (vi) cimento equante. Além destas fases cimentantes, identificou-se marga infiltrada (Tab. 5.2). A seguir veremos uma descrição mais detalhada de cada um destes produtos diagenéticos.

Cutícula criptocristalina

A cutícula criptocristalina apresenta-se como o estágio inicial de cimentação dos arenitos de praia, enquanto que a infiltração de marga com bioclastos indica um estágio final de diagênese.

Este cimento envolve, em maior número, os grãos siliciclásticos e, em menor número, os bioclásticos, possuindo espessura heterogênea (mínimo de 10 e máximo

de 120 μm) e predominantemente descontínua. Em geral, é coberto por franja isópaca, podendo separar duas gerações da mesma (Fig. 5.15). Sua presença indica que foi desenvolvido sob condições freáticas. Esse tipo de textura representa, em média, 2,5 % do volume total das amostras analisadas, sendo o volume máximo de 6,3 %, encontrado na amostra 07.

Tabela 5.2: Distribuição do material diagenético distribuído ao longo das 27 amostras de lâminas analisadas (valores em porcentagem).

Amostras	CC	FPI	APP	AFR	CM	CE	MI	HF	Total
Sub. - A	0,3	4,6	0,6	-	-	-	12	-	17,5
Sub. - B	0,3	3,2	1,1	-	-	-	13,7	1	19,3
Am - 1	0,4	3,8	-	-	4,7	-	-	-	8,9
Am - 2	5,5	1,8	-	-	-	-	-	-	7,3
Am - 3	-	0,4	-	-	7,1	-	-	0,3	7,8
Am - 4	2,8	2,5	-	-	-	-	-	-	5,3
Am - 6	-	5,1	0,8	-	-	-	4,2	-	10,1
Am - 7	6,3	0,8	-	-	-	-	2	-	9,1
Am - 8	0,4	0,3	-	1	9,9	-	-	-	11,6
Am - 9	-	3,7	3,2	1	-	-	9,4	-	17,3
Am - 10	-	-	0,4	2	8,7	13,9	-	-	25
Am - 11	-	0,2	0,8	5	10	-	1,8	-	17,8
Am - 12	-	4,8	-	0,5	1,7	-	10,5	-	17,5
Am - 13	-	2,8	-	-	13,6	-	5,3	-	21,7
Am - 14	0,4	6,5	-	-	7,4	-	-	-	14,3
Am - 15	-	1,9	2,8	-	22,4	-	9,3	-	36,4
Am - 16	-	1,1	3,8	-	1,9	-	5,6	1,1	13,5
Am - 17	-	3,5	1,3	-	18	-	-	-	22,8
Am - 18	-	3,2	14,5	-	13,7	-	-	-	31,4
Am - 19	-	2,3	-	-	-	1,3	24,7	-	28,3
Am - 20	-	7,5	11,6	-	12	-	-	2,5	33,6
Am - 21	0,2	6,1	-	-	3,2	-	-	0,4	9,9
Am - 22	4,5	2,2	2,6	-	-	-	24	3,5	36,8
Am - 23	-	-	-	-	20,2	-	-	0,4	20,6
Am - 24	-	0,2	20,3	-	0,8	-	2,5	-	23,8
Am - 25	-	1	-	-	2,8	1,2	20,4	-	25,4

Legenda: CC: Cutícula criptocristalina; FPI: Franja prismática isópaca; APP: Agregados pseudo-peloidais; AFR: Agregados fibro-radiais; CM: Cimento micrítico; CE: Cimento equante; MI: Marga infiltrada; HF: Hidróxido de Ferro.

Franja prismática isópaca

A franja prismática isópaca é um dos principais cimentos marinhos. Foi descrita, entre outros trabalhos pioneiros, por James e Ginsburg (1979), com largura de 3-5 μm e comprimentos de 20-80 μm . Estudo realizado por Meyers (1987), no Havaí, sugere que a cimentação por franja prismática isópaca dos arenitos de praia desenvolva-se somente depois que a permeabilidade foi reduzida. Longman (1980) interpretou diferentes texturas de cimentos carbonáticos e indicou a franja isópaca como gerada em zona freática marinha.

É composta de prismas alongados, perpendiculares à superfície do grão, ocupando, em sua maioria, os espaços interpartícula. O comprimento máximo dos prismas é geralmente de 60 μm . A franja isópaca representa 3,6 %, em média, do volume total das lâminas analisadas, sendo o valor máximo de 7,5 %, na amostra 20.

No geral, apresenta uma forma de franja prismática isópaca muito regular, no entanto, os cristais prismáticos podem se apresentar sub-perpendiculares (Figs. 5.16 e 5.17) ou caóticos ao redor dos siliciclásticos (Fig. 5.18), enquanto nos grãos de bioclastos, em sua maioria, são perpendiculares a sua superfície. Observou-se, também, em algumas lâminas, a presença da franja isópaca apenas ao redor de bioclastos (Fig. 5.19).

A ausência ou truncamento dos cristais prismáticos é decorrente tanto da dissolução por água doce ou da interrupção do seu crescimento na interface água – ar na zona vadosa (Neumeier, 1998).

Agregados pseudo-peloidais

Sua textura foi descrita no Havaí (Meyers, 1987), em Belize (Gischler e Lomando, 1997) e nas Ilhas Reunião (Font & Calvet, 1997). Meyers (1987) e Amieux *et al.* (1989) descrevem o diâmetro médio, respectivamente, como 25 μm e 10 μm e resultariam de atividades de cianobactérias e microbiológicas, na zona freática.

Este cimento possui forma esférica a subesférica, com 40 a 100 μm de diâmetro. Seu arranjo é bastante espaçado e variado, podendo preencher totalmente a porosidade da amostra. Este cimento está presente em praticamente metade das

amostras analisadas, representando, em média, 4,5 % do volume total das mesmas, sendo o valor máximo de 14,5 %, na amostra 18. Está associada, sobretudo, ao cimento micrítico e à franja isópaca (Figs. 5.20, 5.21 e 5.22).

Agregados fibro-radiais

Vieira e De Ros (2006) identificaram este tipo de cimento cujos cristais apresentam largura e comprimento médio de 11,4 μm e 69,9 μm , respectivamente, sendo considerados um produto de nucleação limitada, a qual favoreceria a disposição radial, ocorrendo preferencialmente nos grãos siliciclásticos.

O cimento fibro-radial foi identificado, em poucas amostras, dispostos radialmente a partir do núcleo, em geral isolados ou associados aos cimentos pseudo-peloidais ou cristais equantes (Figs. 5.23 e 5.24). Constitui em média 1,9% do volume total encontrado nas amostras analisadas, com volume máximo de 5 % na amostra 11.

Cimento micrítico

O cimento micrítico é um dos principais cimentos marinhos e um dos mais abundantes encontrados nos arenitos de praia. Longman (1980) indica este tipo de cimento como de origem na zona freática. Meyers (1987) o interpreta como uma precipitação interna microcristalina. Foi igualmente descrito por Bathurst (1974), Schroeder (1979), El Sayed (1988), Gischler e Lomando (1997), Vieira e De Ros (2006).

A calcita magnesiana micrítica é um cimento composto de cristais com dimensão de 0,5 a 4 μm . Apresenta-se em lâmina com coloração marrom a acinzentado (Neumeier, 1998).

Este cimento foi encontrado em mais de 60 % das amostras analisadas. Sua textura apresenta-se como uma massa escura homogênea, preenchendo completamente os espaços intragranulares e intergranulares. É composto por cristais microcristalinos com tamanho máximo de 4 μm , sendo encontradas, em algumas lâminas, pequenas impurezas, formadas principalmente por pequenos grãos

detríticos. Este cimento representa, em média, 8,6 % do volume total das amostras analisadas, sendo o valor máximo de 22,4 %, na amostra 15 (Figs. 5.20 e 5.25).

Apesar de Moore (1973) descrever este cimento como resultado de um desenvolvimento a partir de atividades biológicas, não foi encontrado nos arenitos de praia estudados componentes que apontem esta origem.

Cimento equante

Este cimento é formado por agregados de cristais anédricos e subédricos de calcita que preenchem completamente a porosidade (Figs. 5.26 e 5.27). Seu tamanho varia de microcristalino a mesocristalino. Constitui em média 5,8% do volume total encontrado nas amostras analisadas, com volume máximo de 13,9 %, na amostra 10.

De acordo com Longman (1980), a calcita rica em Mg formada por cimento equante nos arenitos de praia, indica precipitação em um ambiente marinho raso.

Marga infiltrada

É composta por bioclastos (incluindo planctônicos), seguidos por grãos detríticos (sobretudo, quartzo), flutuando em uma mistura de micrita e argila. Possui estrutura maciça, preenchendo a porosidade interpartícula e, em alguns casos, os poros intrapartículas de bioclastos (Fig. 5.28). Sua eventual ocorrência sob a forma de menisco é um indicativo de deposição em zona vadosa.

A marga infiltrada constitui, em média, 13,9 % de material constituinte, nas amostras analisadas, com valor máximo de 24,7 %, na amostra 19.

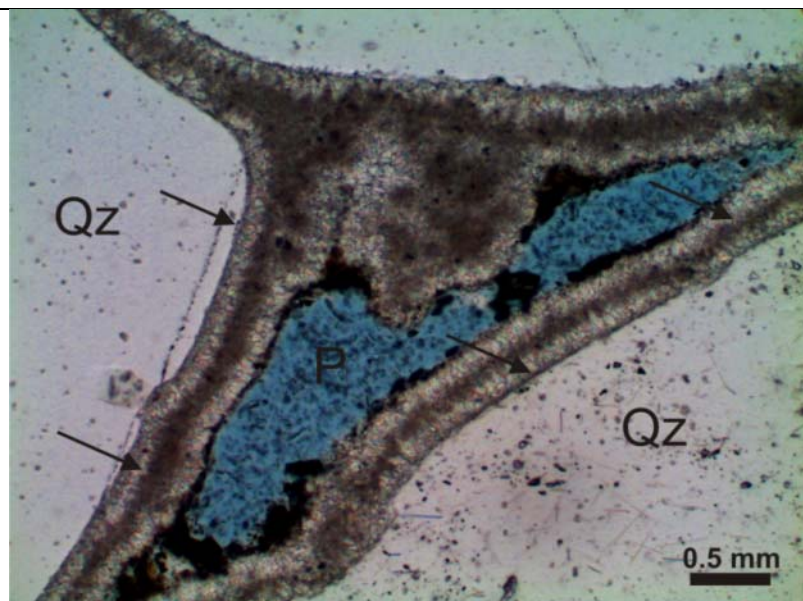


Figura 5.15: Duas gerações de franja de cristais prismáticos separadas por cutícula micrítica (setas). Amostra submersa B, P//.

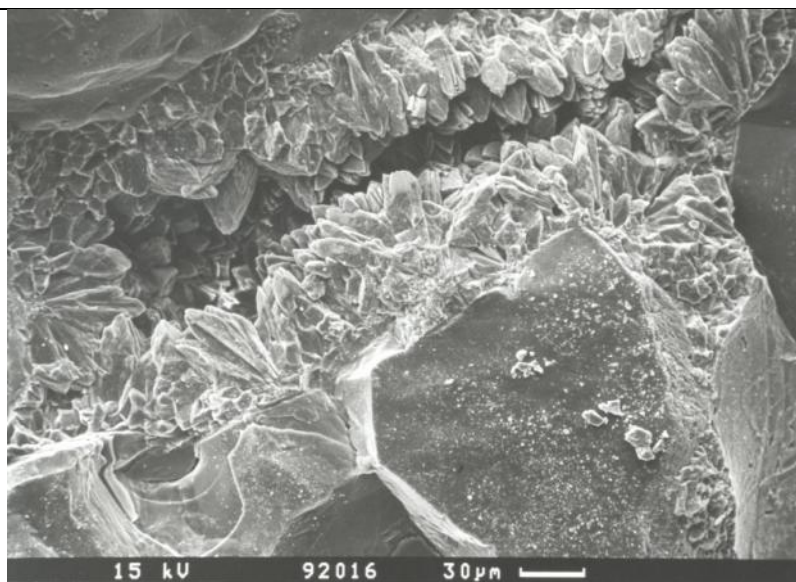


Figura 5.16: Franja de cristais prismáticos, regular e isópaca, com dimensão entre 5 e 50 μm , ao redor dos grãos de quartzo. Observar a orientação sub-perpendicular dos cristais em relação ao grão de quartzo. Amostra 10, imagem obtida ao microscópio eletrônico de varredura (MEV).

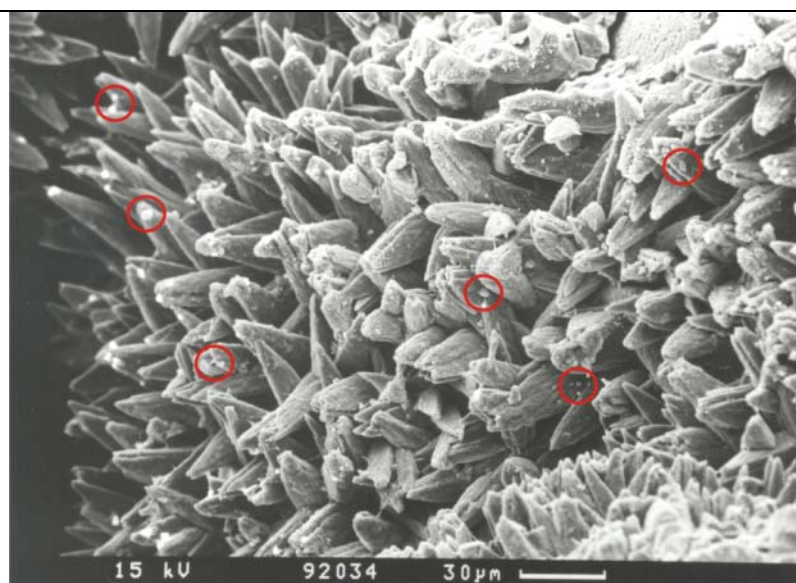


Figura 5.17: Detalhe de cristais prismáticos, com ocorrência de pontos de sódio (círculo vermelho), amostra submersa B, MEV.

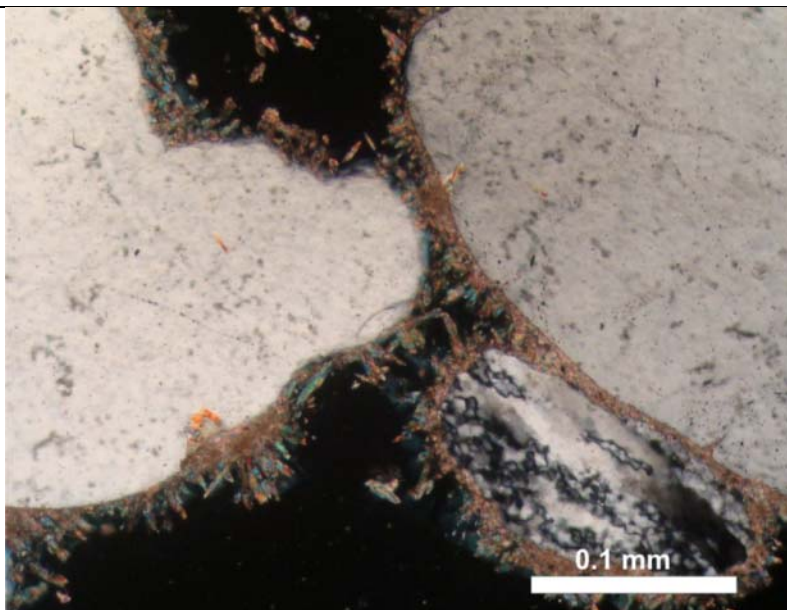


Figura 5.18: Cristais prismáticos sub-perpendiculares a caóticos ao redor dos grãos. Amostra 13, PX.

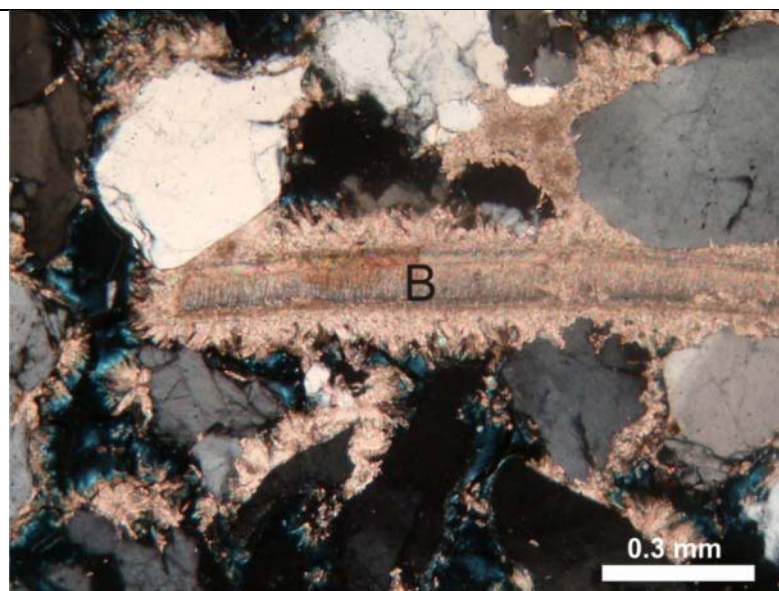


Figura 5.19: Cristais prismáticos bem desenvolvidos ao redor do bivalve (B), porém ausentes ou descontínuos ao redor dos grãos terrígenos. Amostra 9, PX.

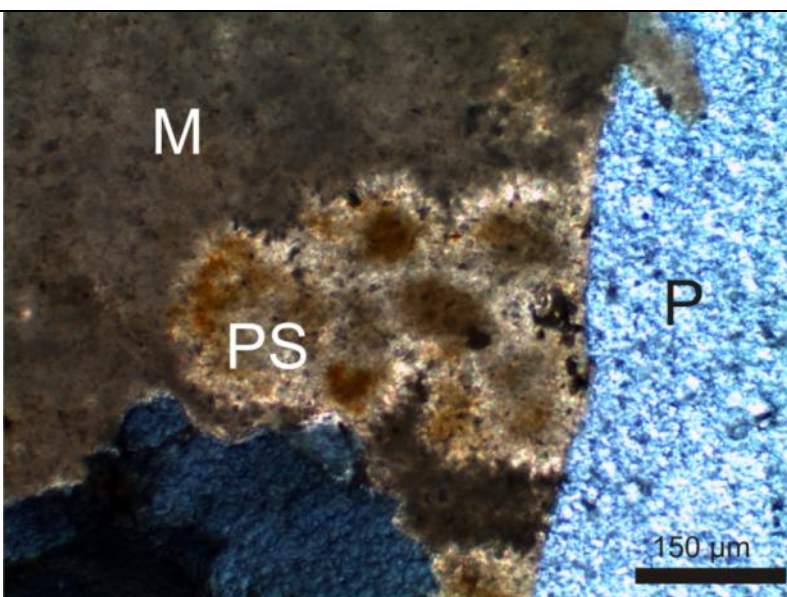


Figura 5.20: Espaço poroso (P) ocupado por agregado pseudo-peloidal (PS) e cimento micrítico (M). Amostra 15, PX.

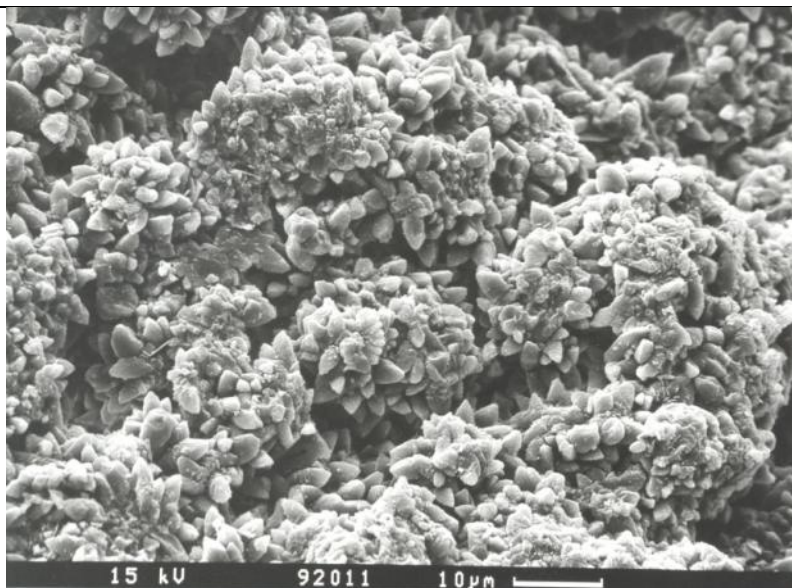


Figura 5.21: Visão geral do agregado pseudo-peloidal, mostrando os cristais escalanoédricos que formam os pseudo-peloides. Amostra submersa B, MEV.

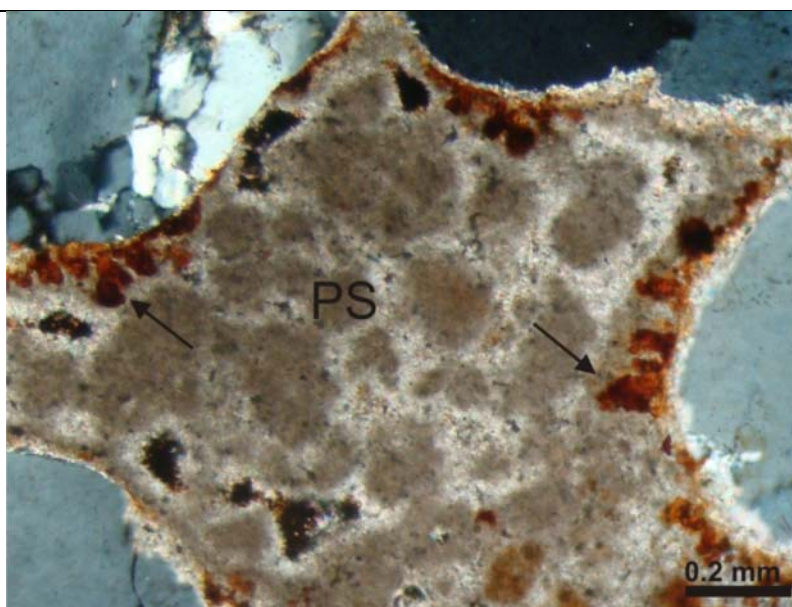


Figura 5.22: Agregado pseudo-peloidal (PS) ocupando espaço interpartícula. Observa-se a presença de hidróxido de ferro (setas), provável contribuição dos sedimentos terciários da Formação Barreiras. Amostra 20, PX.

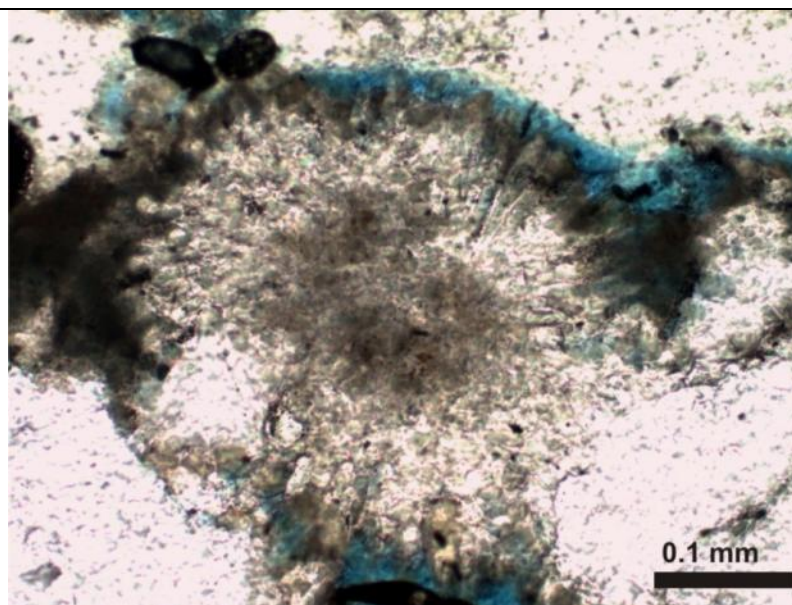


Figura 5.23: Agregado fibro-radial desenvolvido ao redor de um núcleo pseudo-peloidal. Amostra 9, P//.



Figura 5.24: Agregados fibro-radiais, dispostos ao redor dos grãos, com dimensão, em média, de 60 µm. Amostra emersa 12, MEV.

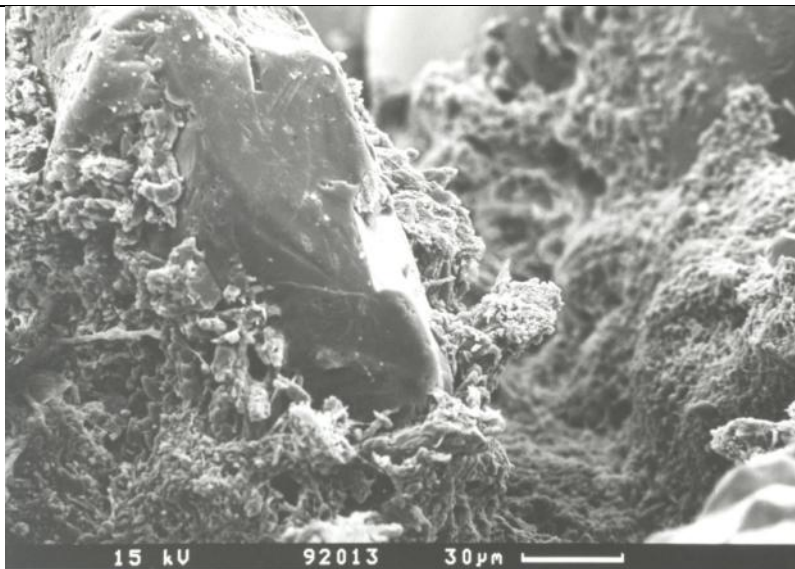


Figura 5.25: Cimento micrítico no entorno do grão de quartzo. Observar a presença de marcas de impacto na superfície do grão, em decorrência dos impactos sofridos durante o transporte. Amostra emersa 3, MEV.

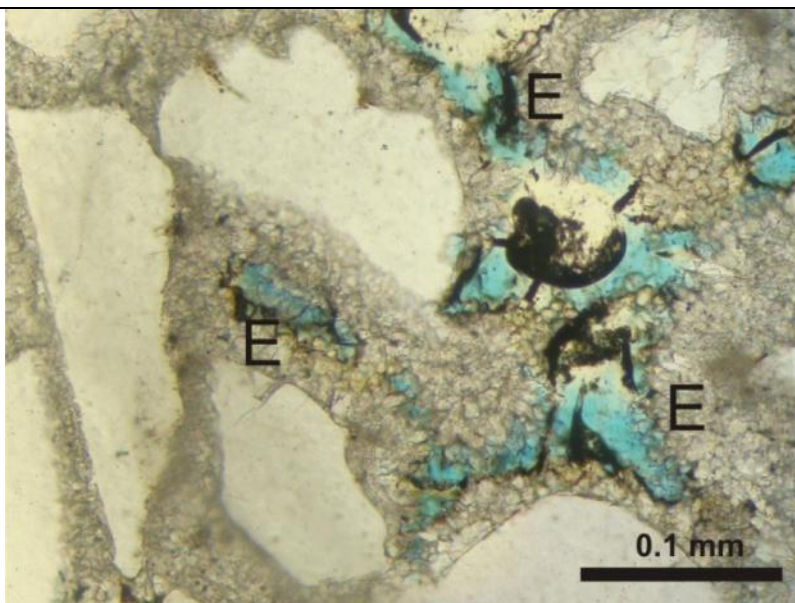
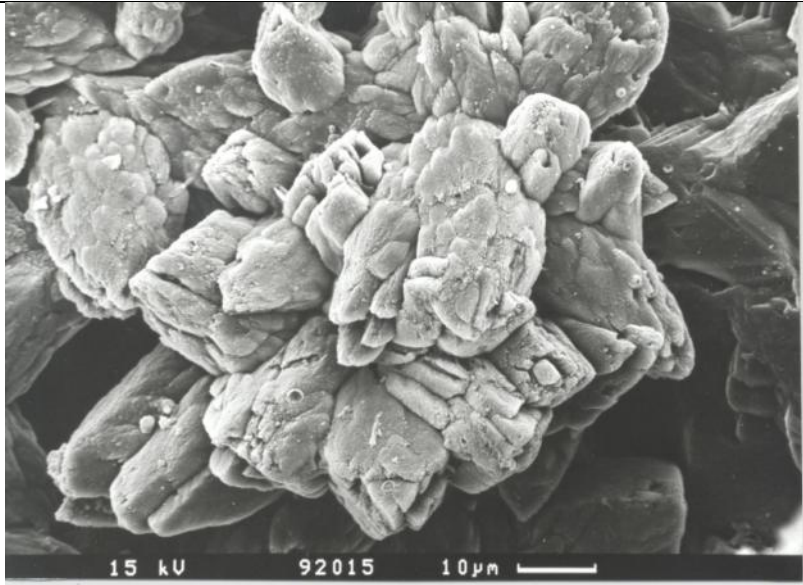
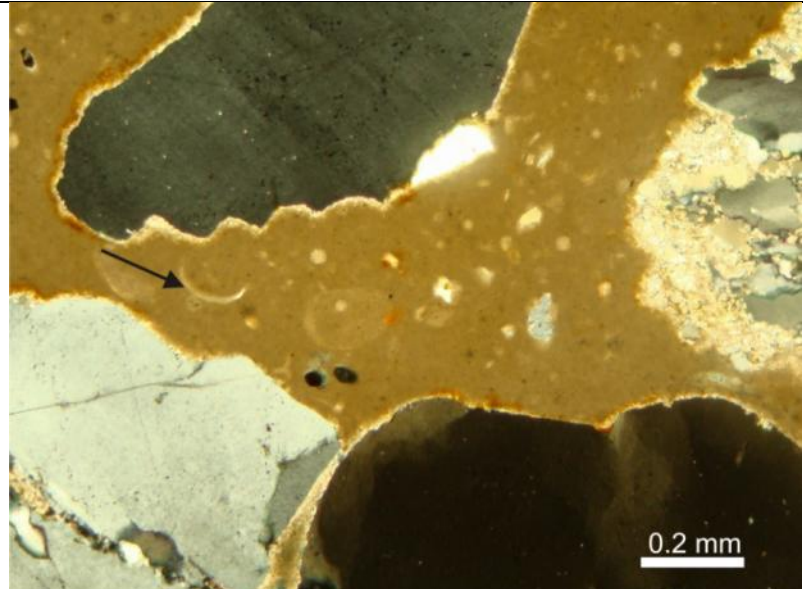


Figura 5.26: Porosidade intergranular ocupada por cristais equantes (E). Amostra 10, P//.

	Figura 5.27: Detalhe dos cristais equantes, ocupando o espaço poroso. Amostra emersa 14, MEV.
	Figura 5.28: Marga infiltrada ocupando espaço poroso com presença de foraminífero planctônico (seta). Amostra 25, PX.

5.3.1 Catodoluminescência

De acordo com Amieux *et al* (1989), a catodoluminescência demonstrou ser uma ótima ferramenta para interpretar os processos de cimentação dos arenitos de praia da costa de Togo (oeste da África), permitindo o reconhecimento de três estágios diagenéticos. Inicialmente, a calcita magnesiana foi precipitada na zona freática marinha, representada por luminescência intensa, variando de laranja escuro a azul escuro, com hábitos cristalinos de cristais prismáticos e cimento micrítico peloidal. O segundo estágio é marcado com intensa luminescência alaranjada, com

cimentos acicular e equante, formados na zona freática de mistura de água doce e salgada. O terceiro estágio de cimentação apresenta estrutura zonada de luminescência de azul escuro e laranja, com cimento esparítico interpretado como típico de zona freática de água doce.

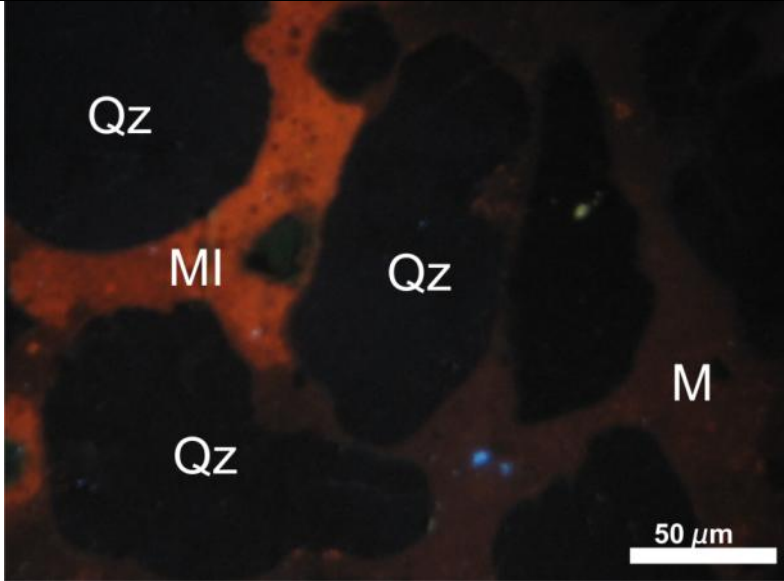
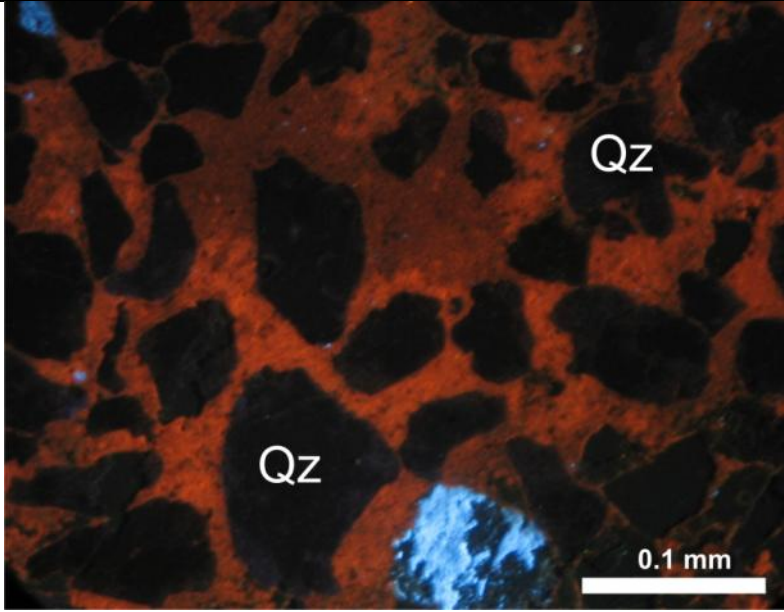
De acordo com os autores acima referidos, o Mn^{2+} é o principal ativador da luminescência, e o ferro o principal inibidor. Sendo estes dois elementos pouco solúveis, em ambientes abertos, os mesmos não podem substituir o carbonato na estrutura de cristais de calcita e aragonita. De acordo com Major (1991), por esta razão, os cimentos marinhos modernos não são luminescentes, com exceção de ambientes fechados e ricos em Mn^{2+} . Neumeier (1998) conclui que a não luminescência dos cimentos carbonáticos dos arenitos de praia indica um ambiente de formação bem oxigenado e com importante circulação de fluidos.

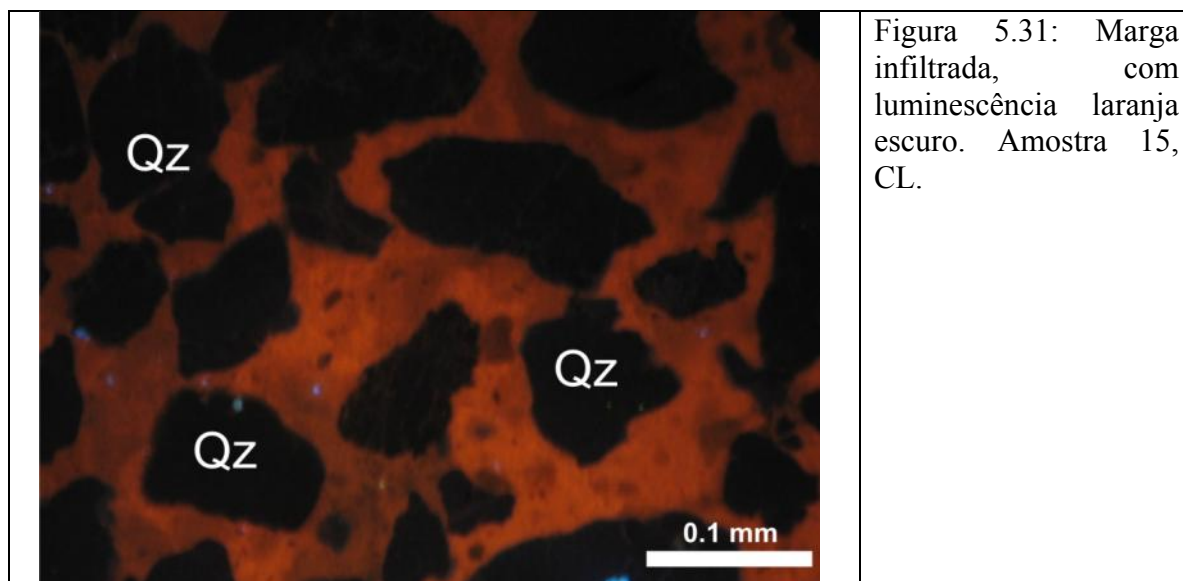
Poucas lâminas analisadas apresentaram luminescência. Verificou-se luminescência nas lâminas com agregados pseudo-peloidais e marga infiltrada, neste último, possivelmente, por apresentar infiltração de argilominerais (Figs. 5.29, 5.30 e 5.31).

Verificaram-se dois estágios da diagênese dos arenitos de praia da área de estudo. O primeiro revela dois tipos de ambientes geoquímicos, estabelecendo-se, inicialmente, condições redutoras em ambiente freático marinho, seguidas de um ambiente oxidante freático marinho. A luminescência do segundo estágio sugere uma calcita com alta concentração de Mn^{2+} , que pode ser inserido através de uma leve influência de água doce em um ambiente redutor.

No primeiro estágio desenvolveu-se um ambiente geoquímico no qual se estabeleceram condições oxidantes, em ambiente freático marinho, resultando em ausência de luminescência, nas primeiras fases cimentantes: cutícula criptocristalina e franja prismática isópaca. Este ambiente oxidante permaneceu, gerando os cimentos do tipo equante, fibro-radial e micrítico, não luminescentes, ou deu lugar a condições redutoras, sob as quais foram gerados os agregados pseudo-peloidais, os quais poderão anteceder o estabelecimento de novas condições oxidantes nas quais é precipitado cimento micrítico. A luminescência do segundo estágio sugere uma calcita com alta concentração de Mn^{2+} , que pode ser inserido através de uma leve

influência de água doce em um ambiente redutor. Sob estas condições teria sido infiltrada marga, a qual apresenta luminescência laranja.

	Figura 5.29: Cimento micrítico sem luminescência (M) e marga infiltrada a esquerda da foto (MI), com luminescência laranja escuro. Observar a baixa intensidade do grão de quartzo, com ausência de luminescência. Amostra 22.
	Figura 5.30: Cimento pseudo-peloidal representado através da cor laranja escuro, contendo uma luminescência azul brilhante em grão de feldspato. Amostra 24, CL.



5.3.2 Sequência diagenética

Várias fases de precipitação da calcita rica em Mg foram identificadas nos arenitos de praia estudados, sendo que cada fase possui um ambiente diferente com mecanismo de precipitação própria. Não foi observado um padrão estratigráfico entre as camadas, pois a sequência diagenética varia tanto verticalmente, quanto horizontalmente.

O ponto inicial das várias fases distintas do cimento foi a partir da superfície do grão em direção ao espaço poroso. Observam-se sucessivas gerações de texturas, que podem ser sumarizados na figura 5.32. Em geral, ocorre como primeiro evento diagenético a precipitação da cutícula criptocristalina, seguido pela primeira geração da franja isópaca. Esta sequência pode repetir-se em inúmeras lâminas. Após a precipitação da franja isópaca, deu-se o preenchimento da porosidade através do cimento equante acompanhado, na maioria das vezes, os cimentos pseudo-peloidal e fibro-radial. O próximo evento, na maioria das amostras estudadas, foi o preenchimento, por cimento micrítico, o qual pode ser seguido da infiltração de marga, último evento que afetou as rochas estudadas, podendo selar por completo sua porosidade com grãos detríticos e bioclastos depositados sob condições vadasas.

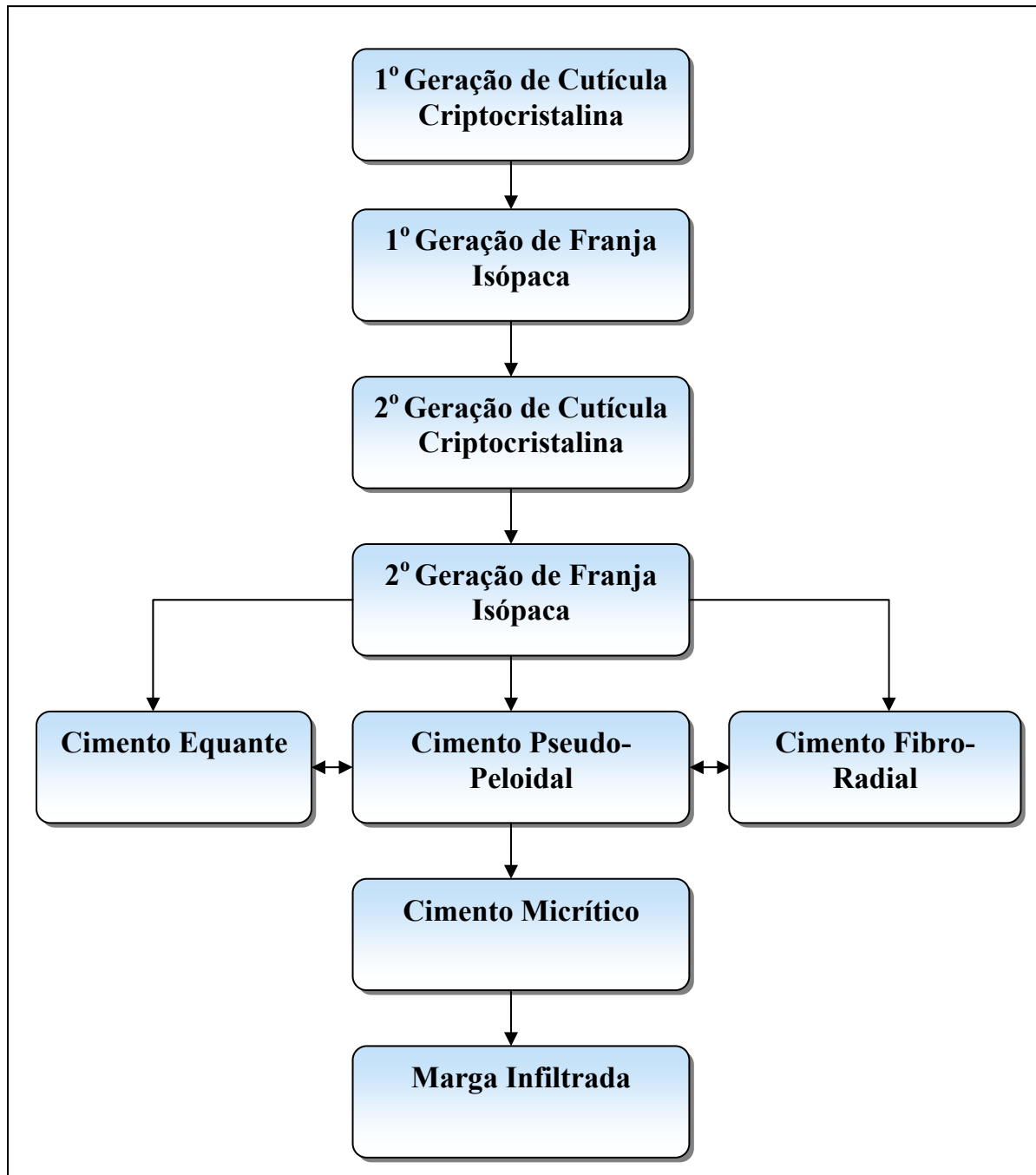


Figura 5.32: Sequência diagenética dos arenitos de praia estudados.

5.3.3 Energia dispersiva de raio X (EDX)

Energia dispersiva de raios-X indica que as amostras analisadas são compostas, principalmente, por quartzo e calcita magnesiana, ocorrendo eventualmente feldspato (Fig. 5.33, 5.34 e 5.35). Não foi encontrado estrôncio nas amostras o que caracteriza ausência de aragonita (Neumeier, 1998).

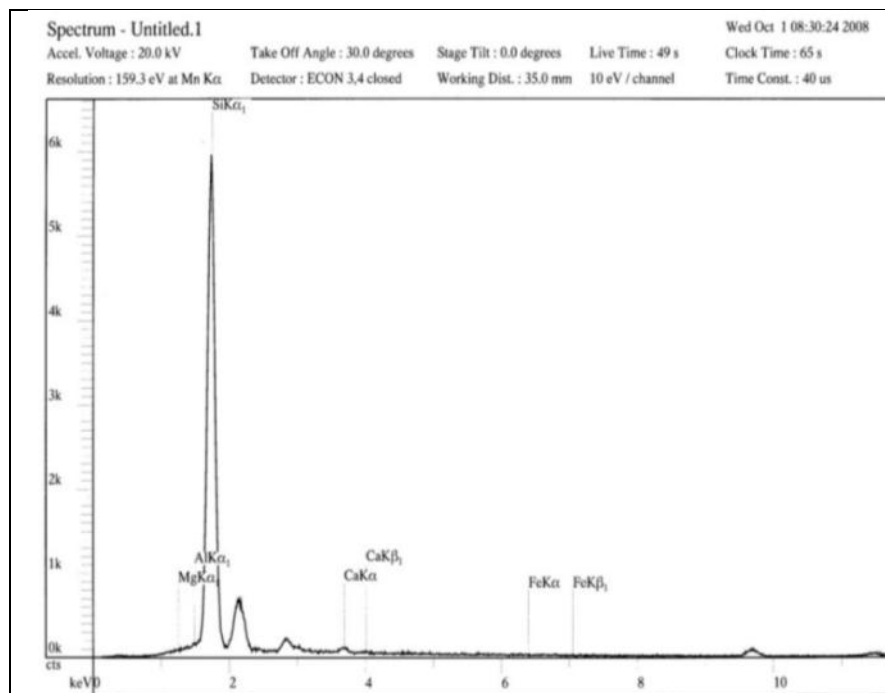


Figura 5.33:
Composição
química do
quartzo.

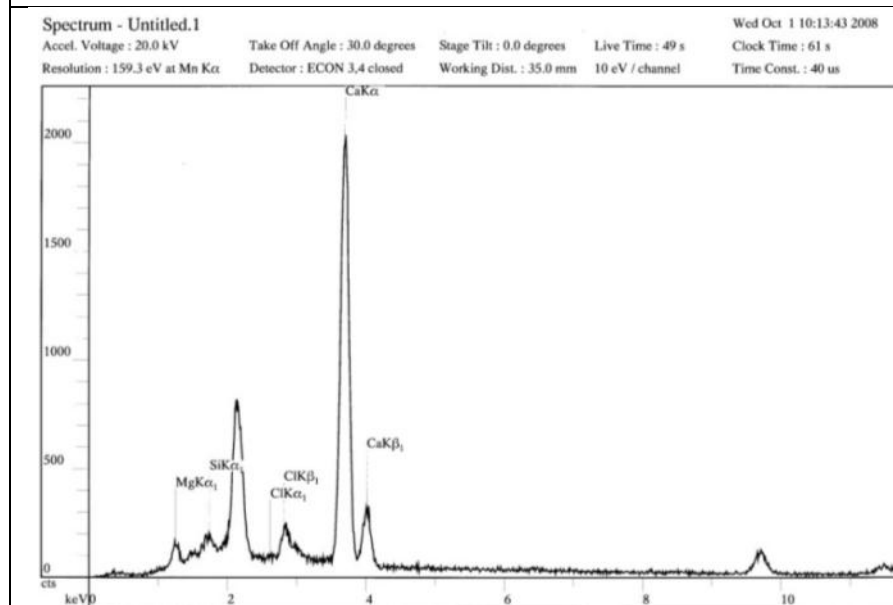


Figura 5.34:
Composição
química da
calcita
magnesiana.

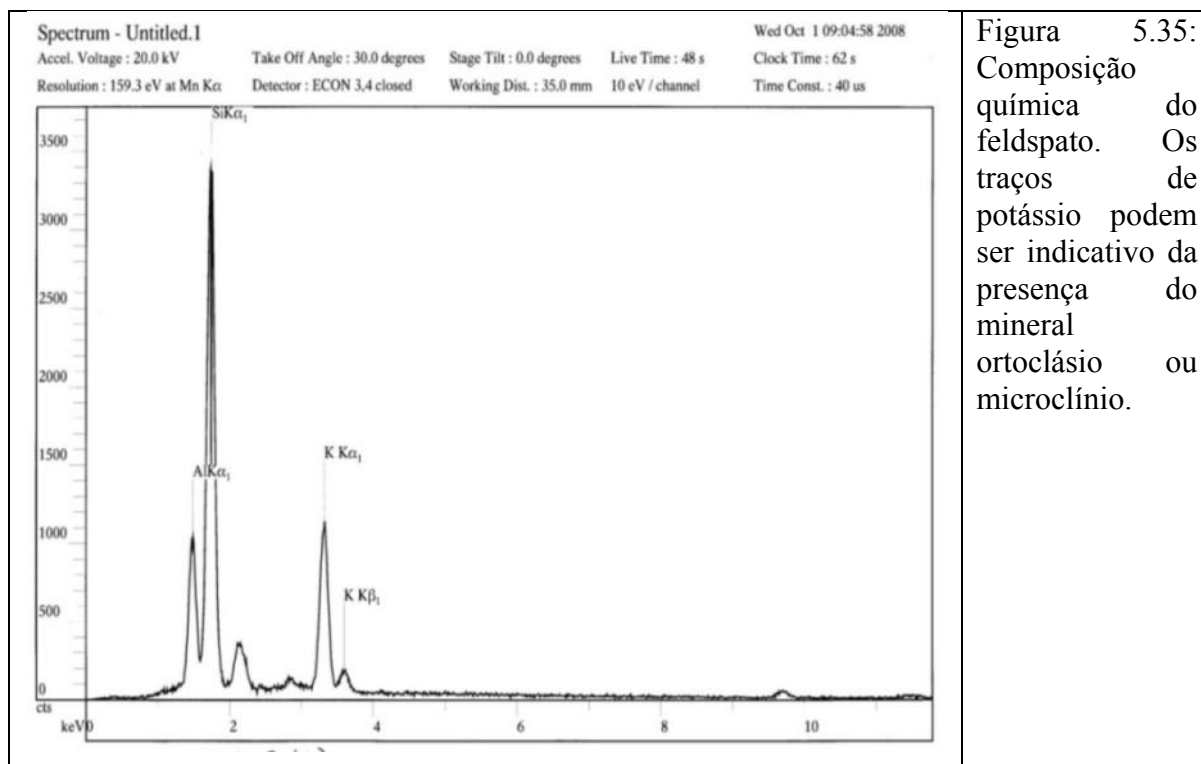


Figura 5.35: Composição química do feldspato. Os traços de potássio podem ser indicativo da presença do mineral ortoclásio ou microclínio.

5.4 Concentração isotópica de carbono e oxigênio

No que tange à razão isotópica, Milliman (1974) demonstrou que a variação da concentração isotópica dos carbonatos precipitados é um resultado direto do tipo de ambiente no qual foi formado. No caso de precipitação em ambientes marinhos, $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ apresentam em média, valores próximos a zero, enquanto os cimentos carbonáticos formados em ambiente de água doce apresentam valores constantemente mais negativos ($\delta^{13}\text{C} = -5\text{‰}$ a -15‰ e $\delta^{18}\text{O} = -5\text{‰}$ a -10‰). Os valores negativos podem indicar trocas pós-deposicionais com água meteórica. Os valores isotópicos de oxigênio refletem mudanças climáticas, enquanto os de carbono são associados às condições ambientais durante a precipitação do cimento.

Os resultados da concentração isotópica de carbono dos cimentos dos arenitos de praia emersos estudados (média de 0,02 nmm), apresentaram valores de $-1,12\text{‰}$ a $3,52\text{‰}$ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, com valor médio de $2,53\text{‰}$, enquanto que os arenitos de praia submersos (média de $-5,55$ nmm) variam de $3,07\text{‰}$ a $3,39\text{‰}$, com média de $3,29\text{‰}$ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. Os valores da razão isotópica de oxigênio dos arenitos de praia emersos, possuem valores de $-0,89\text{‰}$ a $0,45\text{‰}$ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (média de $-0,05$), e os

submersos com valores de 0,12‰ a 0,49‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ (média de 0,34). De acordo com Coudray e Montaggioni (1986), os valores entre -0,89‰ e 0,45‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ são característicos da zona de estirâncio.

Os resultados do isótopo de carbono são menos homogêneos do que os de oxigênio, onde a média do $\delta^{13}\text{C}$ foi de 2,63‰ e a do $\delta^{18}\text{O}$ corresponde a 0,009‰. Os resultados podem ser visualizados na tabela 5.3, e os valores de oxigênio e carbono foram plotados na figura 5.36.

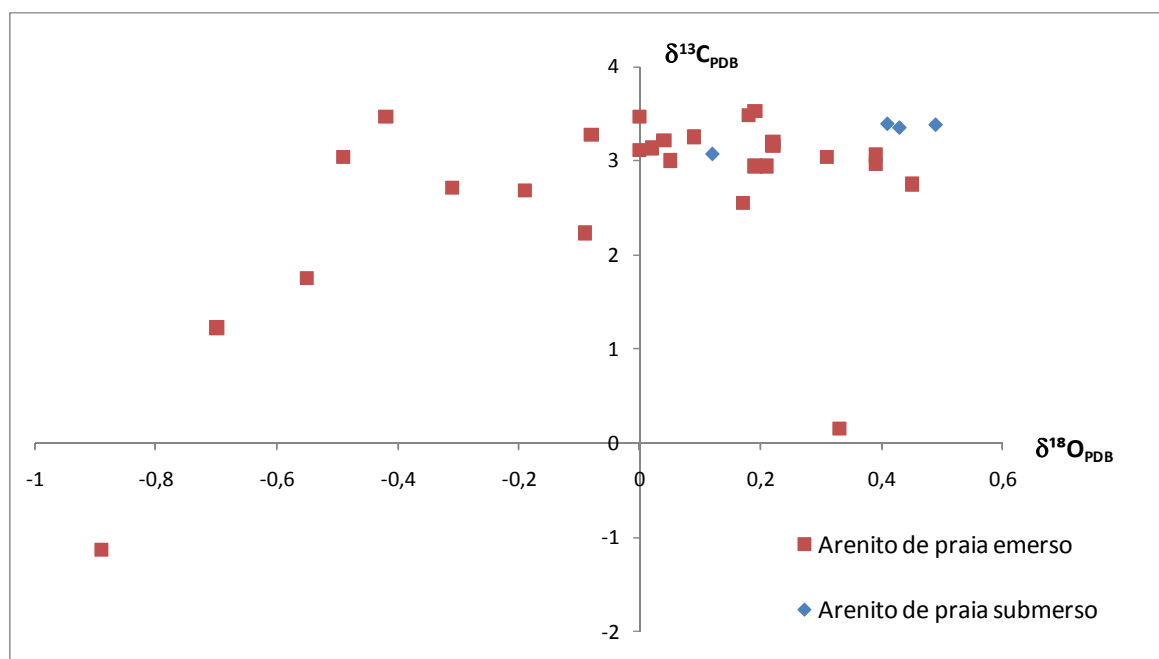


Figura 5.36: Concentração isotópica dos arenitos de praia na área em estudo.

Duas amostras analisadas no cimento do arenito de praia (AM-6 e AM-7) exibiram um empobrecimento da razão de oxigênio e carbono (-1,12‰ para $\delta^{13}\text{C}$ e -0,89 ‰ para $\delta^{18}\text{O}$; Tab. 5.3), o que poderia indicar influência de água meteórica.

O empobrecimento relativo da razão isotópica de carbono e oxigênio, devido ao contato intersticial com água meteórica, foi descrito no litoral do nordeste nos trabalhos de Assis *et al* (1990), Chaves e Sial (1998), Barros *et al* (2003), Guerra *et al* (2005) e Vieira (2005). A descida do nível médio do mar e o soerguimento correlacionado às atividades tectônicas no Quaternário têm sido apontadas por estes autores como causa do fluxo de água doce no cimento dos carbonatos. Os valores positivos de $\delta^{13}\text{C}$ para carbonatos marinhos são, possivelmente, relacionados aos

períodos de transgressão, enquanto que os valores negativos são correlacionados aos períodos regressivos.

Tabela 5.3: Valores de isótopos estáveis de carbono e oxigênio de cimentos carbonáticos em arenitos de praia na costa central de Pernambuco.

Amostras	$\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$	$\delta^{18}\text{O}_{\text{SMOW}}$	T (°C)	Z
Sub. – 1	3,39	0,41	31,28	23,1	134,44
Sub. – 2	3,38	0,49	31,36	22,8	134,44
Sub. – 3	3,07	0,12	30,98	24,2	133,64
Sub. – 4	3,35	0,43	31,3	23	134,37
AM – 1	1,23	-0,7	30,15	27,5	129,47
AM – 2	3,27	-0,08	30,02	25	133,95
AM – 3	3,48	0,18	30,28	24	134,51
AM – 4	2,23	-0,09	30,77	25,1	131,82
AM – 5	0,16	0,33	31,19	23,4	127,79
AM – 6	-1,12	-0,89	29,96	28,2	124,56
AM – 7	-1,12	-0,89	29,96	28,2	124,56
AM – 8	1,75	-0,55	30,3	26,9	130,61
AM – 9	3,11	0	30,86	24,7	133,66
AM – 10	3,21	0,04	30,14	24,6	133,89
AM – 11	3,13	0,02	30,12	24,6	133,71
AM – 12	2,68	-0,19	30,66	25,4	132,69
AM – 13	2,55	0,17	30,27	24	132,6
AM – 14	3	0,05	30,15	24,5	133,52
AM – 15	3,06	0,39	30,49	23,2	133,76
AM – 16	2,94	0,21	30,31	23,9	133,42
AM – 17	3,04	-0,49	30,36	26,6	133,28
AM – 18	3,19	0,22	31,08	23,8	133,94
AM – 19	3,04	0,31	31,17	23,5	133,68
AM – 20	3,52	0,19	30,29	24,3	134,51
AM – 21	2,71	-0,31	29,79	25,9	132,69
AM – 22	3,15	0,22	31,08	23,8	133,86
AM – 23	2,94	0,19	31,05	24	133,41
AM – 24	2,96	0,39	31,25	23,2	133,55
AM – 25	2,75	0,45	31,31	22,9	133,15
AM – 26	3,25	0,09	30,95	24,4	134
AM – 27	3,46	0	30,86	24,7	134,38
AM – 28	3,46	-0,42	30,43	26,4	134,17

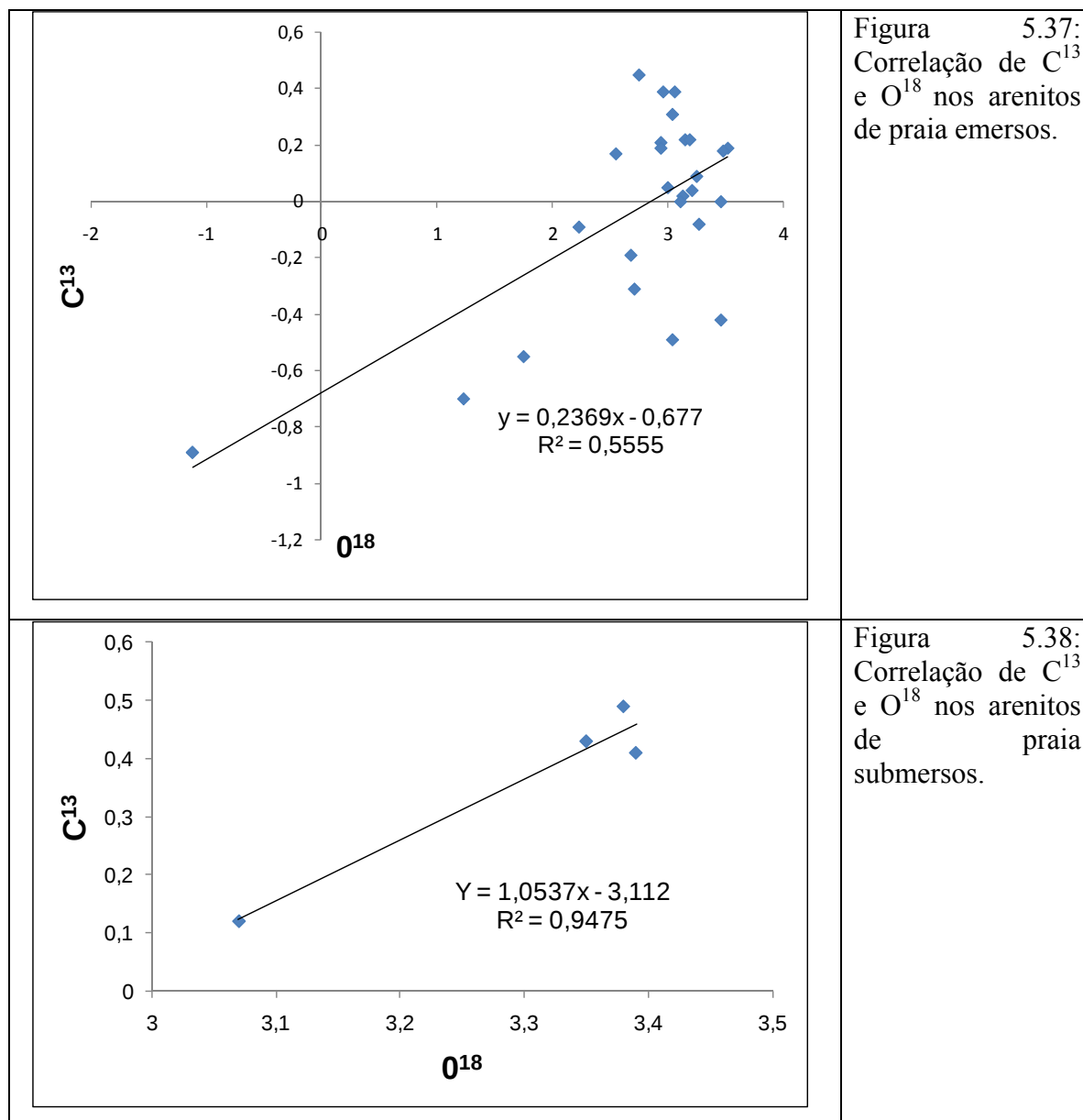
Os valores de isótopos de oxigênio nos cimentos estudados neste trabalho, são superiores aos cimentos de aragonita para as Ilhas Canárias, com média de -3,6‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$. Entretanto, eles são mais inferiores, em relação ao carbono com 4,5‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ (Calvet *et al*, 2003). Beier (1985) mostrou uma média -0,88‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, no arenito de praia em São Salvador, que é mais elevado aos arenitos de praia estudados, bem como os valores de carbono, com 4,91‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

Os dados de $\delta^{18}\text{O}$ dos arenitos de praia se assemelham aos de Holail e Rashed (1992), no Mediterrâneo e no Mar Vermelho. Esses autores afirmaram que a pequena variação dos valores da concentração isotópica, representa uma ausência de mudança na temperatura, ou composição de água precipitada, durante a formação do cimento.

Vieira (2005) apresentou os valores para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de -7,80‰ a 3,57‰, e para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, entre -4,41‰ a 0,54‰ para os cimentos dos arenitos de praia no litoral do Rio Grande do Norte. Segundo a autora, os dados revelaram uma assinatura isotópica uniforme, que pode ser compreendida em função da composição homogênea do cimento (calcita altamente magnesiana), bem como através da uniformidade dos parâmetros físico-químicos que controlam as rochas, que foi verificado na pequena variedade de valores da paleotemperatura (entre 23,3°C a 34,9°C).

Na litoral de Pernambuco, os dados apresentados por Guerra *et al.* (2005), na Ilha de Itamaracá - PE, se aproximam aos valores apresentados nesta pesquisa de -2,0‰ a 3,6‰ para $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ e -2,1‰ a 1,3‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$. Os autores sugerem que a cimentação ocorreu em água meteórica-vadosa e/ou marinha-freática com perda de CO_2 durante a evaporação da água intersticial.

A plotagem dos dados de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ (Figs. 5.37 e 5.38), mostram uma correlação positiva, contudo com diferenças quanto a sua intensidade para os arenitos de praia emersos e submersos, com o coeficiente de determinação de $R^2 = 0,5555$ e $R^2 = 0,9475$, respectivamente. O que indica uma regular correlação para os arenitos de praia emersos, e uma muito forte correlação para os arenitos de praia submersos, podendo ser resultado da pequena quantidade de amostras analisadas.



A figura 5.39 foi elaborada seguindo o modelo proposto por Moore (2004), com o objetivo de identificar a origem da concentração isotópica. Observam-se, em sua maioria (93,75% do total), os valores isotópicos inseridos no campo de cimento marinho. Assim, estes dados revelam uma precipitação do cimento ocorrida a partir da água marinha, o que revela uma composição exclusiva da calcita altamente magnesiânica, no cimento dos arenitos de praia. Apenas uma amostra de cimento apresentou valor fora do campo de sedimentos recentes, sendo inserida no campo de oozes pelágicos, no qual sugere que foi formado em um ambiente marinho profundo.

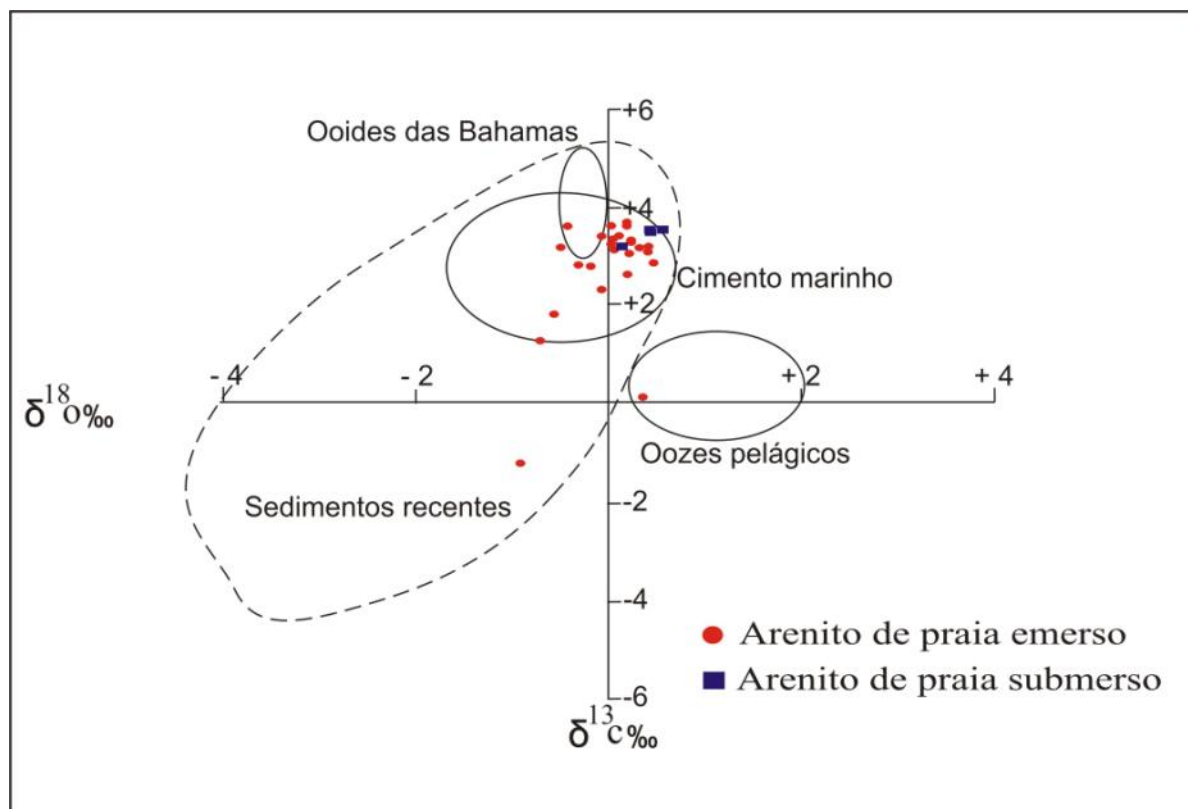


Figura 5.39: Distribuição de valores de $\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$ com vários tipos de carbonatos marinhos (adaptada de M

oore, 2004)

Os valores que apresentam a concentração isotópica de origem marinha são corroborados com o parâmetro proposto por Keith e Weber (1964), na qual é calculado o valor de Z , que evidencia diferenças entre carbonatos marinhos ($Z > 120$) e de água doce ($Z < 120$), sendo o mesmo calculado a partir da equação:

$$Z = a(\delta^{13}\text{C} + 50) + b(\delta^{18}\text{O} + 50)$$

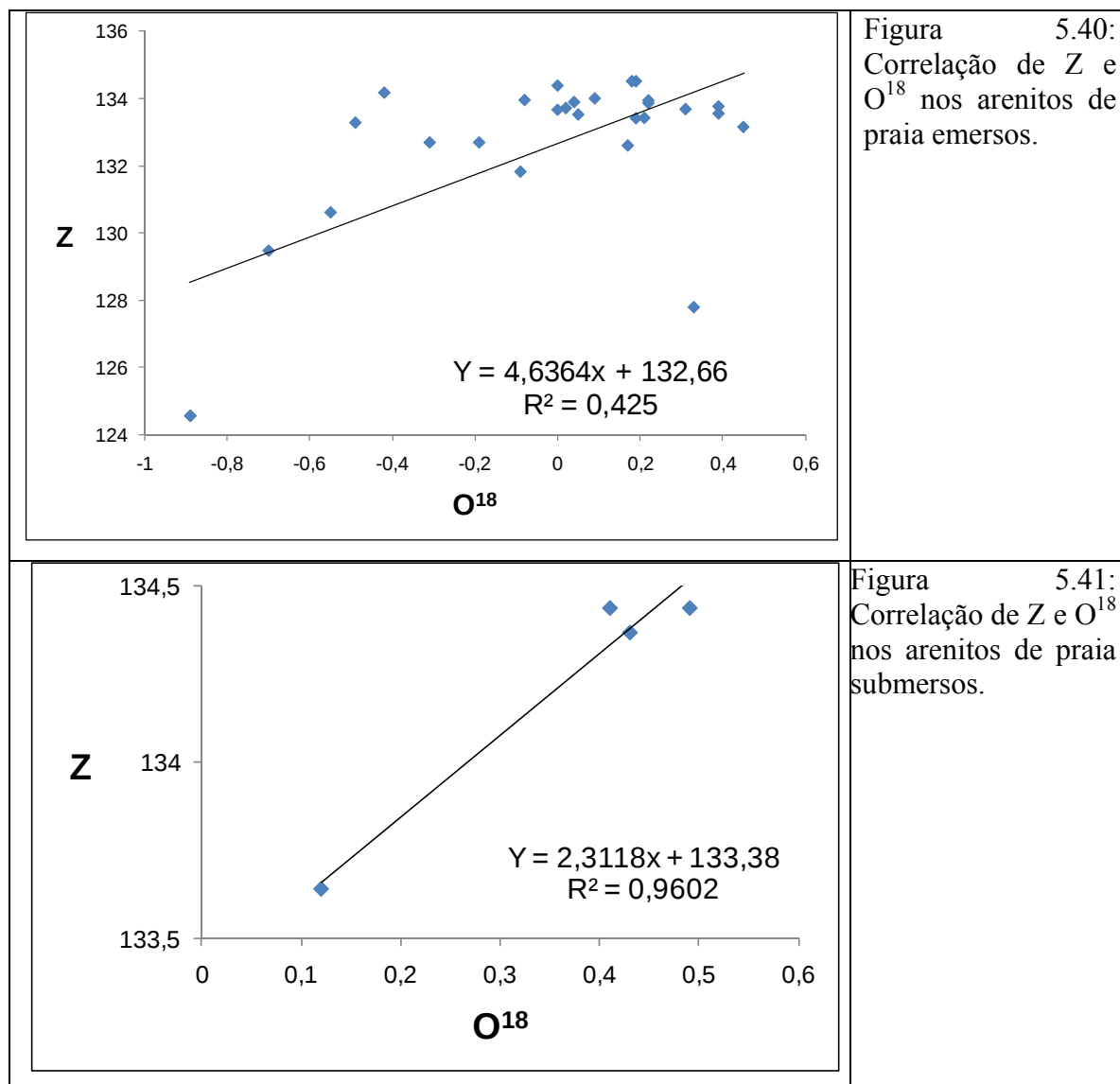
Onde $a=2.048$ e $b=0.498$

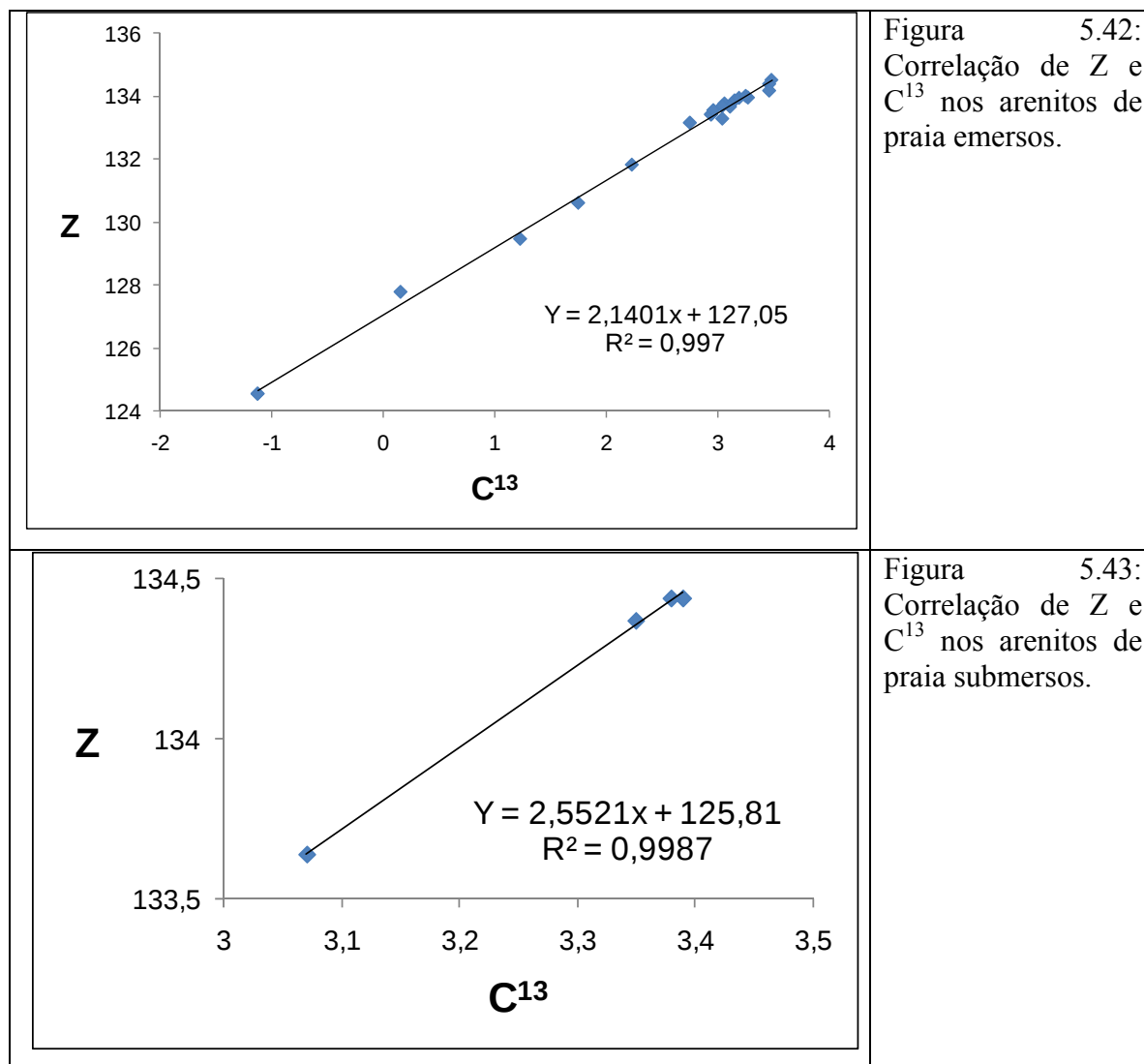
Os valores do parâmetro Z obtidos nas amostras analisadas, encontram-se entre 124,56 a 134,51, com valor médio de 132,6, indicando a sua formação no ambiente marinho.

Os dados de Z e $\delta^{18}\text{O}$ são plotados nas figuras 5.40 e 5.41, para representar as amostras de arenitos de praia emersos e submersos, sendo ambas as variáveis com

correlação positiva, variando de regular ($R^2=0,425$) para os corpos emersos, e muito forte ($R^2=0,9602$) para os submersos.

Com relação aos valores de Z e $\delta^{13}C$, também foi encontrado uma correlação positiva calculado entre as amostras emersas e submersas, com coeficiente de correlação de $R^2=0,997$ e $R^2=0,9987$, respectivamente, com avaliação de muito forte correlação para ambas as amostras estudadas (Figs. 5.42 e 5.43).





De acordo com Faure e Mensing (2005), é possível determinar a paleotemperatura a partir dos dados de isótopos de oxigênio, tendo como princípio a troca de reações entre o oxigênio no carbonato de cálcio e água do mar, a qual precipitou sob condições de equilíbrio. Muitas equações têm sido publicadas para determinar o valor da paleotemperatura da água. Neste trabalho, utiliza-se a equação de Irwin *et al.* (1977), qual seja:

$$T = 16,9 - 4,21 (\delta c - \delta w) + 0,14 (\delta c - \delta w)^2$$

Onde $(\delta c - \delta w)$ é a diferença da medida de $\delta^{18}\text{O}$ da calcita e da água.

Na figura 5.44, é possível observar um *trend* negativo entre a temperatura e valores de $\delta^{18}\text{O}$. A paleotemperatura dos arenitos de praia submersos variam de 22,8°C a 24,2°C, enquanto que os arenitos de praia emersos variam de 22,9°C a 28,2°C. Apesar da pequena diferença de profundidade, aproximadamente, de 6 m entre os arenitos de praia emersos e submersos, observa-se que o aumento da profundidade das amostras coletadas representa uma diminuição da paleotemperatura da água em relação a sua profundidade.

Assim, observa-se, em geral, que os arenitos de praia submersos apresentam temperaturas calculadas mais baixas em relação aos arenitos de praia emersos, o que estaria relacionado sobretudo ao aumento da profundidade. A composição isotópica de oxigênio dos arenitos de praia (entre -0,89‰ a 0,45‰ para $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$) indica que a paleotemperatura da água precipitada destes carbonatos variou moderadamente.

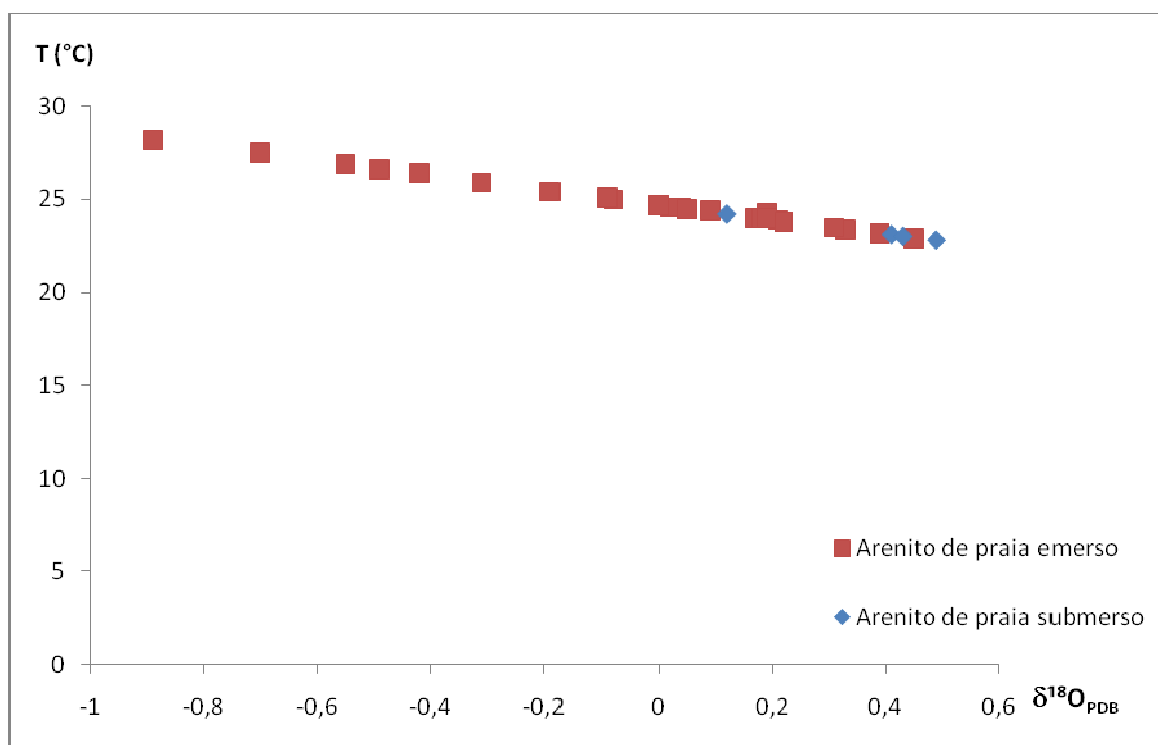


Figura 5.44: Distribuição de valores de temperatura e $\delta^{18}\text{O}$.

CAPÍTULO VI – EVIDÊNCIAS DE VARIAÇÃO NO NÍVEL DO MAR NO HOLOCENO NA COSTA CENTRAL DE PERNAMBUCO

As variações do nível do mar são utilizadas como importantes registros de submersão e emersão do mar, durante o Holoceno. A subida relativa do nível do mar é, inicialmente, um resultado do fim da última glaciação que apresenta diferenças de lugar para lugar (Peltier, 1998; Milne *et al.*, 2005).

Vários indicadores são utilizados na reconstrução de curvas do nível do mar no Holoceno, tais como os vermetídeos, fragmentos de madeira e sambaquis. Conchas incrustadas em arenitos de praia também são utilizados como excelentes indicadores da variação do nível do mar.

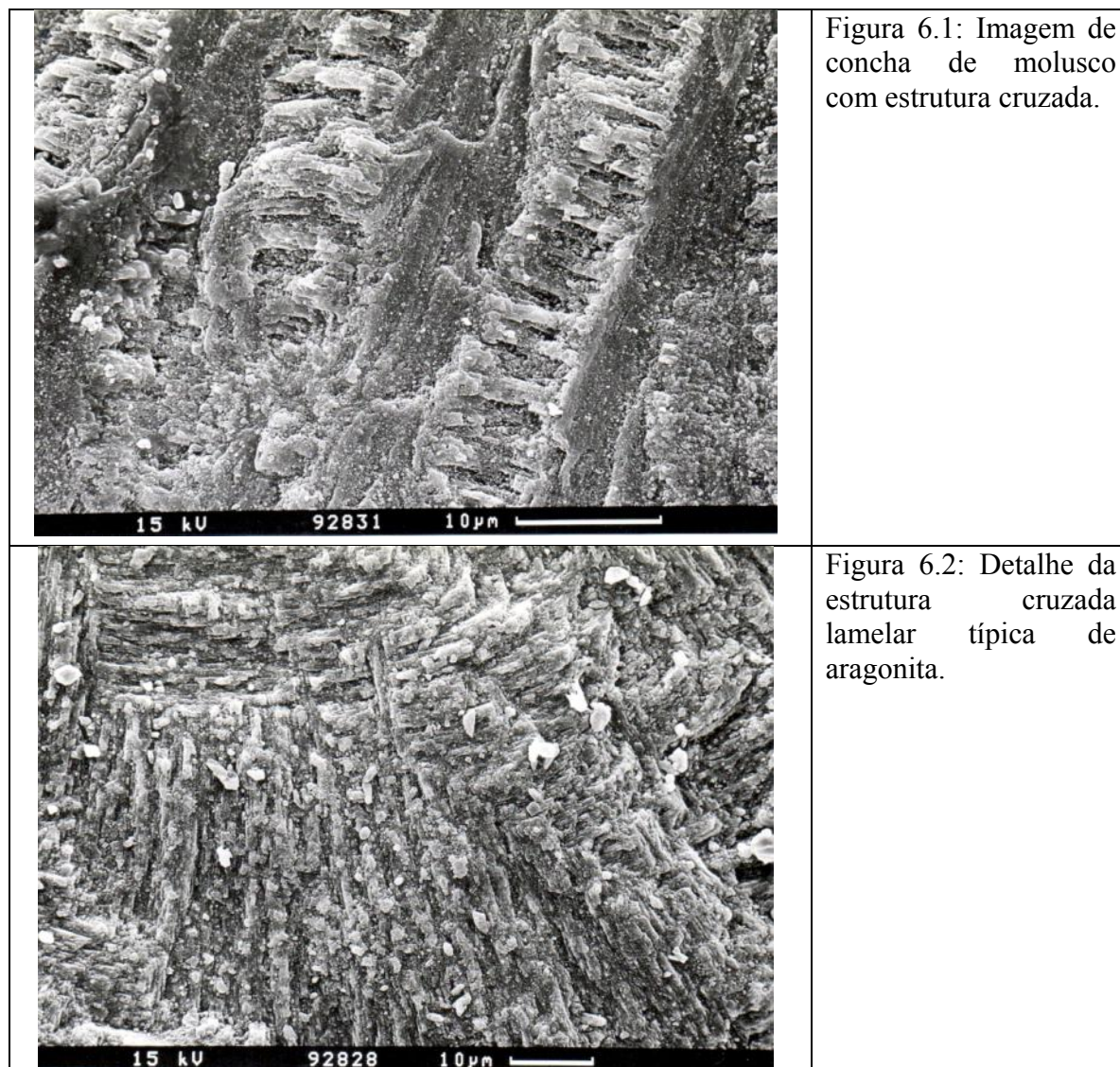
Van Andel e Laborel (1964) e Delibrias e Laborel (1971) apresentaram uma das primeiras tentativas de reconstrução das variações do nível do mar no Holoceno, para a costa de Pernambuco, com base em datações de radiocarbono de indicadores de conchas incrustadas em arenitos de praia, vermetídeos e corais, com idades entre 5.900 anos A.P. a 1.119 anos A.P. Consideraram que o nível relativo do mar atingiu a sua posição máxima há 3.660 anos A.P., com altitude máxima de 2,6 m acima do nível médio do mar. A partir deste nível inicia-se uma queda progressiva e gradual até o nível médio do mar atual.

Pirazzoli (1996) argumenta que os arenitos de praia são bons indicadores do nível do mar, porém com uma incerteza vertical dependendo da amplitude da maré. Por isso, alguns autores afirmam que os arenitos de praia são indicadores do nível do mar mais confiáveis, em costas de micromaré (ex.: Hopley, 1986; Cooper, 1991).

Entretanto, nos trabalhos realizados em costas de mesomaré, além da datação do radiocarbono nas conchas incrustadas nos arenitos de praia, também são levadas em consideração descrições petrográficas, estratigráficas e geoquímicas. Essas características são descritas em trabalhos como: Oliveira *et al.* (1990), Font e Calvet, (1997), Bezerra *et al.* (1998), Guerra *et al.* (2005), Caldas *et al.* (2006), Vieira e De Ros (2006), Vieira *et al.* (2007). Assim, a aquisição desses dados fornecem material que auxiliam na reconstrução do nível pretérito do mar.

Bezerra *et al.* (2000) advertem que um dos problemas que podem surgir da datação por radiocarbono em conchas marinhas é a contaminação por adição de

carbono mais antigo ou mais jovem nas amostras coletadas. As conchas podem incorporar dióxido de carbono ou bicarbonatos dissolvidos presentes nas águas profundas, onde não há interação com a atmosfera. Assim, é necessário analisar as amostras de datação por métodos de energia dispersiva de raio-x e microscopia eletrônica de varredura para verificar se houve uma possível alteração diagenética da fase original de aragonita para calcita (Figs. 6.1 e 6.2).



Neste trabalho, os indicadores utilizados como registro da variação do nível do mar foram coletados na região costeira, na zona de estirâncio e na plataforma continental interna, totalizando 12 amostras (Fig. 6.3). Estão distribuídas nas praias de Casa Caiada, em Olinda; Pina e Boa Viagem, em Recife; e Piedade, em Jaboatão

dos Guararapes, além da coleta de duas amostras na plataforma interna do Recife (Fig. 6.3). Os dados obtidos a partir das amostras 23 e 24, localizadas na Praia de Piedade, não são apresentadas, pois foram contaminadas por adição de carbono mais jovem.

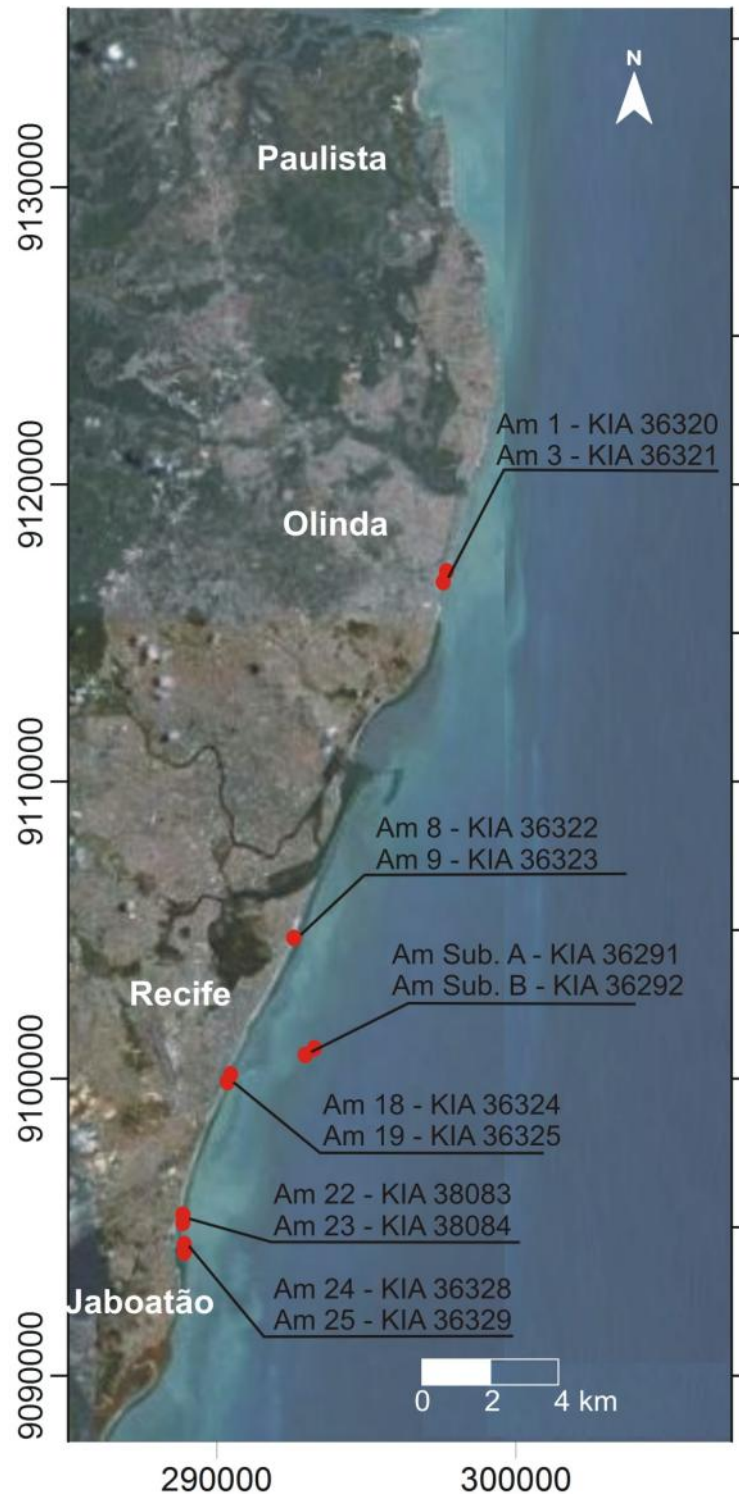


Figura 6.3: Localização das amostras utilizadas para datação por radiocarbono.

As amostras da zona de estirâncio encontram-se entre as altitudes médias do nível do mar de -0,85 a 0,89 m, o que corresponde ao nível mais alto entre as amostras coletadas, enquanto que na plataforma continental interna, as coletas foram feitas entre as isóbatas de 5,8 a 5,3 m. Os dados são sumarizados na tabela 6.1.

Tabela 6.1: Localização e altura dos arenitos de praia.

Amostras	Número do Laboratório	Localização	Coordenadas X	Coordenadas Y	Elevação (nmm)
Am - Sub. A	KIA 36291	Plataforma interna	293251	9101109	-5,8
Am - Sub. B	KIA 36292	Plataforma interna	293242	9101125	-5,3
Am - 1	KIA 36320	Olinda - Casa Caiada	297408	9116638	0,1
Am - 3	KIA 36321	Olinda - Casa Caiada	297410	9116642	-0,35
Am - 8	KIA 36322	Recife - Pina	292691	9104872	0,89
Am - 9	KIA 36323	Recife - Pina	292691	9104872	0,1
Am - 18	KIA 36324	Recife - Boa Viagem	290941	9101170	0,03
Am - 19	KIA 36325	Recife - Boa Viagem	290934	9101148	0,4
Am - 22	KIA 38083	Jaboatão - Piedade Sul	282657	9094644	0,19
Am - 25	KIA 36329	Jaboatão - Piedade Norte	288860	9095246	-0,31

As amostras submersas A e B (KIA 36291 e KIA 36292), localizadas na plataforma continental interna da Praia de Boa Viagem, coletadas nas cotas de 5,8 a 5,3 m, indicam idades de 7946 anos A.P. e 7884 anos A.P. Estas idades representam a formação destes corpos no início do Holoceno Médio.

Na zona de estirâncio (Praia de Casa Caiada), Município de Olinda, as amostras 1 e 3 (KIA 36320 e KIA 36321), coletadas a 0,1 m e -0,35 m (nmm), apresentaram as idades de 2528 anos A.P. e 848 anos A.P., respectivamente, o que indica uma formação no Holoceno Tardio. Além da idade mais jovem, estas amostras são as mais friáveis da área em estudo.

No Município do Recife foram datadas quatro amostras (KIA 36322, KIA 36323, KIA 36324 e KIA 36325), sendo duas na Praia do Pina, e duas na Praia de Boa Viagem. A altura das amostras variou entre 0,1 e 0,89 m (nmm), na Praia do Pina, e as idades obtidas foram de 7035 anos A.P. e 6245 anos A.P., respectivamente, enquanto em Boa Viagem, as alturas foram de 0,03 e 0,4 m (nmm) e as idades de 5563 anos A.P. e 6209 anos A.P., indicando a formação no Holoceno Médio. Delibrias e Laborel (1971) obtiveram a idade de 5900 ± 300 anos, na concha de arenito de praia coletada a aproximadamente 1,0 m de altura (nmm) na Praia de Boa Viagem. Comparando as idades de 5900 ± 300 anos com as obtidas por este trabalho, observa-se que são semelhantes e encontram-se entre a idade mínima e máxima datada, além da similaridade com a altura, em torno de 1,0 m.

Em Jaboatão do Guararapes, as amostras variaram entre 0,19 a -0,31 m (nmm). A amostra 22 (KIA 38083) foi datada em 1019 anos A.P. A amostra 25 (KIA 36329) apresentou idade de 6534 anos A.P. Esta última idade sugere a formação desse corpo no Holoceno Médio, enquanto que a amostra 22 constitui um indício do Holoceno Tardio (1019 anos A.P.). Caldas (2002) relacionou a discordância encontrada entre as idades de um mesmo corpo a dois fatores. Primeiro, a uma diferença de proveniência do material datado e, segundo, o que é mais indicado pelo autor, é a sequência vertical de cimentação do arenito de praia.

Os dados das datações de C^{14} indicam idades que variam entre 7946 anos A.P. até 848 anos A.P. (Tab. 6.2). Levando em consideração que estas rochas podem se formar aproximadamente até dois metros abaixo da superfície, o nível do mar estaria a cerca de 6 metros abaixo do atual, há 7946 anos A.P. Considerando que o nível médio do mar estaria a cerca de 1 metro acima do atual há 6245 anos A.P., têm-se 7 metros de desnível em 1700 anos A.P., o que representa uma taxa de subida anual de 0,41 m para este período. Isso corrobora com informações de Pirazzoli (1996), de que durante os últimos 5.000 anos, as oscilações do nível do mar, provavelmente, não excederam valores entre 0,3 a 0,5 m.

Tabela 6.2: Dados de datação C^{14} nos arenitos de praia.

Amostras	Número do Laboratório	Localização	Elevação (nm)	Idade C^{14} Convencional	Idade C^{14} Calibrada (anos AP)	Idade C^{14} - amplitude de 1σ (anos AP)
Am - Sub. A	KIA 36291	Plataforma interna	-5,8	7460	7884	7935-7834
Am - Sub. B	KIA 36292	Plataforma interna	-5,3	7525	7946	8005-7873
Am - 1	KIA 36320	Olinda - Casa Caiada	0,1	2825	2528	2609-2449
Am - 3	KIA 36321	Olinda - Casa Caiada	-0,35	1345	848	898-804
Am - 8	KIA 36322	Recife - Pina	0,89	5865	6245	6284-6200
Am - 9	KIA 36323	Recife - Pina	0,1	6560	7035	7115-6969
Am - 18	KIA 36324	Recife - Boa Viagem	0,03	5240	5563	5605-5509
Am - 19	KIA 36325	Recife - Boa Viagem	0,4	5820	6209	6258-6173
Am - 22	KIA 38083	Jaboatão - Piedade Sul	0,19	1515	1019	1059-963
Am - 25	KIA 36329	Jaboatão - Piedade Norte	-0,31	6145	6534	6599-6474

A figura 6.4 apresenta a reconstrução da curva de envelope de variação do nível do mar para a costa central de Pernambuco durante o Holoceno, através do resultado das datações. A curva é baseada em 10 amostras coletadas em diferentes níveis de altitude, e corrigidas de acordo com os valores do nível médio do mar atual (média máxima de 2,4 m para o Porto do Recife). As barras verticais em cada ponto, representam a diferença da amplitude de maré na área em estudo. Dados fornecidos pela DHN (Diretoria de Hidrografia e Navegação) indicam que, para a área de estudo, as marés apresentam altura média de 1,67 m, com alturas médias de sizígia de 2,07 m, e alturas médias de quadratura de 0,97 m (DHN, 2007).

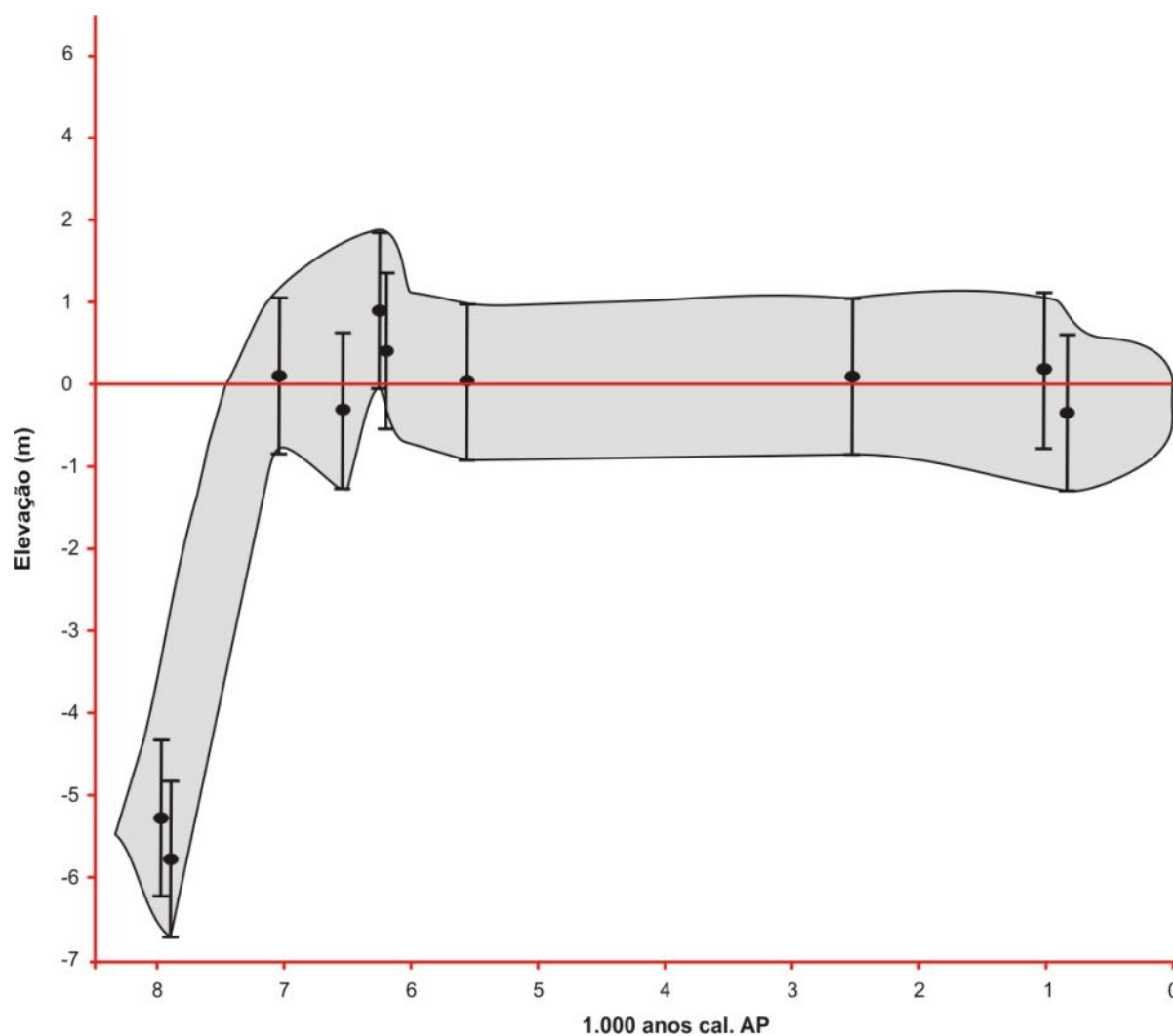


Figura 6.4: Curva de envelope do nível do mar no Holoceno para costa de Pernambuco, o qual representa o nível mínimo e máximo do nível médio das marés.

As idades obtidas na plataforma interna do Recife, entre 7946 anos A.P. e 7884 anos A.P., estão relacionadas com o nível do mar mais baixo encontrado durante o Holoceno Médio. Considerando estes pontos como início da reconstrução da curva do nível do mar para a região estudada, observa-se uma subida de aproximadamente 6 metros em aproximadamente 1000 anos, até a cota atual do nível médio do mar. Em seguida, verifica-se uma elevação máxima do nível médio do mar de 0,89 m, com idade de 6245 anos A.P. Outras idades próximas a esta cota podem indicar uma pequena variação do nível do mar, representando uma estabilidade no intervalo de tempo superior a 1000 anos, durante o período compreendido entre 7035 anos A.P. e 5563 anos A.P. Em seguida, observa-se a sequência regressiva, a partir de 5000 anos A.P., ocasionando a descida do nível do mar, o que gerou a exposição e formação de feições erosionais dos arenitos de praia. Esta fase regressiva apresenta

idades entre 2528 anos A.P. há 848 anos A.P., com altitudes que variam entre -0,35 m a 0,19 m (nmm), com estabilização do nível do mar no período do Holoceno Tardio.

Outras curvas elaboradas para o litoral brasileiro apresentam uma subida mais representativa durante este intervalo de tempo, em uma transgressão máxima por volta de 5100 anos A.P., como apresentado por Suguio *et al.* (1985), Martin *et al.* (2003), Bezerra *et al.* (2003) e Caldas *et al.* (2006). No entanto, Angulo e Lessa (1997) afirmam que o nível do mar máximo, no fim da transgressão marinha, ficava entre 3,5 m e 4 m, no máximo. Essa subida caracteriza uma fase transgressiva, a qual é observada em outras áreas do mundo.

Na costa do Rio Grande do Norte, Caldas *et al.* (2006) apontaram a elevação máxima no nível do mar em 2,8 m (nmm), através da datação de concha de arenito de praia com idade de 5730 anos A.P. No entanto, Caldas (2002) adverte que, no Brasil, há curvas construídas do nível do mar durante o Holoceno sem calibração, o que pode explicar a diferença de idades.

Comparando a curva envelope proposta por este trabalho com a de outros autores, como por exemplo, Bezerra *et al.* (2003), no Estado do Rio Grande do Norte, a qual se baseia em dados obtidos a partir de datação de radiocarbono em conchas de moluscos, depósitos de turfas, recifes de coral, vermetídeos incrustados nos arenitos de praia e planícies de maré, as principais diferenças consistem no indicador de posição mais alto durante o Holoceno e as oscilações secundárias durante a fase regressiva (Fig. 6.5).

Não foi localizado o indicador de posição mais alta do mar durante o Holoceno na área de estudo, visto que este ponto encontra-se coberto, parcialmente, no período atual, pelo processo de urbanização.

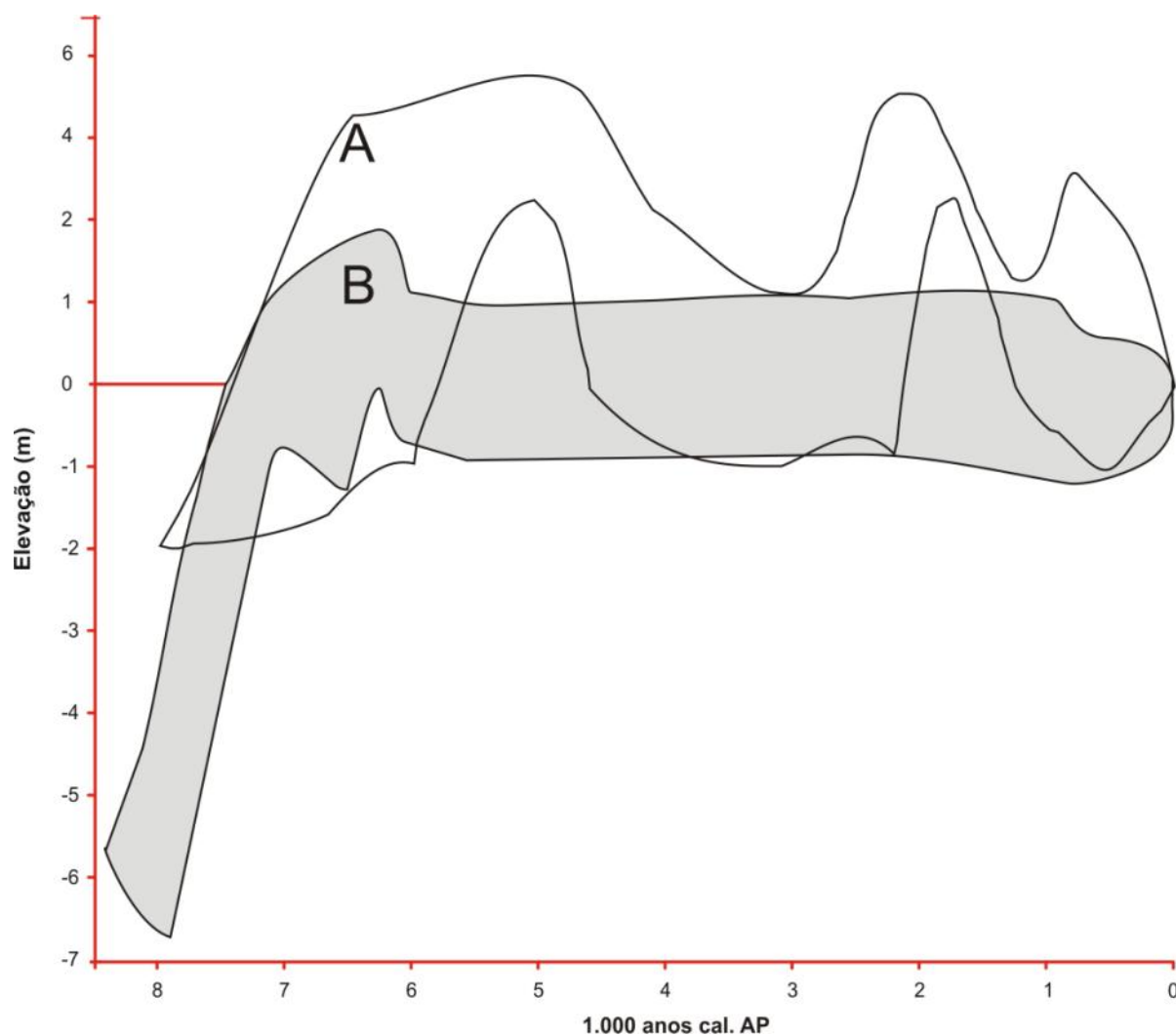


Figura 6.5: Comparação das curvas de envelope do nível do mar proposta por Bezerra *et al.* (2003), para a costa do Rio Grande do Norte (A) e a curva de envelope proposta por este trabalho (B).

A fase transgressiva no litoral pernambucano é apontado por Peltier (1998) e Milne *et al.* (2005), conforme pode ser observado na figura 6.6.

Verifica-se, assim, que os arenitos de praia na área estudada são indicadores do nível do mar pretérito, que permitem a reconstrução da curva do nível do mar durante o Holoceno. São compreendidas três fases: a primeira, que marca o início da fase transgressiva entre 7946 anos A.P. e 7884 anos A.P., com -5,8 m (nmm); a segunda, que marca a fase de máxima transgressão, com período curto de estabilização entre 7035 anos A.P. e 5563 anos A.P., com 0,89 m (nmm); e, por último, a fase de descida até a estabilização do nível do mar atual, que ocorre entre 2528 anos A.P. e 848 anos A.P.

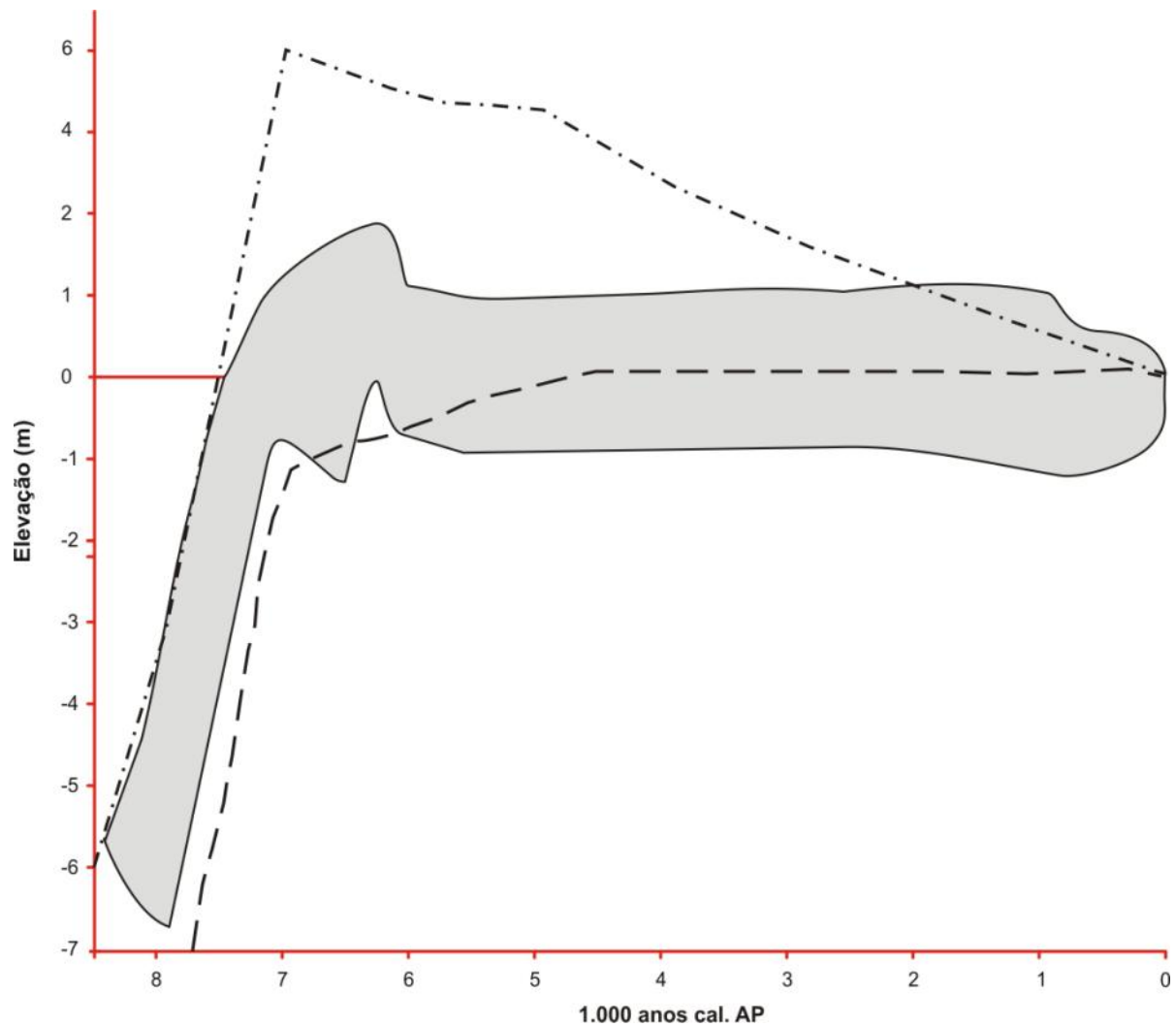


Figura 6.6: Comparação das curvas do nível do mar para a costa de Pernambuco. A curva com traços e pontos é a predição glácio-isostática de Peltier (1998). A curva envelope, é a proposta por este trabalho. A linha tracejada mostra a curva eustática do modelo glacial adotado por Milne *et al.* (2005).

CAPÍTULO VII– CONSIDERAÇÕES FINAIS E CONCLUSÕES

Os resultados obtidos no mapeamento batimétrico e sonográfico são ferramentas essenciais para identificar e analisar feições morfológicas submersas. De forma geral, foi possível observar que a plataforma interna dos municípios de Olinda, e particularmente de Paulista, apresenta gradientes suaves em direção *offshore*, com profundidade máxima em torno de 19 m. Na plataforma interna dos municípios de Recife e Jaboatão dos Guararapes, os valores de profundidade variam abruptamente e a morfologia é mais acidentada, com presença de paleocanais e diversas linhas de arenitos de praia.

A área da plataforma interna mostra várias estruturas e feições na superfície do fundo marinho, representada por três linhas de arenitos de praia, além de paleocanais, bancos arenosos, marcas de ondas e os tipos de sedimentos (areia, cascalho ou lama).

A morfologia de fundo na área estudada influencia de forma significativa os processos hidrodinâmicos que ocorrem na região, tais como a dinâmica das correntes, a incidência das ondas e o transporte sedimentar. Portanto, são informações imprescindíveis para a compreensão dos problemas de erosão costeira que atinge a Região Metropolitana de Recife. De acordo com Rollnic (2008), no Município de Recife, há predominância das correntes, na direção de sul para norte, e contra a costa, nas camadas ao fundo e superficial durante o período chuvoso. Durante o período de estiagem, há predominância de direção norte para sul e costa-afora, nas camadas de fundo e superficial. As ondas apresentam alturas médias de 0,6 a 1,0 m, com valor máximo de 1,5 a 2,3 m e período significativo de 5,6 a 9,8 s. O referido autor também observou que a região de Boa Viagem está sujeita a um alto potencial de transporte de sedimentos. A fração areia fina, teria 90% de probabilidade de ser transportada; a areia média teria de 80% a 90%; e a areia grossa 80%; e a areia muito grossa com 60%.

Gregório (2009), analisando o comportamento dos sedimentos do ambiente praiar e da plataforma continental interna de Recife, observou uma forte influência da presença da linha de arenito de praia na distribuição e transporte dos sedimentos. Os sedimentos encontrados no ambiente praiar são constituídos, em sua maioria, por areia fina a muito fina. Entre o ambiente praiar e a primeira linha de arenitos de praia

submersos, que corresponde à área do canal, a predominância é de areia muito fina. Após a linha de arenito de praia, há uma variação de areia grossa a cascalho, com presença predominante de areia grossa, e com maior teor de carbonato de cálcio. A característica marcante desse fundo marinho é a primeira linha de arenito de praia submerso que serve como um divisor entre os sedimentos.

Mergulhos realizados *in situ*, indicaram que os arenitos de praia encontram-se colonizados por recifes de coral e outras espécies incrustantes, e/ou encontram-se total ou parcialmente cobertos por algas calcárias e sedimentos bioclásticos. Os recifes de coral não apresentam nenhuma geometria preferencial, estão em desenvolvimento e têm como substrato os arenitos de praia. De acordo com trabalhos realizados por Van Andel e Laborel (1964) e Laborel (1969), na costa do nordeste do Brasil, os recifes de coral recobrem os arenitos de praia, que servem de base para o seu desenvolvimento. Os recifes podem chegar, em alguns casos, à espessura de até 100 m e várias dezenas de metros de comprimento. A figura 7.1 apresenta um perfil transversal na praia de Piedade, em Jaboatão dos Guararapes. O perfil apresenta várias linhas de arenitos de praia, e ao final do perfil (letra B), verifica-se que o banco de coral possui uma base sobre os arenitos de praia.

Segundo Castro (1999), as formações dos bancos recifais no Brasil estão associadas a uma fase de estabilidade do nível do mar, que durou cerca de 1000 anos, favorecendo o crescimento de numerosas estruturas recifais ao longo de todo o litoral. Porém, desde há 4.000 anos, devido a várias descidas bruscas do nível do mar, as quais deixaram os topos de diversos recifes emersos e sujeitos à erosão, as estruturas recifais cresceram preferencialmente para os lados.

A mudança da morfologia do assoalho marinho representa um importante registro da história geológica recente na área em estudo. Assim, no que se refere aos arenitos de praia, essa mudança pode ser verificada através das datações de radiocarbono, que indicam que o nível do mar estava mais baixo que o atual. A presença de linhas de arenito de praia submersa, representa relíquias das transgressões e regressões do nível do mar durante o Holoceno.

A resolução proporcionada pela frequência do sonar de varredura lateral desempenhou um papel importante na identificação de padrões da assinatura

acústica. O imageamento do assoalho marinho possibilitou identificar diferentes tipos de fundo, demonstrando a sua importância não apenas para distinção da morfologia, mas também na distribuição de sedimentos. O que deve ser utilizado para auxiliar na validação de dados por meio de amostragem direta, como, coleta de sedimentos, amostras de fundo, entre outros.

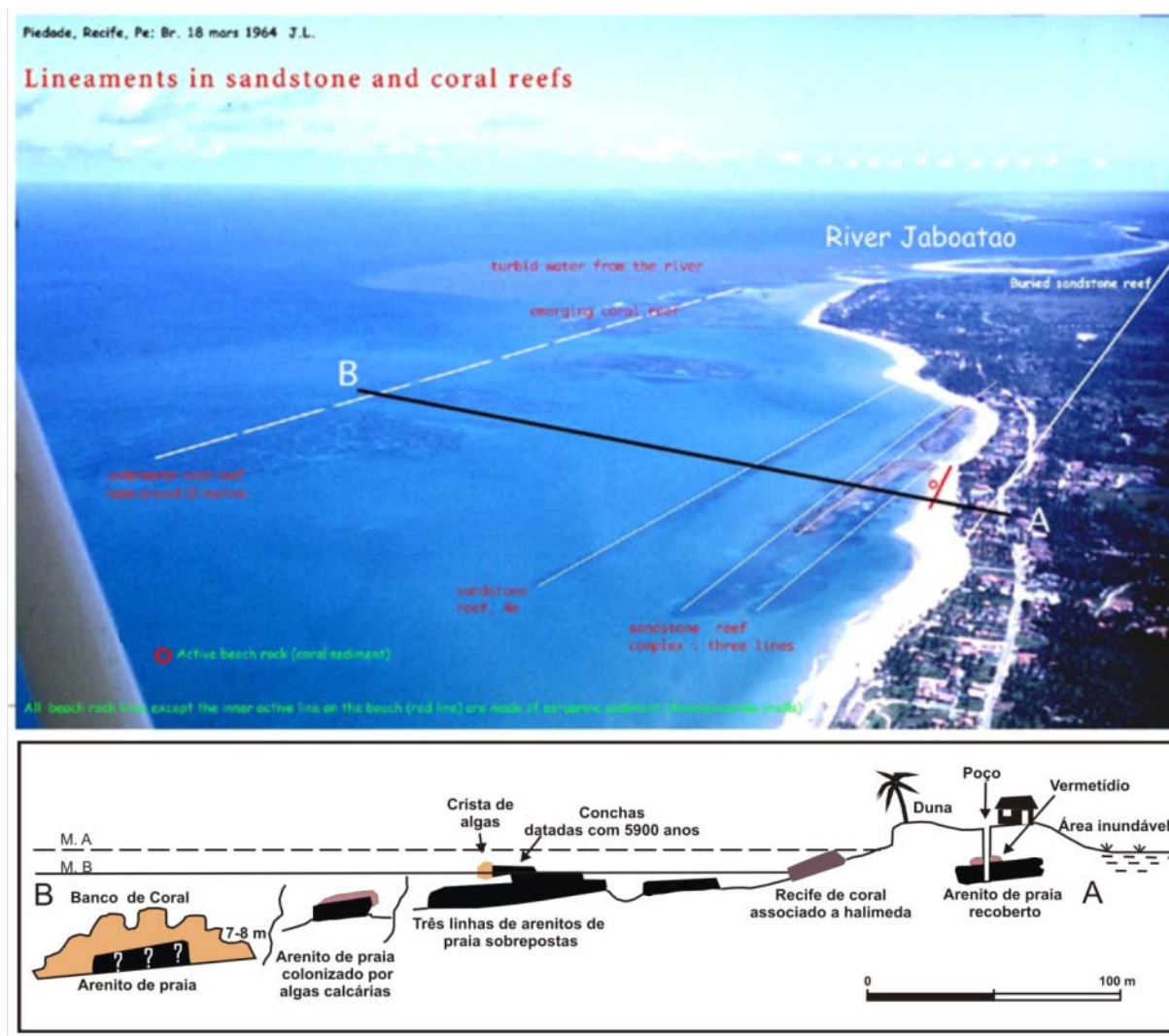


Figura 7.1: Vista aérea da Praia de Piedade com perfil transversal (A-B), com várias linhas de arenito de praia, de acordo com Laborel (1969).

A construção dos mosaicos sonográficos permitiu observar e analisar a área em estudo de forma conjunta e integrada, destacando os padrões de substratos consolidados e inconsolidados, sendo possível compreender a interação entre diferentes tipos de fundo marinho.

Trabalhos como os de Klein (2005) no canal de São Sebastião em São Paulo, e Veiga (2005) na plataforma continental do Paraná, mostram mapeamento sonográfico em que os arenitos de praia apresentaram-se de forma clara e facilmente identificáveis nas imagens do sonar de varredura lateral, além de indicarem uma forte correlação com antigos níveis marinhos.

No que se refere à análise petrográfica, a litologia dos arenitos de praia estudados é composta, principalmente, de arenito médio a muito grosso e arenito conglomerático. Em geral, apresentam grãos de quartzo arredondados, moderadamente selecionados. Estes grãos são, em geral, bastante fraturados e com bordas corroídas, que evidenciam a compactação mecânica e a ação de dissolução, além de ser possível visualizar granodecrescência ascendente em algumas lâminas. A porosidade dominante é do tipo interpartícula, ocorrendo também as do tipo intrapartícula e fratura. Há fraturas abertas, sem preenchimento, e algumas estão preenchidas por calcita.

O cimento carbonático encontrado nas amostras é constituído da calcita rica em Mg, que por si só já caracteriza um ambiente deposicional de zona de estirâncio. As análises geoquímicas confirmam a forte influência marinha, e da precipitação na zona de estirâncio. Contudo, após a fase de litificação que ocorreu na zona de estirâncio, houve uma perda da influência marinha, devido ao influxo de água doce em um ambiente meteórico vadoso. Os arenitos de praia apresentam, ainda, baixa catodoluminescência, indicando que sua cimentação ocorreu em zona meteórica vadosa sob condições oxidantes.

Foram identificadas 6 morfologias do cimento carbonático. As principais formas foram: (i) cutícula criptocristalina; (ii) franja prismática isópaca; (iii) agregados pseudo-peloidais; (iv) agregados fibro-radiais; (v) cimento micrítico; e (vi) cimento equante. Além destas fases cimentantes, identificou-se marga infiltrada.

Em geral, ocorre como primeiro evento diagenético a precipitação da cutícula criptocristalina, seguido pela primeira geração da franja isópaca. Após a precipitação da franja isópaca, há o preenchimento da porosidade, através do cimento equante acompanhado, na maioria das vezes, dos cimentos pseudo-peloidal e fibro-radial. O próximo evento foi o preenchimento por cimento micrítico, o qual pode ser

seguido da infiltração de marga, último evento que afetou as rochas estudadas, podendo selar por completo sua porosidade com grãos detríticos e bioclastos, depositados sob condições vadasas. Assim, estes mecanismos de precipitação do carbonato de cálcio, estão associados ao processo de litificação dos arenitos de praia estudados. Entretanto, estas feições diagenéticas não ocorrem de forma regular e homogênea nas amostras analisadas. Mudanças de parâmetros químicos diferenciam o processo de diagênese dos arenitos estudados, durante a sua fase de litificação.

O litoral do nordeste brasileiro possui características que possibilitam a formação de arenitos de praia, tais como: supersaturação de CaCO_3 , temperatura da água elevada, regime mesomaré que gera um ciclo de ambiente seco e úmido e que favorece a precipitação de carbonato de cálcio. De acordo com Scoffin (1970), a evaporação da água do mar é o principal agente de cimentação dos arenitos de praia.

A análise do MEV e de resultados geoquímicos não indicaram presença de atividade microbiológica, que poderiam auxiliar na precipitação do carbonato de cálcio. Assim, sugere-se que a precipitação do cimento está associada a processo físico químico, induzido pela evaporação de água supersaturada em carbonatos.

Dados de paleotemperatura indicaram uma diminuição da temperatura em relação ao aumento da profundidade, além de que a paleotemperatura da água se manteve relativamente variável, entre os valores dos arenitos emersos em relação ao submersos. A paleotemperatura dos arenitos de praia submersos variou de 22,8°C a 24,2°C, enquanto nos emersos, variou entre 22,9°C a 28,2°C, sugerindo que o aumento da profundidade influência na temperatura.

A correlação existente entre as amostras datadas e a razão isotópica expressas em $\delta^{13}\text{C}$, indicam valores normais de conchas marinhas. A composição isotópica de oxigênio dos cimentos, indica que os mesmos se formaram em águas marinhas com uma ligeira influência de água doce, a partir do ambiente meteórico vadoso. Assim, conclui-se que as praias foram cimentadas na zona de estirâncio, sendo que todo o processo relacionado aos eventos diagenéticos iniciou-se em um ambiente raso. Correlacionando os dados da datação com o topo atual do arenito de praia a 0.89 m acima do nível médio do mar atual com idade de 6245 anos A. P., pode-se concluir

que a deposição destes corpos se originou em uma fase transgressiva do nível médio do mar.

As idades dos arenitos de praia sugerem três intervalos de litificação na zona de estirâncio e que estão relacionadas a diferentes fases do nível do mar. A primeira entre 7946 anos A.P. e 7884 anos A.P.; a segunda, entre 7035 anos A.P. e 5563 anos A.P.; e a terceira entre 2528 anos A.P. há 848 anos A.P.

Na área estudada, os arenitos de praia são indicadores do nível do mar e, a partir deles, foi feita a reconstrução do nível do mar no Holoceno. Foram reconhecidas duas fases distintas: a transgressiva e a regressiva. Na primeira, ocorre a subida do nível do mar a partir de 7946 anos A.P., até a elevação máxima, ocorrida há 6245 anos A.P., com um período de estabilidade do mar, compreendido entre 7035 anos A.P. e 5563 anos A.P. A segunda fase caracteriza-se pela sequência regressiva, a partir de 5000 anos A.P., ocasionando a descida do nível do mar. Nessa fase, houve a exposição e formação de feições erosionais atuais dos arenitos de praia da área estudada. Em comparação com outros estudos de variação do nível mar durante o Holoceno na costa nordeste do Brasil, este estudo revelou algumas mudanças, em especial, o registro significativo da fase transgressiva ocorridas há 7.946 anos A.P.

As linhas de arenito de praia na área em estudo, sobretudo as linhas submersas, constituem um fator de proteção natural contra a erosão costeira. Apesar de ocorrer graves problemas de erosão costeira nas praias entre Olinda e Jaboatão dos Guararapes, onde há presença destas feições, o problema seria agravado sem a presença dos mesmos.

Trabalhos futuros poderiam incidir sobre questões referentes a circunstâncias do transporte e deposição de sedimentos que auxiliam na formação dos arenitos de praia, ampliar registros geofísicos na plataforma continental, além de reconstruções de nível do mar ao longo de todo estado de Pernambuco, para auxiliar no conhecimento sobre o nível do mar no Holoceno.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Alexandersson, T. 1972. Intergranular growth of marine aragonite and Mg calcite: evidence of precipitation from supersaturated sea-water. *Journal of Sedimentary Petrology*, **42**: 441-460.
- Alliota, S., Spagnuolo, J. O., Farinati, E. A., 2009. Origen de una roca de playa en la región costera de Bahía Blanca, Argentina. *Pesquisas em Geociências*, **36**: 107-116.
- Alheiros, M. M., Lima Filho, M. F. 1991. Revisão geológica da faixa sedimentar costeira de Pernambuco, Paraíba e do Rio Grande do Norte – A Formação Barreiras, *Estudos Geológicos, Série B*, **10**: 77-88.
- Amaral, R. F. 2000. *Contribuição ao estudo da evolução morfodinâmica do litoral oriental sul do Rio Grande do Norte, entre Ponta de Búzios e Baía Formosa*. Tese (Doutorado em Geociências) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Amieux, P., Bernier, P., Dalongeville, R., Medwecki, V., 1989. Cathodoluminescence of carbonate-cemented Holocene beachrock from the Togo coastline (West Africa): an approach to early diagenesis. *Sedimentary Geology*, **65**: 261-272.
- Andrade, G. O. 1955. *Itamaracá: contribuição para o estudo geomorfológico da costa pernambucana*. Ofic. Est. Pernambuco, Recife, 84 p.
- Angulo, R. J., Lessa, G. L. 1997. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions, *Marine Geology*, **140**: 141-166.
- Araújo, T. C. M., Seaane, J. C. S., Coutinho, P. N. 2004. Geomorfologia da plataforma continental de Pernambuco. In: Leça, E.E.; Neumann-Leitão, S.; Costa, M. F. *Oceanografia – um cenário tropical*, Recife. Ed. Bagaço, p. 39-57.
- Assis, H. M. B., Amaral R. F., Manso, V. A. V. 1990. Caracterização dos “beach rocks” do litoral sul de Pernambuco com base em evidências petrográficas e isotópicas. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36. *Anais*, p. 635 - 645.
- Ayres Neto, A., Baptista Neto, J. A. 2004. Métodos diretos e indiretos de investigação do fundo oceânico. In: *Introdução à geologia marinha*. Rio de Janeiro, Interciência. 279 p.
- Barbosa, J. A., Souza, E. M., Lima Filho, M. F., Neumann, V. H. 2003. A estratigrafia da Bacia Paraíba: uma reconsideração, *Estudos Geológicos*, **13**: 89-108.

- Barros, S. D. S., Sial, A. N., Cunha, I. S. 2003. Carbon and oxygen isotope composition of carbonate cements of beachrocks at the Lagoinha and Uruau beaches, state of Ceará, northeastern Brazil. *In: IV South American Symposium on Isotope Geology*, p. 38-40.
- Barreto A. M. F., Suguio, K., Bezerra, F. H. R. 2004. Geologia e geomorfologia do Quaternário costeiro do estado do Rio Grande do Norte. *Revista do Instituto de Geociências – USP*, **4**: 1-12.
- Bathurst, R. G. C. 1974. Marine diagenesis of shallow water calcium carbonate sediments. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, **2**:257-274.
- Beier, J. A. 1985. Diagenesis of Quaternary Bahamian beachrock: petrographic and isotopic evidence. *Journal of Sedimentary Petrology*, **55**: 755-761.
- Bezerra, F. H. R., Lima-Filho, F. P., Amaral, R. F., Caldas, L. H. O., Costa-Neto, L. X. 1998. Holocene coastal tectonics in NE Brazil. *In: Stewart, I. S., Vita-Finzi, C. Coastal Tectonics*. Geological Society, Special Publications, 146, p. 279-293.
- Bezerra, F. H. R., Vita-Finzi, C., Lima-Filho, F. P. 2000. The use of marine shells for radiocarbon dating of coastal deposits. *Rev. Bras. de Geociências*, **30**: 211-213.
- Bezerra, F. H. R., Barreto, A. M. F., Suguio, K. 2003. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte state coast, Brazil. *Marine Geology*, **196**: 73-89.
- Bezerra, F. H. R., Amaral, R. F., Lima-Filho, F. P., Ferreira Jr. A. V., Sena, E. S., Diniz, R. F. 2005. Beachrock Fracturing in Brazil. *Journal of Coastal Research*, **42**: 319- 332.
- Bigarella, J. J. Reef sandstones from Northeastern Brazil (a survey on sedimentary structures). 1975. *In: Simpósio Internacional sobre o Quaternário*, 1, Academia Brasileira de Ciências, *Anais*, p. 395-410.
- Bittencourt, A. C. S., Martin, L., Vilas-Boas, G. S., Flexor, J. M. 1979. Quaternary marine formations of the state of Bahia (Brazil). *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary Proceedings*, p. 232-253.
- Blondel, P., Murton, B. J. 1997. Handbook of seafloor sonar imagery. Chichester, John Wiley & Sons Ltd, 314 p.
- Branner, J. C. 1902. Geology of the Northeast coast of Brazil. *Geol. Soc. America B. Colorado*, **13**: 41-98.
- Branner, J. C. 1904. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations with a chapter of the coral reefs. *Harvard Coll. Mus. Comp. Zool. Bull.*, **44**: 1-285.

- Caldas, L. H. O. 1996. *Geologia costeira da região de São Bento do Norte e Caiçara, litoral norte potiguar*. Relatório (Graduação em Geologia) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte - Departamento de Geologia.
- Caldas, L. H. O. 2002. Late quaternary coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte coast, NE-Brazil. Doctor Thesis. Christian Albrecht University of Kiel. 100 p.
- Caldas, L. H. O., Stattegger, K., Vital, H., 2006. Holocene sea-level history: evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*. **228**: 39–53.
- Calvet, F., Cabrera, M.C., Carracedo, J.C., Mangas, J., Perez-Torrado, F.J., Recio, C., Trave, A., 2003. Beachrocks from the island of La Palma (Canary Islands, Spain). *Marine Geology*, **197**: 75–93.
- Camargo, J. M. R., Araújo, T. C. M., Maida, M., Ushizima, T. M. 2007. Morfologia da plataforma continental interna adjacente ao município de Tamandaré, sul de Pernambuco – Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **25**: 79-89
- Carvalho, R. F., Coutinho, P. N. 1979. Evolução da área da Lagoa Olho d'água (Recife, PE). In: IX Simpósio de Geologia do Nordeste, Natal, RBG, p. 180-201.
- Castro, C. B. 1999. Recifes de Coral – Relatório-base de workshop nacional sobre os recifes de coral brasileiros. 101 p. Disponível em: www.anp.gov.br.
- Chaves, N. S., Sial, A. N. 1998. Mixed oceanic and freshwater depositional conditions for beachrocks of northeast Brazil: evidence from carbon and oxygen isotopes. *International Geology Review*, **40**: 748–754.
- Coelho, P. A., Leite, L. M., Santos, M. A., Torres, M. F. 2004. O manguezal. In: Leça, E.E.; Neumann-Leitão, S.; Costa, M. F. (Ed.) *Oceanografia – um cenário tropical*, Recife. Ed. Bagaço, p. 641- 688.
- Cooper, J. A. G., 1991. Beachrock formation in low latitudes: implications for coastal evolutionary models. *Marine Geology*. **98**: 145-154.
- Cooray, P. G., 1968. A Note on the occurrence of beachrock along the West Coast of Ceylon. *Journal Sedimentary Petrology*. **38**: 650–654.
- Córdoba, V. C., Jardim De Sá, E. F., Souza, D. C., Antunes, A. F. 2007. Bacia Pernambuco-Paraíba. *B. Geociências da Petrobras*, **15**: 391-403.
- Coudray, J., Montaggioni, L. 1986. The diagenetic products of marine carbonate as sea level indicators. In: O. Plassche (Ed.), *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Geo Books, Norwich, p. 311-360.

- Coutinho, P. N.; Moraes, J. O. 1968. Distribution de los desimentos en la plataforma norte-nordeste do Brasil. *In: Symposium on Investigations and Resources of the Caribbean Sea and Adjacent Regions*, UNESCO, p. 261-284.
- Coutinho, P. N. 1976. Geologia marinha da plataforma continental Alagoas-Sergipe. Tese Livre Docência, Universidade Federal de Pernambuco, Recife, 119 p.
- Coutinho, P. N.; Farias, C. C. 1979. Contribuição à origem dos recifes do Nordeste. *In: Simpósio de Geologia do Nordeste*, 9, *Anais*, p.236-240.
- Coutinho, P. N., Lima Filho, M. F., Lima, A. T. O., Martins, M. H. A., Pedrosa, F. J. A., Medeiros, A. B., Manso, V. A. V., Menezes, M. O. B., Chaves, N. S., Kater, K., Lira, A. R. A., Oliveira, L. A. . 1993. Análise ambiental do setor costeiro entre Recife (PE) e Pitimbu (PB). *In: Reunião Anual da Sociedade Brasileira para o Progresso da Ciência*, Recife. *Anais* , SBPC. v. 1. p. 650.
- Craig, H. 1957. Isotopic standards for carbon and oxygen correction factors for mass spectrometric analysis of carbon dioxide. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **12**:133-149.
- Craig, H. 1961. Standard for reporting concentrations of deuterium and oxygen-18 in natural water. *Science*, **133**: 1833-1834.
- Davies, P. J., Kinsey, D. W., 1973. Organic and inorganic factors in recent beach rock formation, Heron Island, Great Barrier Reef. *Jou. Sed. Petrology*, **43**: 59–81.
- Darwin, C. 1841. On a remarkable bar of sandstone of Pernambuco on the coast of Brazil. *Magazin & Journal Sciences*, London, p. 257-261.
- Delibrias, C., Laborel, J. 1971. Recent variations of the sea level along the Brazilian coast. *Quaternaria*, **14**: 45-49.
- Desruelles, S., Fouache, E., Pavlopoulos, K., Dalongeville, R., Peulvast, J. P., Coquinot, Y., Potdevin, J. L., 2004. Variations recentes de la ligne de rivage en Mer Rouge et beachrocks dans l'ensemble insulaire Mykonos-Délos-Rhénée (Cyclades, Grece). *Geomorphologie*, **1**: 5-17.
- DHN - Diretoria de Hidrografia e Navegação. 2007. Porto do Recife. Tábua da maré.
- Dominguez, J. M. L., Bittencourt, A. C. S. P., Leão, Z. M. A. N., 1990. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, **20**: 208-215.
- Duarte, D. B. 1993. Mapeamento do Quaternário costeiro do extremo sul de Pernambuco: Área 05 – Tamandaré. Recife. Relatório de Graduação. UFPE. Curso de Geologia. 85 p.

- El-Sayed. M. Kh. 1988. Beachrock cementation in Alexandria, Egypt. *Marine Geology*, **80**: 29-35.
- Erginal, A. E., Kiyak, N. G., Bozcu, M., Ertek, A., Gungüneş, H., Sungur, A., Turker, G. 2008. On the Origin and Age of the Arıburnu Beachrock, Gelibolu Peninsula, Turkey. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **17**: 803–819.
- Faure, G., Mensing, T. M. 2005. Isotopes: principles and applications, 3rd ed., New Jersey, John Wiley & Sons, 897 p.
- Ferreira, Y. A. 1969. Recifes de arenito de Salvador, Bahia. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **41**: 542 - 548.
- Ferreira Jr, A. V. 2005. *Mapeamento da zona costeira protegida por arenitos de praia (beachrocks) em Nísia Floresta – RN*. (Dissertação de Mestrado) Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal.
- Ferreira Jr, A. V. F., Rollnic, M., Pontes, P. M., Araújo. T. C. M., 2007. Mapeamento batimétrico da plataforma continental da foz do rio Beberibe-PE. In: Congresso da ABEQUA, 11, *Anais*, Belém.
- Figueiredo, T. S. 2008. *Mapeamento batimétrico e sonográfico da plataforma continental interna adjacente ao complexo industrial e portuário de Suape, Pernambuco, Brasil*. (Dissertação de Mestrado) Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- Folk, R. L. 1959. Practical petrographic classification of limestones. *Bull. Amer. Assoc. Petroleum Geology*, **43**: 1-38.
- Font, Y. Calvet, F. 1997. Beachrocks Holocenos de la Isla de la Reunión, Océano Índico. *Cuadernos de Geología Ibérica*, **22**: 81-102.
- Friedman, G. M. 1998. Rapidity of marine carbonate cementation – implications for carbonate diagenesis and sequence stratigraphy: perspective. *Sedimentary Geology*, **119**: 1-4.
- Ginsburg, R. N., James, N. P. 1953. Beach rock in South Florida. *J. Sedimentary Petrology*, **23**: 85-92.
- Gischler, E., Lomando, A. J., 1997. Holocene cemented beach deposits in Belize. *Sedimentary Geology*, **110**: 277-297.
- Gomes, J. R. C., Gatto, C. M. P., Sousa, G. M. C., Luz, D. S. Pires, J. L., Teixeira, W., França, F. A., Cabral, E. M. A., Menor, E. A., Monteiro, N., Barros, M. J. G., Ribeiro, E. G. Lima, E. A., Fonseca, R. A. 1981. Geologia e mapeamento regional. In: Projeto RADAMBRASIL /Ministério das Minas e Energia. Folhas SB. 24/25. Rio de Janeiro. p. 27-176. (Levantamento de recursos naturais, 23).

- Gregório, M. N. 2009. *Evolução da linha de costa e caracterização da plataforma continental interna adjacente à cidade do Recife - PE*. (Doutorado em Oceanografia) - Universidade Federal de Pernambuco, Recife
- Guerra, N. S. 1991. *Mapeamento do quaternário costeiro do estado de Pernambuco (Praia de Porto de Galinhas – Praia de Guadalupe)*. Recife. Relatório de Graduação. UFPE. Curso de Geologia. 77 p.
- Guerra, N. C. 2000. *Mecanismo de sedimentação em sedimentos marinhos recentes, exemplos beachrocks do litoral pernambucano*. (Doutorado em Geociências e Meio Ambiente) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista/Júlio de Mesquita Filho.
- Guerra, N. C., Kiang, C., F., Sial, A. N. 2005. Carbonate cements in contemporaneous beachrocks, Jaguaribe beach, Itamaracá island, northeastern Brazil: petrographic, geochemical and isotopic aspects. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. **77**(2): 343-352.
- Hanor, J. S. 1978. Precipitation of beach rock cements: mixing of marine and meteoric waters vs. CO₂ degassing. *Journal of Sedimentary Petrology*. **48**: 489-502.
- Holail, H., Rashed, M., 1992. Stable isotopic composition of carbonate-cemented recent beachrock along the Mediterranean and Red Sea Coasts of Egypt. *Marine Geology*, **106**: 141–148.
- Hopley, D., 1986. Beachrock as a sea-level indicator. In: O.v.d. Plassche (Editor), *Sea level research: A manual for collection and evaluation of data*. Geo books, Norwich, p. 157- 173.
- Irwin, H., Curtis, C., Coleman, M. 1977. Isotopic evidence for source of diagenetic carbonates formed during burial of organic-rich sediments. *Nature*, **269**: 209-213.
- James, N. P., Ginsburg, R. N., 1979. The seaward margin of Belize barrier and atoll reefs. *International Association of Sedimentology*, Special publication 3, 179 p.
- Jones, B., Rossen, M. R., Renault, R. W. 1997. Silica-cemented beachrock from lake Taupo, North Island, New Zealand. *Journal of Sedimentary Research*, **67**: 805-814.
- Kahn, J. S. 1956. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: 1. On the measurement o packing in sandstones. *Journal of Geology*, **64**: 385-395.
- Keith, M. L., Weber, J. N. 1964. Carbon and oxygen isotopic composition of selected limestones and fossils. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **28**: 1787-1816.

- Kempf, M. 1970. Notas sobre os fundos costeiros da região de Itamaracá (norte do estado de Pernambuco, Brasil). *Trabalhos oceanográficos UFPE*, v. 9, p. 125-148.
- Kindler, P., Bain, R.J., 1993. Submerged upper Holocene beachrock on San Salvador island, Bahamas: implications for recent sea-level history. *Geologische Rundschau*. **82**: 241–247.
- Klein, D. A. 2005. *Registro de variações ambientais no Canal de São Sebastião (Estado de São Paulo), durante o último ciclo glacial*. (Dissertação de Mestrado). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo.
- Kneale, D., Viles, H. A. 2000. Beach cement: incipient CaCO₃- cemented beachrock development in the upper intertidal zone, North Uist, Scotland. *Sedimentary Geology*, **132**: 165–170.
- Komar, P. D. 1976. *Beach process and sedimentation*. Prentice-Hall, Inc. New Jersey, 417 p.
- Laborel J. 1969. Madreporaires et hydrocoralliaires récifaux des côtes bresiliennes. Systematique, ecologie, repartition verticale et geographie. *Ann. Inst. Oceanogr.* **47**: 171-229.
- Laborel J. 1967. Les peuplements de Madréporaires de côtes tropicales du Brésil. Tese (Doctorat Es-Sciences Naturelles) - Faculté des Sciences de L'Université D'Aix-Marseille. Marseille. 313 p.
- Leão Z., Bittencourt, A. C. S., Dominguez, J. M. L., Nolasco, M. C., Martin, L. 1985. The effects of Holocene sea level fluctuations on the morphology of the Brazilian coral reefs. *Revista Brasileira de Geociências*, **15**: 154–157.
- Lima Filho, M. F., Alheiros, M. M. 1991. Planície do Recife: Origem e Características Geotécnicas. In: Simpósio Regional de Engenharia Civil, Recife-PE. Boletim, v. 2. p. 502-518.
- Lima Filho, M. F. 1998. Análise estratigráfica e estrutural da Bacia Pernambuco. (Tese de Doutorado). Universidade de São Paulo, São Paulo, 180 p.
- Lima Filho, M. F. 1999. Stratigraphic evolution oh the Pernambuco e Paraíba Basin and its implications for the development paleogeography of northeast of Brazil. In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 7, *Anais*, p. 34-36.
- Lima Filho, M. F., Barbosa, J. A., Souza, E. M. 2006. Eventos Tectônicos e Sedimentares nas Bacias de Pernambuco e da Paraíba: implicações no quebramento de Gondwana e correlação com a Bacia do Rio Muni. *Geociências*, UNESP, **25**: 117-126.

- Longman, M. W. 1980. Carbonate diagenetic textures from nearsurface diagenetic Environments. *AAPG Bulletin*, **64**: 461-487.
- Mabesoone, J. M. 1964. Origin and age of the sandstone reefs of Pernambuco (Northeastern Brazil). *J. Sedimentary Petrology*, **34**: 715-726.
- Mabesoone, J. M. Coutinho, P. N. 1970. Littoral and shallow marine geology of northern and northeastern Brazil. Instituto Oceanográfico. Universidade. Federal de Pernambuco, **13**: 1-21.
- Mabesoone, J. M., Rolim, J. L. 1973. Quaternário no nordeste oriental brasileiro. *Estudos Sedimentológicos - UFRN*, **3/4**: 89-130.
- Mabesoone, J. M., Alheiros, M. M. 1988. Origem da bacia sedimentar costeira Pernambuco-Paraíba. *Revista Brasileira de Geociências*, **18**: 476-482.
- Maida, M., Ferreira, B. P. 2004. Os recifes de coral brasileiros. In: Leça, E.E., Neumann-Leitão, S., Costa, M. F. (Ed.) *Oceanografia – um cenário tropical*, Recife. Ed. Bagaço, p.617-640.
- Major, R. P. 1991. Cathodoluminescence in post-Miocene carbonates. In: Barker C.E. e Kopp O. C. *Luminescence microscopy and spectroscopy: Qualitative and quantitative applications. SEPM Short Course*, **25**: 149-153.
- Marine Sony Technology Ltd. 2006. *Sea scan PC operator's manual version 1.8.0*. Gloucester, 201 p.
- Martin, L., Bittencourt, A. C. S. P., Vilas Boas, G. S. 1982. Primeira ocorrência de corais pleistocênicos da costa brasileira - datação do máximo da penúltima transgressão. *Revista Ciências da Terra, SBG*, **3**: 16-17.
- Martin, L., Dominguez, J. L. M., Bittencourt, A. C. S. P. 2003. Fluctuating Holocene sea levels in eastern and southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, **19**: 101-124.
- Martins, L. R., Urien, C. M., Eichler, B. B. 1967. Distribuição dos sedimentos modernos da plataforma continental sul brasileira e uruguaia. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 21, *Anais*, p. 29-43.
- Martins, M. H. A. 1991. Mapeamento geológico do Quaternário costeiro de Pernambuco (Área 3 – Nossa Senhora do Ó). Relatório de Graduação, UFPE, Departamento de Geologia, Recife. 78 p.
- Maxwell, W. G. H. 1962. Lithification of carbonate sediments in the Heron Island Reef, Great Barrier Reef. *Journal of the Geological Society of Australia*, **8**: 217–238.

- Medeiros, A. B. 1991. Mapeamento geológico da faixa costeira a sudeste da cidade do Cabo. Relatório de Graduação, UFPE, Depart. de Geologia. Recife. 70 p.
- Meyers, J. H. 1987. Marine vadose beachrock cementation by criptocrystalline magnesian calcite-Maui, Hawaii. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**: 558–570.
- Michelli, M., Araújo, T. Maida, M. Vital. H. 2001. Indicatives of ancient conditions of sea level stability on the southern Pernambuco continental shelf. *Revista Pesquisas em Geociências*. **28**: 25-33.
- Michelli, M. 2008. *Sea-level changes, coastal evolution and paleoceanography of coastal waters in SE - Vietnam since the mid – Holocene*. (Tese de Doutorado). Christian Albrechts Universität, Kiel. Alemanha.
- Milliman, J. D. 1974. *Marine Carbonates*. Springer-Verlag, Berlin, 375 p.
- Milliman J. D. 1977. Role of calcareous algae in Atlantic continental margin sedimentation. In: Flugel E (ed.), *Fossil Algae*. Springer-Verlag, Berlin, p. 232–247.
- Milne, G. A., Long, A. J., Bassett, S. E. 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America. *Quaternary Science Reviews*, **24**: 1183–1202
- Milkert, D., Huhnnerbach, V. 1997. Coastal environments. In: *Handbook of seafloor sonar imagery*. Chichester, John Wiley & Sons Ltd, 314 p.
- Moore, C. H. 1973. Intertidal carbonate cimentation, Grand Cayman, West Indies. *Journal of Sedimentary Petrology*, **43**: 591-602.
- Moore, C. H. 2004. Carbonate reservoirs - Porosity evolution and diagenesis in a sequence stratigraphic framework. *Developments in sedimentology* 55, Elsevier, 444 p.
- Moura, D., Veiga-Pires, C., Albardeiro, L., Boski, T., Rodrigues, A. L., Tareco, H. 2007. Holocene sea level fluctuations and coastal evolution in the central Algarve (southern Portugal). *Marine Geology*, **237**: 127–142
- Morais, J. O. 1967. Contribuição ao estudo dos “Beachrocks” do nordeste do Brasil. Laboratório de Ciências do Mar da Universidade Federal do Ceará. *Trabalhos Oceanográficos*, Univ. Fed. Pernambuco, **9**: 79-94,
- Muehe, D., Ignara, S. 1984. Arenito de praia submerso em frente à praia de Itaipuaçu - RJ. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, p. 341-348.

- Nadeau, M. J., Grootes, P. M., Voelker, A., Bruhn, F.; Duhr, A. 1997. Carbonate ^{14}C Background: Does it have multiple personalities? *Radiocarbon*, **43**:169-176.
- Neumann, V. H. 1991. Problemas Geomorfológicos do Litoral Pernambucano. In: XIV Simpósio de geologia do Nordeste, Recife. Atas do simpósio, p. 363-366.
- Neumeier, U., 1998. Le rôle de l' activité microbienne dans la cimentation précoce des beachrocks (sédiments intertidaux). PhD Thesis, University of Geneva. 183 p.
- Neumeier, U., 1999. Experimental modelling of beachrock cementation under microbial influence. *Sedimentary Geology*, **126**: 35–46.
- Oliveira, M. I. M., Bagnoli., Farias, C. C., Nogueira, A. M. B, Santiago, M. 1990. Considerações sobre a geometria, petrografia, sedimentologia, diagênese e idades dos beachrocks do Rio Grande do Norte. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36, *Anais*, p. 621-634.
- Omoto, K., 2001. Radiocarbon ages of beach rocks and Late Holocene sea-level changes in the southern part of the Nansei Islands, Southwest of Japan. *Radiocarbon*, **43**: 887–898.
- Ottmann, F. 1959. Estudo das amostras do fundo recolhidas pelo N. E. Almirante Saldanha, na região da embocadura do rio Amazonas. Trab. Inst. Marit. Oceanografia, Recife, v. 1 n. 1, p. 77-106.
- Peltier, W. R. 1998. Global glacial isostatic adjustament and coastal tectonics. In: Stewart, I. S., Vita-Finzi, C. *Coastal Tectonics*. Geological Society, Special Publications, 146, p. 1-29.
- Peres, J. M., Picard, J. 1964. Nouveau manuel de bionomie de la mer Méditerranée. *Recl. Trav. Stn. Mar. Endoume*, **31**: 1-137
- Pirazzoli, P. A. 1996. Sea level changes: the last 20,000 years. Wiley, 224 p.
- Projeto MAI. 2009. Monitoramento ambiental integrado – avaliação dos processos de erosão costeira nos municípios de Paulista, Olinda, Recife e Jaboatão dos Guararapes. Recife, relatório final, UFPE, v. 1.
- Projeto REMAC. 1979. Geomorfologia da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. Rio de Janeiro, Série Projeto Remac, v. 7.
- Quaresma, V. S., Dias G. T. M., Baptista Neto, J. A. 2000. Caracterização de padrões de sonar de varredura lateral e 3,5 e 7,0 kHz na porção sul da Baía de Guanabara-RJ. *Revista Brasileira de Geofísica*, **18**: 201-214.

- Rey, D., Rubio, B., Bernabeu, A.M., Vilas, F. 2004. Formation, exposure, and evolution of a high-latitude beachrock in the intertidal zone of the Corrubedo complex (Ria de Arousa, Galicia, NW Spain). *Sedimentary Geology*, **169**: 93–105.
- Rollnic, M. 2008. Dinâmica das ondas e circulação no litoral da região metropolitana do Recife - implicações para o transporte de sedimentos e estabilidade da costa. (Doutorado em Oceanografia) – Universidade Federal de Pernambuco. Recife.
- Russell, R. J. 1959. Caribbean beachrock. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **3**: 227-236.
- Russell, R. J. 1962. Origin of beachrock. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **6**: 1-16.
- Sampaio, A. S. 1991. Geologia do quaternário costeiro ao sul do Recife (Praia de Boa Viagem-Praia do Paiva). Relatório de Graduação. Recife, Universidade Federal de Pernambuco - UFPE. 70 p.
- Schleicher, M., Gootes, P.M., Nadeau, M. J.; Scoon, A. 1998. The carbonate ^{14}C background and its components at the Leibniz AMS facility. *Radiocarbon*, **40**: 85-93.
- Schroeder, J. H. 1979. Carbonate diagenesis in Quaternary beachrock of Uyombo, Kenya: sequence of processes and coexistence of heterogenic products. *Journal Sedimentary Petrology*, **68**(3): 894-919.
- Scoffin T. P. 1970. A conglomeratic beachrock in Bimini, Bahamas. *Journal Sedimentary Petrology*, **40**: 756-758.
- Siesser, W.G., 1974. Relict and recent beachrock from southern Africa. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **85**: 1849–1854.
- Souza L. 2006. *Revisão crítica da aplicabilidade dos métodos geofísicos na investigação de áreas submersas rasas*. (Tese de Doutorado). Instituto Oceanográfico da USP, São Paulo. 311 p.
- Spurgeon, D., Davis, J. R. A., Shinn, E. A., 2003. Formation of beach rock at Siesta Key, Florida and its influence on barrier island development. *Marine Geology*, **200**: 19-29.
- Stattegger, K., Caldas, L. H. O., Vital, H. 2006. Holocene coastal evolution of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Jou. Coa. Research*, **39**: 151-156.
- Stoddart, D. R., Cann, J. R. 1965. Nature and origin of beachrock. *Journal of Sedimentary Petrology*, **35**: 243-247.

- Strasser, A., Davaud, E., Jedoui, Y., 1989. Carbonate cement in Holocene beachrock: example from Bahiret el Biban, southeastern Tunisia. *Sedimentary Geology*, **62**: 89-100.
- Strasser A., Strohmenger C. 1997. Early diagenesis in Pleistocene coral reefs, southern Sinai, Egypt: response to tectonics, sea level and climate. *Sedimentology*, **44**: 537-558.
- Suguio, K., Martin, L., Bittencourt, A. C. S. P., Dominguez, J. M. L.; Flexor, J. M., Azevedo, A. E. G., 1985. Flutuações do nível do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. *Rev. Bras. Geociências*, **15**: 273-286.
- Suguio, K., 1992. Dicionário de geologia marinha. São Paulo, Ed. T. Queiroz, 172 p.
- Suguio, K., 1999. *Geologia do Quaternário e mudanças ambientais*. São Paulo, Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 366 p.
- Tabosa, W. F., Amaro, V. E., Vital, H. 2007. Análise do ambiente costeiro e marinho, a partir de produtos de sensoriamento remoto na região de São Bento do Norte, NE Brasil. *Revista Brasileira de Geofísica*, **25**: 37-48.
- Thomas, P. J. 2009. Luminescence dating of Beachrock in the southeast coast of India-potential for Holocene shoreline reconstruction. *Journal of Coastal Research*, **25**:1-7
- Turku, M. P. 1982. Beachrock on Pattaya Beach in southeastern Thailand. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **26**: 375-388.
- Turner, R. J., 1999. *Morphodynamic relationship between beachrock exposure and littoral zone processes on the west coast of Puerto Rico*. (Tese de doutorado). Chapel Hill, University of North Carolina.
- Urey, H. C.; Lowestam, H. A.; Epstein, S.; McKinney, C. R. 1951. Measurements of paleotemperatures and temperatures of the Upper Cretaceous of England, Denmark and the southeastern United States. *Geological Society of American Bulletin*, **62**: 399-416.
- Van Andel, T. H., Laborel, J. 1964. *Recent high relative sea level stand near Recife, Brasil. Reprinted from Science*, **3632**: 580 – 581.
- Veiga, F. A. 2005. *Processos morfodinâmicos e sedimentológicos na plataforma continental rasa paranaense*. (Tese de Doutorado). Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná

- Vieira, M. M. 2005. Aspectos sedimentológicos e petrológicos dos *beachrocks* do Estado do Rio Grande do Norte. (Doutorado em Geociências) - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Porto Alegre.
- Vieira, M. M., De Ros, L. F., 2006. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. *Sedim. Geology*, **192**: 207–230.
- Vieira, M.M., Ros, L. M., Bezerra, F. H. R. 2007. Lithofaciology and palaeoenvironmental analysis of Holocene beachrocks in northeastern Brazil. *Journal of Coastal Research*, **23**: 1535-1548.
- Vital, H. 2008. Geologia e geofísica marinha no Rio Grande do Norte. *Revista FAPERN*, **7**: 132-137.
- Vital, H., Silveira, I. M., Amaro, V. E. 2005. Carta sedimentológica da plataforma continental brasileira – área Guamaré a Macau (NE Brasil), utilizando integração de dados geológicos e sensoriamento remoto. *Revista Brasileira de Geofísica*, **23**(3): 233-241.
- Vousdoukas, M.I., Velegrakis A.F., Plomaritis, T.A. 2007. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews*, **85**: 23–46.
- Wagle, B. G. 1990. Beach Rocks of the Central West Coast of India. *Geo-Marine Letters*, **10**:111-115.
- Webb, G. E., Jell, J. S., Baker, J. C., 1999. Cryptic intertidal microbialites in beachrock, Heron Island, Great Barrier Reef: implications for the origin of microcrystalline beachrock cement. *Sedimentary Geology*, **126**: 317–334.
- Wentworth, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. *Journal of Geology*, **30**: 377-392.
- Zembruski, S. J. 1967. Sedimentos da plataforma continental do Brasil. XXII Comissão oceanográfica Noc. Almirante Saldanha. Dir. Hidrogr. Naveg. DG 26-X, p. 369-409.

ANEXO 1

Características mineralógicas dos arenitos de praia.

Amostra	Litologia	Porosidade	Observações
AM - Submersa A	Arenito	5,8%	Grãos de quartzo monocristalinos e poucos policristalinos. Grãos arredondados. Alguns grãos de quartzo com extinção ondulante. Presença de muscovita. Cutícula micrítica, franja isópaca, cimento micrítico, pseudo-peloidal e fibro radial.
Am - Submersa B	Arenito	8,3%	Grãos de quartzo com extinção ondulante. Quartzo policristalino. Bioclastos. Cutícula micrítica, franja isópaca, cimento micrítico, pseudo-peloidal e infiltração de margas.
AM – 1	Arenito grosso a muito grosso	11,7%	Alternância de grãos de quartzo grossos a muito grossos e finos (granodecrescência ascendente). Grãos de quartzo mono e policristalinos, arredondados e pobremente selecionados. Presença de mineral opaco subanguloso. Bioclastos (gastrópodes e algas vermelhas). Franja isópaca e hidróxido de ferro.
AM – 2	Arenito muito grosso a grosso	12,2%	Grãos de quartzo arredondados a subarredondados, fraturados, alguns com extinção ondulante. Bioclastos (bivalves, corais, gastrópodes). Presença de intraclasto lamoso, cutícula micrítica e franja isópaca.
AM – 3	Arenito muito grosso a grosso	10,6%	Grãos de quartzo arredondados, fraturados. Contato suturado entre os grãos. Granodecrescência ascendente. Bioclastos (bivalves e algas vermelhas). Cristais se apresentam irregulares ao redor dos grãos.
AM – 4	Arenito grosso a médio	16,7%	Grãos de quartzo com tamanho médio de 1 mm e entre eles grãos menores (0.1 mm) preenchendo o espaço poroso. Grãos de quartzo com extinção ondulante. Presença de grãos agregados (<i>lumps</i>). Fragmentos de bioclastos (algas vermelhas e bivalves). Franja isópaca melhor formada ao redor dos bioclastos.
AM – 5	Arenito fino	1%	Grãos de quartzo angulosos a subangulosos. Presença de minerais opacos.
AM – 6	Arenito muito grosso a grosso	9,0%	Grãos de quartzo fraturados e outros fragmentados. Grãos de quartzo mono (maioria) e policristalinos, muitos com extinção ondulante. Franja isópaca, cimento pseudo-peloidal e fibro radial.
AM – 7	Arenito grosso a muito grosso	12,0%	Grãos de quartzo mono e policristalinos, arredondados a subarredondados. Alguns grãos de quartzo com extinção ondulante. Microclina. Bioclastos (foraminífero, algas vermelhas, bivalves e corais). Cutícula micrítica e franja isópaca.

AM – 8	Arenito conglomerático	0,8%	Grãos de quartzo mono e policristalinos, alguns com extinção ondulante. Bioclastos (algas vermelhas e bivalves). Cutícula micrítica e franja isópaca bem desenvolvida (em média, 60 µm).
AM – 9	Arenito	15,1%	Grãos de quartzo com extinção ondulante, fraturados. Grande fragmento de bivalve. Cimento micrítico e pseudo-peloidal.
AM – 10	Arenito muito grosso a grosso	7,3%	Grãos de quartzo pobremente selecionados. Muitos grãos de quartzo com extinção ondulante e “golfos” de corrosão. Grãos de quartzo policristalino. Há minerais opacos. Presença de bioclastos (fragmentos de conchas de bivalves e foraminíferos). Cutícula micrítica, franja isópaca e cimento fibro-radial
AM – 11	Arenito muito grosso a grosso	13%	Há concentrações orientadas dos grãos de quartzo. Granodecrescência ascendente. Grãos de quartzo fraturados, policristalinos. Bioclastos. Franja isópaca ao redor dos grãos, cimento pseudo-peloidal e marga infiltrada.
AM – 12	Arenito grosso a médio	11,5%	Grãos de quartzo arredondados circundados por cimento micrítico. Granodecrescência ascendente. Poucos grãos de quartzo policristalinos. Bioclastos (algas vermelhas e bivalves). Franja isópaca e marga infiltrada.
AM – 13	Arenito grosso a médio	8,6%	Grãos de quartzo mono e policristalinos. Alguns grãos de quartzo com extinção ondulante, grãos pobremente selecionados. Bioclastos (foraminífero bentônico, bivalves, gastrópodes, algas vermelhas, corais). Grãos de feldspatos (plagioclásio e microclina). Franja apresenta cristais com direções distintas.
AM – 14	Arenito conglomerático	1,1%	Grãos de quartzo mono e policristalino com seleção pobre. Grãos de quartzo bastante fraturados. Bioclastos (conchas de bivalves e corais). Cutícula micrítica, franja isópaca e infiltração de marga.
AM – 15	Arenito conglomerático a muito grosso	0,5%	Grãos bem arredondados de quartzo mono e policristalinos (menor quantidade). Alguns grãos de quartzo com extinção ondulante. Grãos de bioclastos. Alternância entre níveis mais e menos porosos. Cimento micrítico, franja isópaca e cimento pseudo-peloidal.
AM – 16	Arenito conglomerático	1,5%	Grãos de quartzo mono e policristalinos (maior granulometria). Fraturas em grão preenchidas por calcita. Grandes bioclastos (bivalves) e menores de algas vermelhas. Cimento micrítico, franja isópaca, pseudo-peloidal e marga infiltrada.
AM – 17	Arenito grosso a médio	3,0%	Grãos de quartzo arredondados, moderadamente selecionados. Grãos de quartzo bastante fraturados e muitos com extinção ondulante.

			Intraclastos e bioclastos (alga vermelha reticulada). Cristais se apresentam irregulares ao redor dos grãos.
AM – 18	Arenito conglomerático	2,7%	Grãos centimétricos de quartzo. Os grãos maiores de quartzo são policristalinos. Marga infiltrada com pequenos grãos de quartzo e microfósseis, franja isópaca e cimento pseudo-peloidal em menor número.
AM – 19	Arenito muito grosso a grosso	2,1%	Grãos de quartzo angulosos a subarredondados dispersos em uma matriz carbonática. Alguns quartzos com extinção ondulante. Fragmentos de bioclastos (algas vermelhas, corais e bivalves). Granodecrescência ascendente. Franja isópaca e marga infiltrada.
AM – 20	Arenito	1,6%	Grãos de quartzo com extinção ondulante e alguns policristalinos. Os grãos de quartzo encontram-se bastante fraturados e em alguns casos com preenchimento de calcita magnesiana. Bioclastos (algas vermelhas). Presença de minerais opacos (pirita e hidróxido de ferro). Cimento micrítico, franja isópaca e cimento pseudo-peloidal.
AM – 21	Arenito muito grosso a grosso	14,4%	Grãos de quartzo arredondados a angulosos, pobremente selecionados. Poucos grãos de quartzo policristalinos. Bioclastos (bivalves). Franja isópaca.
AM – 22	Arenito	0,4%	Grãos de quartzo fraturados. Bioclastos e intraclastos. Granodescrescência ascendente. Há uma parte da lâmina com grãos de quartzo maiores e outras com grãos menores. Em geral, os cristais maiores apresentam uma maior porosidade. Cimento pseudo-peloidal e marga infiltrada.
AM – 23	Arenito grosso a médio	16,7%	Grãos de quartzo arredondados a subarredondados. Poucos grãos de quartzo com extinção ondulante e alguns policristalinos. Fragmentos de bioclastos (gastrópodes, algas vermelhas e bivalves). Franja isópaca, cutícula micrítica e cimento fibro-radial. Presença de minerais opacos.
AM – 24	Arenito	2%	Grãos de quartzo arredondados, bastante fraturados. Bioclastos (bivalves e algas vermelhas). Franja isópaca e cimento pseudo-peloidal.
AM – 25	Arenito muito grosso a grosso	7,5%	Grãos de quartzo mal selecionados, arredondados a subangulosos. Alguns grãos de quartzo policristalino. Cimento carbonático com microfósseis e pequenos grãos de quartzo. Franja de cristais prismáticos ao redor dos grãos.

