



UNIVERSIDADE FEDERAL DE SANTA CATARINA
CENTRO FILOSOFIA E CIÊNCIAS HUMANAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA

Ingrid Matos de Araújo Góes

**Geologia e geomorfologia da planície costeira do balneário de Lençóis,
município de Una, Bahia, Brasil.**

Florianópolis
2019

Ingrid Matos de Araújo Góes

**Geologia e geomorfologia da planície costeira do balneário de Lençóis,
município de Una, Bahia, Brasil.**

Dissertação submetida ao Programa de Pós-graduação em Geografia da Universidade Federal de Santa Catarina para a obtenção do título de Mestre em Geografia.

Orientador: Prof. Dr. Norberto Olmiro Horn Filho

Coorientador: Prof. Dr. Gil Marcelo Reuss Strenzel

Florianópolis

2019

Ficha de identificação da obra elaborada pelo autor,
através do Programa de Geração Automática da Biblioteca Universitária da UFSC.

Góes, Ingrid Matos de Araújo
Geologia e geomorfologia da planície costeira do
balneário de Lençóis, município de Una, Bahia, Brasil. /
Ingrid Matos de Araújo Góes ; orientador, Norberto Olmiro
Horn Filho, coorientador, Gil Marcelo Reuss Strenzel, 2019.
122 p.

Dissertação (mestrado) - Universidade Federal de Santa
Catarina, Centro de Filosofia e Ciências Humanas, Programa
de Pós-Graduação em Geografia, Florianópolis, 2019.

Inclui referências.

1. Geografia. 2. Geologia e geomorfologia costeira. 3.
Análise granulométrica . 4. Evolução paleogeográfica . 5.
Imagem aérea e Modelo Digital de Elevação (MDE). I. Horn
Filho, Norberto Olmiro. II. Reuss Strenzel, Gil Marcelo.
III. Universidade Federal de Santa Catarina. Programa de
Pós-Graduação em Geografia. IV. Título.

Ingrid Matos de Araújo Góes

**Geologia e geomorfologia da planície costeira do balneário de Lençóis,
município de Una, Bahia, Brasil.**

O presente trabalho em nível de mestrado foi avaliado e aprovado por banca examinadora composta pelos seguintes membros:

Prof. João Carlos Rocha Gré, Dr.
Universidade Federal de Santa Catarina

Profa. Janete Josina de Abreu, Dra.
Universidade Federal de Santa Catarina

Prof. José Gustavo Natorf de Abreu, Dr.
Universidade do Vale do Itajaí

Certificamos que esta é a **versão original e final** do trabalho de conclusão que foi julgado adequado para obtenção do título de mestre em Geografia.

Prof. Dr. Clécio Azevedo da Silva
Coordenador do Programa de Pós-graduação em Geografia

Prof. Dr. Norberto Olmiro Horn Filho
Orientador(a)

Florianópolis, 28 de Agosto de 2017.

Este trabalho é dedicado aos meus queridos pais.

AGRADECIMENTOS

Início o texto dedicando esse trabalho as minhas avós Vitória Góes e Zilda Máximo, que permanecem vivas na minha memória, ao meu avô Zilton Góes e aos meus pais Ziltamar Góes e Josefa Mirian Matos. Agradeço a Deus por sua eterna bondade. Agradeço a minha família, em especial meus pais, pelo amor e incentivo nessa caminhada. Aos meus irmãos Carol Araújo, Zilton Neto, Ziltamar Júnior e Lorena Góes. A Jani Becker pelas palavras que confortaram meu coração nos momentos difíceis de grandes perdas. Agradeço também ao meu amigo e coorientador da pesquisa, Gil Marcelo Reuss Strenzel. Agradeço ao orientador da pesquisa Norberto Olmiro Horn Filho, por ter aceitado dividir comigo seu conhecimento sobre a geologia costeira e pela experiência passada nas aulas de campo. Agradeço as minhas primas Aruane Carvalho e Kayalla Carvalho. Aos amigos da Bahia: Jonatas Matos, Kaique Kubica, Hogana Póvoas, Stephany Pino, Irlanda Matos, Bruna Araújo, Hortência Rosa, Yasminn Santana, Jéssica Santana, Carol Bomfimm. Aos amigos de Santa Catarina: Maurita Reuss, Max Reuss e Giandréa Reuss, Gicella Barros e Wander Luis. Agradeço a todos os meus amigos, pela parceria e momentos alegres, sintam-se contemplados. Agradeço a todos que me auxiliaram no trabalho de campo: Gil, Thássio, Thiago, Irlanda e Daniel. Obrigada, sem a ajuda vocês não teria os resultados. Agradeço em especial a Thiago, que estendeu sua ajuda a fase de laboratório. Agradeço a todos os colaboradores (alunos, professores e funcionários) do Laboratório de Geoprocessamento da Base Ambiental da Universidade Estadual de Santa Cruz. Agradeço ao Professor Jarbas Bonetti Filho por ter cedido o Laboratório de Oceanografia Costeira da Universidade Federal de Santa Catarina e a Danae Erdosi pela por sua disponibilidade e competência. Agradeço a Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (Capes) pela Bolsa concedida. Por fim agradeço a todos aqueles que de alguma forma contribuíram para realização desse trabalho.

“A viagem do descobrimento não consiste em procurar novas paisagens, mas em ter novos olhos”. (Marcel Proust)

RESUMO

O balneário de Lençóis está localizado no setor Norte da planície costeira do município de Una, no estado da Bahia. O mapeamento geológico/geomorfológico foi realizado na escala 1:10.000, a partir de uma imagem gerada por um Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT), sendo auxiliado por trabalho de campo e análise granulométrica. As unidades geológicas do sistema deposicional continental correspondem a Formação Barreiras de idade pliocênica (3-5 Ma AP), na forma de tabuleiros pré-litorâneos; ao Depósito colúvio-aluvionar na forma de uma rampa coluvial e ao Depósito de leque aluvial na forma de um leque aluvial, do Quaternário indiferenciado (2 Ma AP, até o presente). As unidades geológicas do sistema deposicional transicional são representadas por depósitos de idade holocênica (5,1 Ka AP) e incluem: Depósito eólico, na forma de manto eólico; Depósito marinho praial, na forma de uma planície de cordões regressivos litorâneos; Depósito lagunar, na forma de terraços lagunares; Depósito eólico na forma de dunas; Depósito paludial, na forma de uma planície flúvio-marinha e Depósito marinho praial, na forma de uma praia. Esses depósitos são formados por sedimentos compostos por areia, com predomínio da classe areia fina e silte. A paleogeografia da área de estudo é representada por cinco estádios evolutivos, na seguinte ordem: Estádio I– Deposição da Formação Barreiras durante do Plioceno Superior (5-3 Ma AP). Estádio II– Deposição de sedimentos continentais pós-Barreiras (2 Ma AP, até o presente), formação dos depósitos colúvio-aluvionar e leque aluvial. Estádio III– Máximo da regressão pleistocênica, corresponde à regressão que se sucedeu ao máximo atingido pela Penúltima Transgressão, não sendo possível encontrar testemunhos desse estádio na área de estudo. Estádio IV– Máximo da transgressão holocênica (5,1 Ka AP), o nível de mar alto do Holoceno erodiu e retrabalhou os sedimentos continentais pós-Barreiras pré-existentes. Estádio V- Regressão holocênica–formação dos ambientes correlacionáveis aos depósitos do sistema transicional, sendo responsável pela progradação da planície costeira na área de estudo.

Palavras-chave: Mapeamento geológico. Geomorfologia costeira. Paleogeografia.

ABSTRACT

The resort of *Lençóis* is located in the Northern sector of the coastal plain in *Una* city, state of *Bahia*. The geological/geomorphological mapping was performed on the 1:10,000 scale, from an image generated by an Unmanned Aerial Vehicle (UAV), being aided by fieldwork and granulometric analysis. The geological units of the continental depositional system correspond to the *Barreiro*'s Formation of Pliocene age (5-3 My BP), in the form of pre-coastal trays; to the colluvial-alluvial Deposit in the form of a colluvial ramp and to the alluvial fan Deposit in the form of an alluvial fan, from the undifferentiated Quaternary (2 My BP, till now). The geological units of the transitional depositional system are represented by deposits of Holocene age (5,1 Ky BP) and include: eolic Deposit, in the form of a eolic mantle; a marine beach deposit in the form of a plain of coastal regressive ridges; lagoon Deposit, in the form of lagoon terraces; eolic Deposit in the form of dunes; paludal Deposit, in the form of a fluvial-marine plain and marine beach Deposit, in the form of a beach. These deposits are formed by sediments composed of sand, with predominance of fine sand and silt. The paleogeography of the study area is represented by five evolutionary stages, in the following order: Stage I - Deposition of the *Barreiras* Formation during the upper Pliocene (5-3 My BP). Stage II - Deposition of continental post-*Barreiras* sediments (2 My BP, till now), formation of colluvial-alluvial Deposit and alluvial fan Deposit. Stage III - The maximum of the Pleistocene regression corresponds to the regression that followed the maximum reached by the Penultimate Transgression, not being possible to find evidence of this stage in the study area. Stage IV - Maximum Holocene transgression (5,1 Ky BP), high Holocene sea level eroded and reworked pre-existing post-*Barreiras* continental sediments. Stage V - Holocene regression, formation of the environments correlated to the deposits of the transitional system, being responsible for the coastal plain development in the study area.

Keywords: Geological mapping. Coastal geomorphology. Paleogeography.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1 - Curva de variação do nível do mar ao longo de vários trechos do litoral brasileiro nos últimos 7 Ka AP.....	22
Figura 2 - Classificação da costa brasileira em cinco setores: litoral Amazônico, litoral Nordeste ou de Barreiras, litoral Oriental, litoral Sudeste ou de Escarpas Cristalinas e litoral Meridional ou Subtropical.	24
Figura 3 - Esquema evolutivo da sedimentação quaternária do estado da Bahia, válida para grande parte do litoral brasileiro.	28
Figura 4 - Mapa de localização da área de estudo, setor Norte do município de Una no litoral Sul da Bahia, Brasil.....	30
Figura 5 - Coluna estratigráfica deposicional da bacia sedimentar do Jequitinhonha.	35
Figura 6 - Mapa geológico do Quaternário costeiro do estado da Bahia, na escala 1:250.000, no recorte da planície costeira de Una, Bahia.	39
Figura 7 - Exemplo do planejamento do voo (<i>grid</i> 1a) com linhas de trajetória: pontos de decolagem e ganho de altitude; perda de altitude e aterrissagem.....	46
Figura 8 - (A) GNSS de alta precisão utilizado na obtenção dos pontos de controle no solo. (B) Técnico manuseando o GNSS durante a coleta de pontos de controle no solo.....	46
Figura 9 - Modelo esquemático de transformação das altitudes elipsoidais em altitudes ortométricas.	48
Figura 10 - Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) modelo ECHAR 20B, utilizado nos sobrevoos da área de estudo e sistema de controle de comunicação GDT-S5A fixado ao solo.	49
Figura 11 - Foto do momento da decolagem do VANT, acionado por uma catapulta no solo. Fonte: Dados da pesquisa.	49
Figura 12 - Nuvem de pontos densa no <i>software Agsoft Photoscan</i> da localização do <i>grid</i> 1b.	50
Figura 13 - Mapa de localização geográfica das amostras superficiais de sedimentos e perfis geológicos na área de estudo.....	52
Figura 14 - (A) Exemplo de poço escavado. (B) Armazenamento das amostras de sedimento em sacos plásticos.....	53

Figura 15 - (A) Analisador de partículas, modelo Horiba L-950 utilizado na análise granulométrica por difração a <i>laser</i> . (B) Plataforma digital utilizada para obtenção dos dados de granulometria.....	56
Figura 16 - Fórmulas dos parâmetros estatísticos estabelecido por Folk & Ward (1957) em escala logarítmica.	57
Figura 17 - Afloramento dos sedimentos inconsolidados da Formação Barreiras, evidenciando nos sedimentos cores variadas, indicando influência de diferentes ambientes de sedimentação.....	62
Figura 18 - Seção geológica das amostras coletadas dos sedimentos não consolidados da Formação Barreiras, apresentando estrutura maciça e granulometria bastante variada. (A) 22; (B) 40; (C) 41.....	63
Figura 19 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 22, 40 e 41 da Formação Barreiras, do sistema deposicional continental.	63
Figura 20 - Curvas de distribuição granulométrica das amostras 22, 40 e 41 da Formação Barreiras, do sistema deposicional continental.	64
Figura 21 - (A) Presença de blocos na porção superficial do Depósito colúvio-aluvionar; (B) Poço de coleta da amostra 28, enfatizando a cobertura sedimentar dos depósitos holocênicos do manto eólico que recobre a Formação Barreiras.	65
Figura 22 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 8, 23A, 23B e 26 do Depósito colúvio-aluvionar, do sistema deposicional continental.....	66
Figura 23 - Curvas de distribuição granulométrica das amostras 08, 23A, 23B, 26 do Depósito colúvio-aluvionar, do sistema deposicional continental.	66
Figura 24 - Vista panorâmica evidenciando o setor mais distal do leque aluvial, onde ocorre interdigitado aos sedimentos do Depósito marinho praiar na forma de cordões regressivos. Em segundo plano, as elevações da Formação Barreiras sobrepostas por sedimentos eólicos holocênicos.....	67
Figura 25 - Gráfico da distribuição granulométrica da amostra 32 do Depósito de leque aluvial, do sistema deposicional continental.....	68
Figura 26 - Curvas de distribuição granulométrica da amostra 32 do Depósito de leque aluvial, do sistema deposicional continental.	68
Figura 27 - (A) Imagem do manto eólico sobreposto aos sedimentos da Formação Barreiras coberto por vegetação. (B) Estrutura sedimentar maciça do Depósito eólico na forma de manto eólico.	70
Figura 28 - (A) Dunas com feições erosivas de falésias, marcando o contato com o Depósito marinho praiar da praia de Lençóis. (B) Estrutura sedimentar maciça do Depósito eólico na forma de dunas.	71
Figura 29 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 1, 2, 3, 5, 9A, 9B, 9C, 16, 17, 20, 21 do depósito eólico, do sistema deposicional transicional.....	72

Figura 30 - Curvas de distribuição granulométrica das amostras 1, 2, 3, 5, 9A, 9B, 9C, 16, 17, 20, 21 do Depósito eólico, do sistema deposicional transicional.	72
Figura 31 - (A) Aspecto geral do Depósito lagunar que ocorre na área de estudo. (B) Estrutura sedimentar maciça do Depósito lagunar.....	73
Figura 32 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 4, 18 do Depósito lagunar, do sistema deposicional transicional.	74
Figura 33 - Curvas da distribuição granulométrica das amostras 4 e 18 do Depósito lagunar, do sistema deposicional transicional.	74
Figura 34 - (A) Visão geral do Depósito paludial nas margens do meandro. (B) Planície flúvio-marinha com sedimentos ricos em matéria orgânica.	76
Figura 35 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 10 e 15 do Depósito paludial, do sistema deposicional transicional.....	76
Figura 36 - Curvas da distribuição granulométrica das amostras 10 e 15 do Depósito paludial, do sistema deposicional transicional.....	77
Figura 37 - Visão para leste dos lineamentos de cordões regressivos litorâneos. Em segundo plano, os depósitos eólicos e lagunares.	78
Figura 38 - (A) Imagem do poço no Depósito marinho praiial exibindo estrutura maciça. (B) Imagem do poço no Depósito marinho praiial exibindo camada orgânica na superfície da cava praiial.....	79
Figura 39 - (A) Visão geral do setor de pós-praia da praia de Lençóis (B) Estratificação plano-paralela horizontalizada com níveis alternados de quartzo e pesados.....	80
Figura 40 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 6, 11, 12, 13, 14, 19, 24 e 25 do Depósito marinho praiial, do sistema transicional.	81
Figura 41 - Curvas da distribuição granulométrica das amostras 6, 11, 12, 13, 14, 19, 24 e 25 do Depósito marinho praiial, do sistema deposicional transicional.	81
Figura 42 - Domínio dos tabuleiros pré-litorâneos (A) e da planície costeira (B), separados pela BA 001 (em vermelho).	82
Figura 43 - Erosão das vertentes da Formação Barreiras.....	83
Figura 44 - Visão frontal da porção distal do leque aluvial.	84
Figura 45 - Dinâmica de sedimentação do complexo estuarino entre os anos de 1964, 2009 e 2013.	86
Figura 46 - Gráfico da média granulométrica dos sedimentos superficiais que representam as unidades geológicas deposicionais da área de estudo.	90

Figura 47 - Gráfico de grau de seleção dos sedimentos superficiais que representam as unidades geológicas deposicionais da área de estudo.	91
Figura 48 - Gráfico de assimetria dos sedimentos superficiais que representam as unidades deposicionais da área de estudo.	92
Figura 49 - Gráfico de curtose dos sedimentos superficiais que representam as unidades deposicionais da área de estudo.	92

LISTA DE QUADROS

Quadro 1 - Identificação em ordem cronológica, localização geográfica, unidade geológica e geomorfológica e sistema deposicional das amostras de sedimentos coletadas na área mapeada.	55
Quadro 2 - Coluna estratigráfica da área de estudo.....	60
Quadro 3 - Teores (%) das classes granulométricas nas amostras de sedimentos superficiais dos depósitos estudados.....	88
Quadro 4 - Parâmetros estatísticos das amostras de sedimentos superficiais dos depósitos estudados.	89
Quadro 5 - Descrição dos estádios evolutivos e os principais eventos respectivos que ocorreram na área de estudo.	99

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 - Pontos de controle com as coordenadas plano-cartesianas (E, N), altitude elipsoidal (h); altitude ortométrica (H) e ondulação geoidal (N).....	47
---	----

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	15
1.1	JUSTIFICATIVA.....	16
1.2	OBJETIVOS	17
1.2.1	Objetivo Geral	17
1.2.2	Objetivos Específicos	17
2	FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA	19
2.1	QUATERNÁRIO COSTEIRO DO BRASIL E VARIAÇÕES NO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM).....	19
2.2	PLANÍCIES COSTEIRAS	22
2.3	MODELO EVOLUTIVO GEOLÓGICO/GEOMORFOLÓGICO.....	26
3	CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO E ENTORNO	29
3.1	LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA.....	29
3.2	ASPECTOS CLIMÁTICOS	31
3.3	ASPECTOS GEOLÓGICOS	32
3.4	ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS.....	40
3.5	ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS	42
4	MATERIAIS E MÉTODOS	44
4.1	REVISÃO BIBLIOGRÁFICA	44
4.2	LEVANTAMENTO DE DADOS CARTOGRÁFICOS E AEROFOTOGRAFÉTRICOS.....	44
4.2.1	Planejamento de linhas de trajeto de voo	45
4.2.2	Aquisição dos pontos de controle no solo	46
4.2.3	Recobrimento aerofotogramétrico	48
4.2.4	Processamento digital	50
4.3	TRABALHO DE CAMPO	51
4.3.1	Definição do plano amostral	51

4.3.2	Amostragem superficial de sedimentos	52
4.4	ANÁLISE LABORATORIAL	55
4.5	ATIVIDADES FINAIS DE GABINETE	57
4.5.1	Mapeamento geológico/geomorfológico	57
5	RESULTADOS	59
5.1	GEOLOGIA.....	59
5.1.1	Estratigrafia	59
5.1.1.1	Sistema deposicional continental	61
5.1.1.1.1	<i>Formação Barreiras</i>	61
5.1.1.1.2	<i>Depósito colúvio-aluvionar</i>	64
5.1.1.1.3	<i>Depósito de leque aluvial</i>	66
5.1.1.2	Sistema deposicional transicional.....	68
5.1.1.2.1	<i>Depósito eólico</i>	69
5.1.1.2.2	<i>Depósito lagunar</i>	72
5.1.1.2.3	<i>Depósito paludial</i>	74
5.1.1.2.4	<i>Depósito marinho praiar</i>	77
5.2	FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS ASSOCIADAS.....	82
5.3	ANÁLISE GRANULOMÉTRICA ENTRE AS UNIDADES DEPOSICIONAIS	87
5.4	PALEOGEOGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO	92
6	DISCUSSÃO A RESPEITO DA TEXTURA DAS UNIDADES GEOLÓGICAS DEPOSICIONAIS	100
7	CONCLUSÕES	106
	REFERÊNCIAS	110
	APÊNDICE – Mapa geológico-geomorfológico da planície costeira do balneário de Lençóis, município de Una, Bahia, Brasil	118

1 INTRODUÇÃO

A paisagem das áreas costeiras é uma das mais fascinantes da Terra. A sua formação está associada a três fatores, que atuam em várias escalas temporais e espaciais: a herança geológica, o modelado do Quaternário e a ação da dinâmica sedimentar atual (TESSLER & GOYA, 2005).

Os atrativos naturais das zonas costeiras têm atraído a população humana para a costa ao longo dos tempos. Entre eles, podem ser citados sistemas naturais como praias arenosas, falésias, estuários, dunas e manguezais (que abarcam uma diversidade de ecossistemas frágeis), assentados sobre um substrato pouco consolidado, onde atuam processos erosivos e deposicionais altamente dinâmicos (SILVA *et al.*, 2004; VILLWOCK *et al.*, 2005; DOMINGUEZ, 2006).

Além disso, fatores como a facilidade de acesso, disponibilidade de recursos pesqueiros e minerais, favoreceram um processo histórico de ocupação dessas zonas, que remontam aos primórdios da civilização (SUGUIO, 2010).

A costa brasileira abriga 23,58% da população brasileira (IBGE, 2010), além de 14 capitais e importantes edificações portuárias e industriais. As atividades antrópicas impactam diretamente essas áreas, alterando os processos e as características físicas, químicas e biológicas do ambiente natural, acarretando mudanças ambientais, muitas vezes irreversíveis, como poluição da água, do ar e da terra, destruição dos recursos vivos, erosão, assoreamento, exaustão de recursos naturais não renováveis, entre outros (ANDRADE & DOMINGUEZ, 2002).

As pressões exercidas sobre os habitats litorâneos demandam, portanto, com urgência, a adoção de estratégias integradas de manejo para enfrentar problemas cada vez mais complexos. No Brasil, o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro (PNGC) foi implementado pelo Programa Nacional de Gerenciamento Costeiro (GERCO) (Lei n. 7.661, de 16 de maio de 1988). Com o objetivo de gerir essas zonas de forma integrada, propõe a utilização sustentável, através da proteção, preservação e recuperação dos recursos naturais e ecossistemas costeiros.

A região costeira do estado da Bahia, dentro da problemática ambiental, merece atenção especial, pois dentro dos 7.408km de extensão da costa brasileira, esta perfaz, aproximadamente, 1.120km (ANDRADE & DOMINGUEZ, 2002).

No entanto, para que a gestão da zona costeira seja efetiva, é necessária uma perspectiva que considere os múltiplos componentes da paisagem. Nesses termos, os dados do meio físico (geologia e geomorfologia) se mostram interessantes. A análise e interpretação dos mesmos resultam em subsídios relevantes às propostas de ordenamento do território.

Dessa forma, o objetivo principal dessa dissertação é proporcionar um quadro descritivo minucioso das unidades litoestratigráficas e morfoestruturais, através do mapeamento geológico/geomorfológico, em escala de detalhe, do balneário de Lençóis, setor Norte da planície costeira do município de Una, localizado no litoral Sul da Bahia e identificar os eventos transgressivos-regressivos do Holoceno, a partir da elaboração de um perfil topográfico, utilizando dados aerofotogramétricos gerados por um Veículo Aéreo não Tripulado (VANT).

Nesse sentido, essa dissertação propõe o uso de nova tecnologia (VANT) para o estudo de ambientes costeiros, abordando a combinação de técnicas de Sensoriamento Remoto (SR) e fotogrametria na elaboração de ortoimagens e Modelo Digital de Elevação (MDE) para o estudo desses ambientes. Essas técnicas transformam-se conjuntamente em uma ferramenta computacional de propósito específico para construção de superfícies tridimensionais através da nuvem de pontos (*dense cloud*).

Tal procedimento visa facilitar a identificação dos diferentes ambientes de sedimentação durante o Quaternário, bem como, a descrição dos estádios geoevolutivos da planície costeira, capaz de possibilitar um melhor conhecimento da estrutura da paisagem com finalidade de apoiar o gerenciamento municipal.

1.1 JUSTIFICATIVA

A geologia do setor Sul do litoral da Bahia não possui estudos significativos, dentre os quais se destacam os realizados por Suguio et al. (1985); Tessler & Goya (2005); Dominguez et al. (2006); Nascimento et al. (2007); Nascimento & Dominguez (2009); Rossetti & Dominguez (2011;2012), que trataram sobre a avaliação da erosão costeira e dos aspectos fisiográficos do litoral. Dessa forma, ainda não há

disponível um estudo detalhado das unidades geológicas e geomorfológicas em escala de detalhe da planície costeira do município de Una, capaz de servir de linha de base para o monitoramento de futuras alterações na estrutura da paisagem.

Até o momento, os mapeamentos disponíveis, foram produzidos em escala regional com, por exemplo, Dominguez (2008) e as cartas topográficas produzidas pela Superintendência de Estudos Econômicos e Sociais da Bahia (SEI), editadas em escala 1:100.000, além do mapa geológico do Quaternário costeiro da Bahia em escala 1:250.000 (MARTIN et al., 1980).

Portanto, a atualização cartográfica dos diferentes componentes geoambientais da planície costeira irá apoiar a tomada de decisão, por parte dos governantes e coordenadores de projetos na gestão dos recursos costeiros e na ordenação territorial desse espaço geográfico.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo Geral

Mapear do ponto de vista geológico e geomorfológico as unidades deposicionais da planície costeira do balneário de Lençóis, município de Una, e identificar os eventos transgressivos-regressivos ocorridos durante o Terciário e Quaternário.

1.2.2 Objetivos Específicos

- Elaborar uma base cartográfica contendo um ortomosaico (imagem aérea) e um Modelo Digital de Elevação (MDE), como subsídio ao mapeamento geológico-geomorfológico dos depósitos costeiros;
- Identificar e caracterizar os diferentes ambientes de sedimentação quaternários e unidades deposicionais correlatas;

- Reinterpretar a evolução paleogeográfica da planície costeira do balneário de Lençóis, município de Una, com base nos modelos evolutivos estabelecidos para o litoral da Bahia e trabalho de campo.

2 FUNDAMENTAÇÃO TEÓRICA

Este capítulo pretende estabelecer um arcabouço teórico sobre conceitos importantes para a pesquisa, assim como, abordar os aspectos mais relevantes quanto à caracterização da área de estudo.

2.1 QUATERNÁRIO COSTEIRO DO BRASIL E VARIAÇÕES NO NÍVEL RELATIVO DO MAR (NRM)

O termo Quaternário, mesmo sem uma definição formal, tornou-se de uso corrente e tradicionalmente tem sido, entre outras especialidades, correlacionado aos episódios glaciais do hemisfério Norte (SUGUIO *et al.*, 2005). Este período corresponde a menos de 1/2.550 da história da Terra e se encontra subdividido nas épocas do Pleistoceno e do Holoceno. A duração do Pleistoceno foi 180 vezes maior que a do Holoceno, que iniciou a de cerca de 10 Ka AP (SUGUIO, 1999).

O Pleistoceno é dividido em inferior, médio e superior. Seu limite inferior corresponde ao intervalo de tempo compreendido entre a transição Plioceno/Pleistoceno (datado de 1,81 Ma AP) e no estratotipo, ao limite *Matuyama/Brunhes*. O Pleistoceno médio corresponde ao intervalo de tempo que se estende do início da época paleomagnética *Brunhes* à base do último interglacial. O Pleistoceno superior representa o intervalo de tempo compreendido entre o último interglacial e o último glacial (MARTIN *et al.*, 1986).

O Quaternário é marcado por grandes variações climáticas, com ciclos de glaciação nos hemisférios. Esses fenômenos foram responsáveis pelas alterações do nível dos oceanos nas regiões tropicais, com movimentos de transgressão (reflexo do derretimento das geleiras nos períodos interglaciais e avanço do mar sobre o continente), e de regressão, que corresponde ao afastamento do mar durante os períodos glaciais (SUGUIO, 2010).

As flutuações do nível relativo do mar (glacio eustasia) são produto das variações reais dos níveis dos oceanos (eustasia) e das modificações do nível da

crosta terrestre (tectonismo e isostasia) (MARTIN *et al.*, 1986). As variações na superfície dos oceanos são controladas, principalmente, pelas alterações no volume total das bacias oceânicas, em consequência da tectônica de placas (tectono eustasia), e no volume das águas contidas nas bacias oceânicas (glacio eustasia) e a deformação da superfície dos oceanos causada por efeitos gravitacionais.

Os níveis continentais são controlados pelas condicionantes do movimento das placas tectônicas que afetam a crosta terrestre através de mecanismos de dinâmica interna, que podem ter duração alongada ou instantânea (sísmica). Por movimentos isostáticos, relacionados a variações de sobrecargas exercidas pela formação ou desaparecimento de calotas glaciais, erosão dos continentes e acumulação de depósitos em bacias sedimentares, e movimentos de transgressões e regressões sobre as plataformas continentais (hidro isostasia) e deformações do geóide continental, que constitui nossa referência atual.

O nível do oceano em determinado ponto do litoral, portanto, é a resultante momentânea de interações complexas entre a superfície do oceano e do continente. As modificações de volume das bacias oceânicas e as variações de volume dos oceanos fazem sentir seus efeitos em escala mundial.

Por outro lado, as modificações da superfície do geóide (geóide eustasia) e as modificações de nível dos continentes atuam em escalas local ou regional (SUGUIO *et al.*, 1985).

Destarte, é fácil compreender as inconsistências que existem entre as reconstruções de posições de antigos níveis marinhos, de mesma época, em diferentes pontos da superfície. Essa dinâmica tem se tornado mais perceptível nos últimos 7 Ka AP, pois as velocidades de subida glacio eustática anteriores eram extremamente rápidas, tornando esse fenômeno imperceptível (VILLWOCK *et al.*, 2005; SUGUIO, 2010).

Ao longo do Pleistoceno superior, durante o máximo transgressivo e regressivo, que modelou à costa brasileira, o nível do mar oscilou entre 8 ± 2 m acima do nível médio atual e 120 a 130m abaixo do NMM (MARTIN *et al.*; 1996; SUGUIO, 2010).

Evidências geológicas de que os níveis do mar estiveram abaixo do atual (-130m), são as escarpas submersas da região de Torres a Chuí, no Rio Grande do Sul, há aproximadamente 17,5 Ka AP. Em compensação, a formação de terraços de

agradiação e de abrasão marinha e as rochas praias (*beach rocks*) são indicadores geológicos de que os níveis do mar estiveram acima do atual. Outros indicadores que comprovam um nível do mar acima do atual (3-14m) são os de origem biológica, fósseis animais (vermetídeos, ostras e corais) e vegetais (*Laguncularia racemosa* e *Avicennia*), e os arqueológicos (sambaquis) (SUGUIO, 2010).

Suguió *et al.* (1985) apontaram, no mínimo, dois ciclos transgressivos e regressivos em decorrência dessas oscilações. O primeiro deles, de idade pleistocênica, denominado de Transgressão Antiga (anterior a 123 Ka AP), identificou o NRM acima do atual em 13m. Logo após (~123 Ka AP), foram atingidas cotas de 8 ± 2 m acima do nível atual. Os registros se repetem entre os estados da Paraíba até o Rio Grande do Sul, na forma de terraços marinhos arenosos. Este evento foi denominado como Transgressão Cananéia (para a costa de São Paulo) (SUGUIO & MARTIN, 1978) ou Penúltima Transgressão (para as costas da Bahia, Sergipe e Alagoas) (BITTENCOURT *et al.*, 1979) e Rio Grande do Sul (VILLWOCK *et al.*, 1986) para a costa do Rio Grande do Sul.

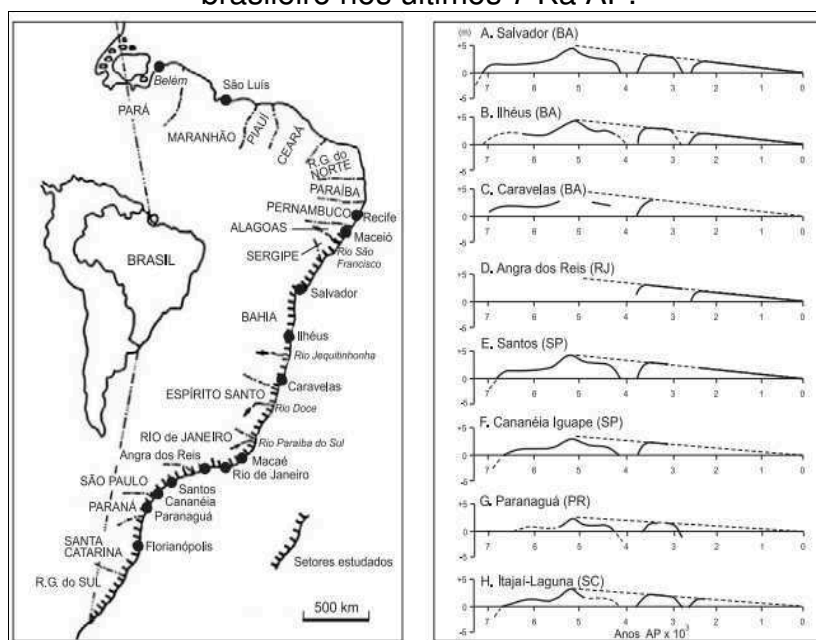
A partir do máximo transgressivo pleistocênico houve um recuo marinho progressivo que atingiu isóbatas de 110m abaixo do nível atual, há cerca de 17 Ka AP. Durante esse processo de regressão marinha, a atual plataforma continental foi exposta e submetida a intensos processos erosivos, sendo dissecada por vales fluviais (SUGUIO *et al.* 1985; TESSLER & GOYA, 2005; VILLWOCK *et al.*, 2005).

O segundo ciclo corresponde aos eventos transgressivos e regressivos responsáveis pela construção dos terraços holocênicos, que ocorrem, geralmente, na porção externa dos terraços de idade pleistocênica, situados 4 a 5m acima do NRM. Suguió *et al.* (1985) realizaram aproximadamente 700 datações de radio carbono nos sedimentos destes terraços. Isto permitiu construir uma curva de variação do nível do mar, relativo aos últimos 7 Ka AP, válida para vários pontos do litoral brasileiro (Figura 1).

Após ter atingido o máximo regressivo, o NRM sofreu nova transgressão entre 7 e 6,5 Ka AP, atingindo um nível próximo do zero atual. Há cerca de 5,1 Ka AP, esse nível esteve 3 a 5m acima do atual. Há 3,9 Ka AP, houve uma pequena regressão de 1,5 a 2m. Logo após, o NRM voltou a subir e se posicionou entre 2 e 3,5m acima do atual (3,6 Ka AP). Em 2,8 Ka AP ocorreu um pequeno rebaixamento,

atingindo um nível menor que o atual. Há cerca 2,5 Ka AP o NRM atingiu 1,5 a 2m acima do atual, desde então apresenta uma tendência regressiva (SUGUIO *et al.*, 1988; SUGUIO, 2010).

Figura 1 - Curva de variação do nível do mar ao longo de vários trechos do litoral brasileiro nos últimos 7 Ka AP.



Fonte: Suguio *et al.* (1985).

2.2 PLANÍCIES COSTEIRAS

A existência de extensas planícies costeiras é uma das principais características da costa brasileira (SUGUIO, 1999). A tectônica de placas, clima, variações paleoclimáticas e flutuações do nível relativo do mar, associados aos processos de dinâmica costeira e transporte longitudinal de sedimentos, regime de ondas, ventos e marés são responsáveis pela grande diversidade de aspectos geomorfológicos da costa brasileira (VILLWOCK *et al.*, 2005).

Essas condicionantes constituem importantes elementos na evolução dessas planícies costeiras. Nesse contexto, as oscilações do NRM, citadas acima, exerceram um papel preponderante, ora expondo grande parte das atuais plataformas continentais ora recobrimdo parcial ou totalmente as áreas adjacentes a linha de costa (SILVA *et al.*, 2004). Esses processos deram forma as planícies costeiras conhecidas atualmente. Essas podem ser classificadas como superfícies

relativamente planas, baixas, periodicamente inundáveis e localizadas junto ao mar (SUGUIO, 2003a).

No Nordeste brasileiro, as planícies costeiras são formações pós-Barreiras e surgiram devido às regressões e transgressões marinhas ocorridas no Quaternário (MARTIN *et al.*, 1999; DOMINGUEZ *et al.*, 2000).

Seu processo de construção, portanto, resultou da deposição e retrabalhamento de sedimentos marinhos e fluviais, que originaram uma gama de ecossistemas complexos (dunas, estuários, manguezais, pântanos, brejos, lagunas, planícies de maré e recifes) (SILVA *et al.*, 2004).

A partir desses processos evolutivos na formação do litoral, surgem feições geomorfológicas distintas ao longo da sua extensão. Na maioria das planícies costeiras, as sequências sedimentares presentes, com idades anteriores ao final do Terciário e Quaternário, são representadas pela Formação Barreiras e unidades correlatas (TESSLER & GOYA, 2005). A presença de escarpas e falésias marinhas são formações de alguns trechos do litoral do Nordeste e Sudeste quando a formação litorânea é escassa ou inexistente (MARTIN *et al.*, 1999; SUGUIO, 2003a).

Os registros mais completos da planície costeira brasileira é o modelo desenhado para a costa do Rio Grande do Sul. Foram identificados, a partir do fim do Terciário, quatro ciclos transgressivo-regressivos, associados ao sistema deposicional laguna/barreira de idades pleistocênicas (I, II, III) a holocênicas (IV) (VILLWOCK *et al.*, 1986; TOMAZELLI & VILLWOCK, 2005).

Algumas vezes estas planícies costeiras são interrompidas por promontórios que delimitam trechos restritos de planícies, como praias de bolso que são mais presentes no Sudeste brasileiro (MARTIN *et al.*, 1993; MARTIN *et al.*, 1999).

A região Sudeste é marcada por costas elevadas, onde os promontórios rochosos se alternam com pequenas planícies costeiras. Em contrapartida a região Sul é caracterizada por apresentar uma extensa planície costeira, constituída por um complexo de barreiras arenosas, lagunas e campos de dunas. Essas feições são consequências de diferenças regionais nas intensidades dos mesmos processos de evolução tectônica. Enquanto a costa Sudeste foi submetida a falhamentos e soerguimento de blocos que acabaram por construir a serra do Mar, a costa Sul foi palco de maior calma tectônica, que possibilitou maior aplainamento do

embasamento e o desenvolvimento de uma ampla planície costeira (VILLWOCK *et al.*, 2005).

A costa brasileira perfaz cerca de 9.200km de extensão, entre os paralelos 4°52'35"N. e 33°45'S., do rio Oiapoque no Amapá até o arroio Chuí no Rio Grande do Sul (VILLWOCK *et al.*, 2005).

Silveira (1964) propôs a classificação para o litoral do Brasil, considerando elementos oceanográficos, climáticos e continentais, dividindo-o em cinco grandes compartimentos: litoral Amazônico, litoral Nordestino ou de Barreiras, litoral Oriental, litoral Sudeste ou de Escarpas Cristalinas e litoral Meridional ou Subtropical, descritos a seguir (Figura 2).

Figura 2 - Classificação da costa brasileira em cinco setores: litoral Amazônico, litoral Nordestino ou de Barreiras, litoral Oriental, litoral Sudeste ou de Escarpas Cristalinas e litoral Meridional ou Subtropical.



Fonte: Suguio (2003a).

O litoral Amazônico estende-se entre o extremo norte do Amapá até o Golfão Maranhense, fortemente influenciado pela desembocadura do rio Amazonas. Possui planícies costeiras com até 100km de largura. Consiste, principalmente, de terras baixas frequentemente inundáveis. Também ocorrem platôs de sedimentos mais antigos que em vários lugares alcançam o oceano, formando falésias. A plataforma continental também é larga, recoberta de sedimentos lamosos provenientes do aporte sedimentar do rio Amazonas (SUGUIO, 2003a).

O litoral Nordeste ou de Barreiras corresponde ao trecho desde o Maranhão oriental ao Recôncavo Baiano, abrange o setor entre a foz do rio Parnaíba a Salvador (BA), sendo marcado por duas importantes direções de linha de costa. São comuns as feições da Formação Barreiras (BIGARELLA, 1975) e arenitos ou rochas de praias (*beach rocks*). A plataforma continental é bastante estreita, possui menos de 80km de largura. A única drenagem que exerce alguma influência na dinâmica sedimentar presente é a do rio São Francisco, que apresenta forma de delta na sua desembocadura (DOMINGUEZ, 1996).

O litoral Oriental está situado entre Salvador (BA) e cabo Frio (RJ), sendo caracterizado por ser uma transição entre o litoral Nordeste e Sudeste, possuindo elementos de ambos. Aflora a Formação Barreiras, que se estende, de forma irregular, por todo o litoral, muitas vezes mesclando-se com afloramentos do embasamento cristalino. Nas planícies costeiras também estão presentes depósitos sedimentares quaternários bem desenvolvidos, bem como os alinhamentos de recifes de arenitos praias e de corais. As drenagens são mais numerosas do que as do litoral Nordeste. Os rios Contas, Pardo, Jequitinhonha, Doce, Itabapoana e Paraíba do Sul são responsáveis por aporte fluvial mais significativo, construindo planícies costeiras na forma de delta em suas desembocaduras (SUGUIO, 2003a). A plataforma continental apresenta largura variável com extensões entre 30 até mais de 200km, nas áreas de influência dos bancos de Abrolhos (LEÃO & KIKUCHI, 1999) e *Royal Charlotte*.

O litoral Sudeste ou das Escarpas Cristalinas situa-se entre cabo Frio (RJ) e cabo de Santa Marta Grande (SC), sendo caracterizado pela presença da serra do Mar. Esta é constituída por rochas do embasamento cristalino que afloram continuamente neste trecho com alinhamento aproximadamente paralelo à linha de

costa. Uma nova mudança brusca de orientação da linha de costa é verificada na altura de cabo Frio, onde a direção volta a ser leste-oeste até a região da restinga da Marambaia (RJ) (Zona de Fratura do Rio de Janeiro). Da baía da ilha Grande até o cabo de Santa Marta Grande, a linha de costa volta a apresentar direção NE-SE, com desenvolvimento de extensas planícies costeiras entre Santos (SP) e a baía da Babitonga (SC). Ao norte deste ponto e no litoral de Santa Catarina, ao sul da baía da Babitonga, o litoral tende a ser recortado, com vários pontos onde a serra do Mar atinge diretamente a linha de costa. A serra do Mar também origina diversas baías como a da Guanabara, Ilha Grande, Santos, Paranaguá e São Francisco do Sul (TESSLER & GOYA, 2005).

O litoral Meridional ou Subtropical se estende do cabo de Santa Marta Grande (SC) até o arroio Chuí (RS). É caracterizado por uma linha de costa retilínea, associada a planícies costeiras extensas, arenosas e de baixa altitude. A única interrupção deste padrão geral ocorre em Torres (RS), onde aflora um promontório basáltico junto à atual linha de costa (TESSLER & GOYA, 2005). Uma feição bastante presente são lagunas costeiras. A de maior destaque é a Laguna dos Patos, que ocupa uma área de aproximadamente 10.000 km. Outro aspecto característico deste litoral são as dunas eólicas (SUGUIO, 2003).

2.3 MODELO EVOLUTIVO GEOLÓGICO/GEOMORFOLÓGICO

As flutuações do nível relativo do mar, associadas às modificações climáticas, constituíram a principal causa da formação das planícies costeiras brasileiras, cujo modelo evolutivo mais completo foi idealizado para o litoral do estado da Bahia, por Dominguez *et al.* (1981) (Figura 3). Este modelo é válido para o trecho do litoral compreendido entre Macaé (RJ) e Recife (PE) (SUGUIO *et al.*, 1985).

Este modelo seguiu a ordem de evolução abaixo relacionada.

- Sedimentação da Formação Barreiras: no Plioceno ocorreu a sedimentação da Formação Barreiras sob condições de clima semiárido sujeito a chuvas concentradas e torrenciais. Essa deposição se deu em um sistema de leques

aluviais coalescentes quando nível do mar era bem mais baixo que o atual, tendo recoberto parte da plataforma continental adjacente (SUGUIO *et al.*, 1985).

- **Máximo da Transgressão Antiga:** segundo Vilas-Boas *et al.* (1985), o clima tornou-se mais quente e úmido, marcando o fim da deposição da Formação Barreiras e teve início, então a Transgressão Antiga. Durante esse período o mar erodiu a parte externa dessa formação e o limite máximo alcançado pelo mesmo é registrado em alguns locais por uma linha de antigas falésias.

- **Sedimentação da formação continental pós-Barreiras:** durante a regressão subsequente a Transgressão Antiga, o clima readquiriu características semiáridas, pelo menos nas áreas correspondentes aos estados da Bahia, Sergipe e Alagoas. Este retorno do clima semiárido propiciou a formação de novos depósitos continentais, na forma de leques aluviais coalescentes, que se sedimentaram no sopé das falésias esculpidas na fase anterior.

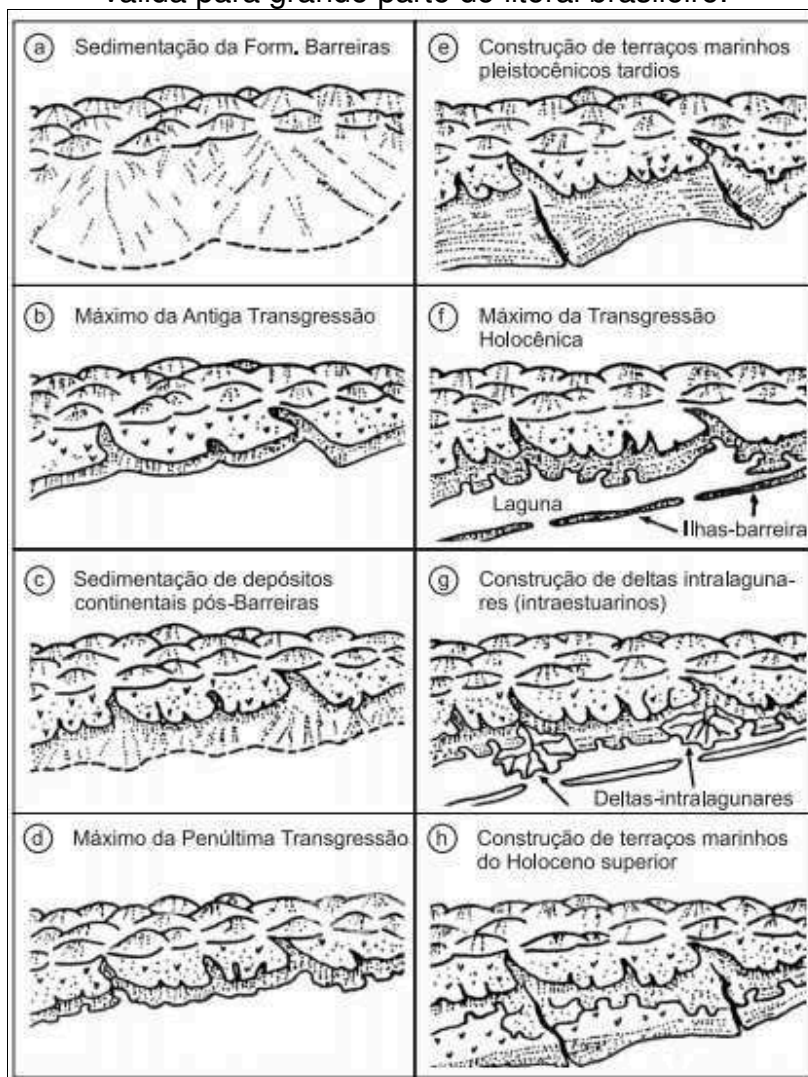
- **Máximo da Penúltima Transgressão:** nesta época, correspondente ao nível máximo da Penúltima Transgressão ou Transgressão Cananéia, o mar erodiu total ou parcialmente os depósitos continentais formados no estágio anterior. Os baixos cursos fluviais foram afogados e transformados em estuários e lagoas, e, onde os depósitos continentais da fase anterior foram totalmente erodidos, o mar alcançou as falésias da Transgressão Antiga, por vezes erodindo-as completamente.

- **Construção de terraços marinhos pleistocênicos:** nesta fase ocorreu a regressão marinha que causou a progradação da planície costeira pelo sucessivo crescimento de cristas praias que formam planícies semelhantes às atuais.

- **Máximo da Última Transgressão:** a rede de drenagem instalada sobre os terraços marinhos pleistocênicos erodiu total ou parcialmente os depósitos escavando, por vezes, vales que atingiram até a Formação Barreiras. A subida do nível do mar durante a Última Transgressão (Transgressão Santos) levou ao afogamento dos cursos fluviais, que foram transformados nas suas desembocaduras

em estuários. A seguir, formaram-se ilhas-barreiras que isolaram sistemas de lagunas que, em algumas regiões, atingiram grandes dimensões.

Figura 3 - Esquema evolutivo da sedimentação quaternária do estado da Bahia, válida para grande parte do litoral brasileiro.



Fonte: Suguio (2003a).

- Construção de terraços marinhos holocênicos: a descida do nível relativo do mar subsequente ao máximo transgressivo de 5,1 Ka AP levou à construção de terraços marinhos a partir de ilhas-barreira original, resultando na progradação da linha costeira. O abaixamento do nível do mar, além da construção de terraços marinhos, causou a gradual transformação de lagunas em lagoas e estas em pântanos salobros e, finalmente, doces. Numerosas lagoas ainda presentes nessas planícies representam vestígios de antigas lagunas de dimensões bem maiores.

3 CARACTERIZAÇÃO FISIAGRÁFICA DA ÁREA DE ESTUDO E ENTORNO

É apresentado a seguir um panorama fisiográfico da área de estudo, sendo descritos sucintamente sua localização geográfica e os aspectos climáticos, geológicos, geomorfológicos e oceanográficos.

3.1 LOCALIZAÇÃO GEOGRÁFICA

A área selecionada para o mapeamento geológico/geomorfológico corresponde ao balneário de Lençóis inserido no setor Norte do município de Una, que por sua vez, se encontra localizado na região Nordeste do Brasil no estado da Bahia, mais precisamente no litoral Sul do estado, também designado “Costa do cacau”, entre as coordenadas geográficas centrais 491948m E/ 8309290m S, distando 373 km da capital, Salvador (Figura 4).

A área mapeada possui 5km², com 3,6km de extensão máxima no sentido norte-sul (linha de costa) e 1,2km no sentido leste-oeste. Posiciona-se geograficamente nas coordenadas geográficas 500474 E / 8328444 S e 500593.32 E/ 8325465 S, entre o oceano Atlântico (a leste) e aos tabuleiros pré-litorâneos da Formação Barreiras (a oeste).

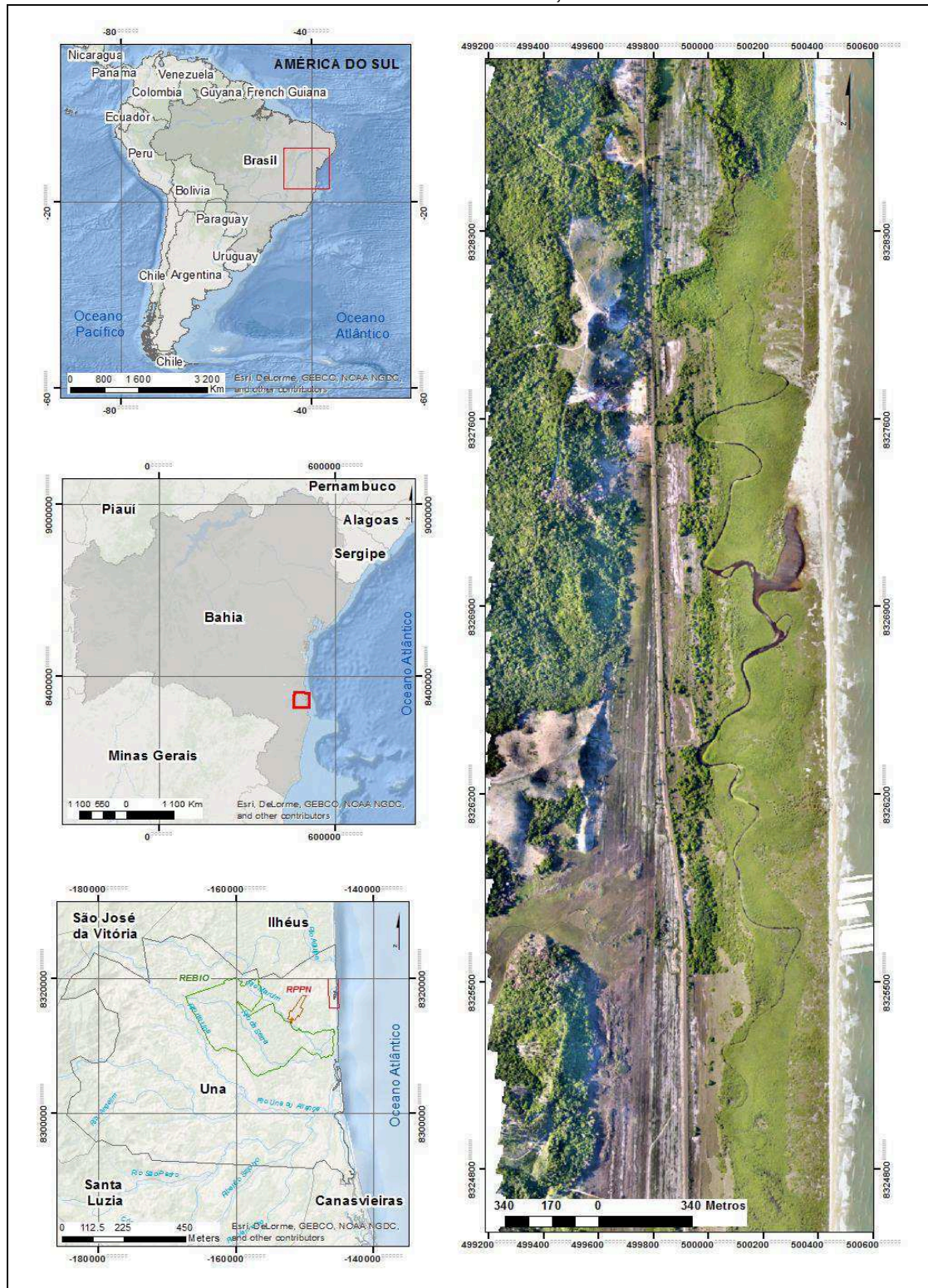
A área de estudo ainda está inserida no domínio da bacia hidrográfica do rio Una ou Aliança que apresenta como principais cursos d'água os rios Una/Aliança e o rio São Pedro (DE PAULA *et al.*, 2012). No entanto, no trecho mapeado ocorrem somente dois pequenos canais fluviais rasos na forma de meandros abandonados.

Em relação à topografia, é possível dividir o local em duas regiões hipsométricas distintas: a planície costeira com altitudes que variam de alguns centímetros a 10m e as elevações da Formação Barreiras, cuja cota máxima atinge 80m.

É importante ressaltar que a escolha desse trecho do litoral do Una levou em consideração alguns fatores como ser uma região litorânea com baixa ocupação humana, sua evolução geológica ser resultado das oscilações do nível relativo do

mar durante o Quaternário e condições favoráveis ao sobrevoo, para obtenção da ortoimagem (ver item 4.2).

Figura 4 - Mapa de localização da área de estudo, setor Norte do município de Una no litoral Sul da Bahia, Brasil.



Fonte: BaseMap Esri.

O referido município possui extensão territorial de 1.222,494km² e 34km de comprimento de linha de costa. De acordo com divisão territorial de 2005 é composto por cinco distritos: Una, Colônia, Comandatuba, Pedras de Una e Vila Brasil, que totalizam 24.110 mil habitantes (IBGE, 2010).

Em seu território existem importantes remanescentes florestais de Mata Atlântica, que se encontram nos territórios protegidos da Unidade de Conservação da Reserva Biológica (REBIO) de Una (Decreto nº 85.463 de 10 de dezembro de 1980) e Reserva Particular do Patrimônio Natural (RPPN) Ecoparque de Una (Decreto nº 53, de maio de 1999). Outro aspecto relevante, porém do ponto de vista econômico é o empreendimento *Resort* Hotel Transamérica na localidade da ilha Comandatuba, sendo o principal atrativo turístico local, que dispõe de um aeroporto privado.

O acesso principal a cidade se dá através da BA 001, além das estradas não pavimentadas que cortam todo o município e dão acesso direto as praias.

3.2 ASPECTOS CLIMÁTICOS

O clima no litoral de Una é do tipo tropical superúmido, com características de tropical quente e úmido, sem estação seca definida. O regime pluviométrico é regular, chegando a alcançar 2.700mm. Condicionada pelos fatores climáticos tropicais de elevadas temperaturas e alta precipitação, as chuvas são relativamente bem distribuídas ao longo do ano e o período chuvoso ocorre de novembro até julho, com média climatológica anual da precipitação em torno de 1500 mm (AGEITEC, 2011). A temperatura média anual está entre 21 e 28°C (DE PAULA *et al.*, 2012).

Tais características climáticas são controladas pela ação de diferentes sistemas atmosféricos que atuam em toda região Nordeste do Brasil, entre eles os Vórtices Ciclônicos em Ar Superior, Distúrbios Ondulatórios de Leste, Zona de Convergência Intertropical, Zona de Convergência do Atlântico Sul e os Sistemas Frontais (SILVA *et al.*, 2012).

A simetria desses sistemas influencia direta e indiretamente na ocorrência de chuvas sobre a costa. Chaves (1999) constatou que nas áreas litorâneas do sul

da Bahia os índices de variabilidade da precipitação anual são mais baixos, do que no continente, apresentando regularidade dos níveis pluviométricos ao longo do ano. Na porção continental a estação das chuvas ocorre durante o verão, o que corresponde ao período de maiores descargas para os rios que deságuam na zona costeira (DOMINGUEZ, 2006). A abundância de chuvas interfere diretamente no aporte sedimentar para a planície costeira, pois é um dos principais mecanismos dos processos de intemperismo e erosão.

A Zona de Convergência do Atlântico Sul (ZCAS), está associada às chuvas intensas nas regiões brasileiras do Sul, Sudeste e Centro-Oeste. No entanto, a variação da sua posição média, pode ocasionar irregularidades na precipitação na porção sul do Nordeste (CHAVES & CAVALCANTI, 2001), apresentando índices mais elevados e velocidades de vento reduzidas (DOMINGUEZ, 2006).

Outro importante mecanismo de produção de chuva para o litoral Sul da Bahia é a penetração de sistemas frontais. Analisando dados de 10 anos (1961-1970), Andrade (2005) observou maior frequência de frentes frias que atingem a região nos meses que correspondem ao outono, inverno e primavera. No verão, embora o número de passagem das frentes frias seja menos frequente, tais sistemas ou seus remanescentes, bem como a permanência da ZCAS exerce influência na precipitação nessa estação. Dessa forma, existe uma inclinação dos anos com maiores totais pluviométricos corresponderem aos anos com maior número de passagem de frentes, que alteram significativamente a umidade, mas não apresentem grandes oscilações de temperatura nessa região.

3.3 ASPECTOS GEOLÓGICOS

A seguir é realizada uma breve descrição das litologias pré-quadernárias, que delimitam os contornos da planície costeira da área de estudo, abordada em contexto regional. Tal descrição se faz necessária, pois representam as principais fontes dos sedimentos quadernários que ocorrem na planície costeira.

A província costeira da área de estudo é composta pelas unidades geológicas do embasamento cristalino, que não afloram na área de estudo, e pela bacia sedimentar marinha de margem continental passiva do Jequitinhonha, juntamente com a plataforma continental. O embasamento é representado por

rochas do Pré-Cambriano que ocupam, em maior concentração, a porção continental do município de Una. Contornando o limite da planície costeira, pode-se observar as sequências sedimentares representadas pela Formação Barreiras de idade pliocênica. No domínio da planície costeira se desenvolvem sedimentos de idades quaternária, relacionados aos eventos transgressivos/regressivos do nível médio de mar (NMM).

O estado da Bahia está quase que totalmente situado sobre os terrenos arqueanos e paleoproterozoicos que constituem o Cráton do São Francisco, entidade geotectônica estabilizada no Paleoproterozoico (± 2 Ga AP), e em parte, sobre a margem de algumas faixas de dobramentos de ciclo geocronológico Brasileiro (700-500 Ma AP) (MARTIN *et al.*, 1980).

Essa cobertura cratônica é constituída por rochas de alto, médio e baixo graus metamórficos, de idades variáveis em torno de 1,8 Ga AP a 450 Ma AP, divididas entre diversos seguimentos crustais, que ocorrem em bandas imbricadas com direcionamento geral de norte-sul (BARBOSA *et al.*, 2003a). Os mais importantes desses seguimentos são as unidades do Bloco Gavião, o Complexo Jequié, o Cinturão Itabuna, o Cinturão Salvador-Curaçá, o Grupo Jacobina, o Complexo Mairi e o Núcleo Serrinha (BARBOSA & DOMINGUEZ, 1996; BARBOSA *et al.*, 2003b).

A área de estudo está inteiramente situada nos domínios do Bloco ou Complexo Jequié, situado a leste do Bloco do Gavião. Esse bloco foi caracterizado, durante o Arqueano, por migmatitos heterogêneos com presença de supracrustais, com idades em torno de 3,0-2,9 Ga AP e, posteriormente, por intrusões múltiplas, graníticas-granodioríticas de baixo e alto Ti e idade em torno de 2,8-2,7 Ga AP. Esses dois componentes representam o embasamento de bacias intercratônicas tipo *rifts*, onde se acumularam basaltos e andesitos basálticos, *cherts*, formações ferríferas bandadas, grafititos e kinzigitos (BARBOSA & SABATÉ, 2003; BARBOSA, 1997).

Durante o Paleoproterozoico esse conjunto de rochas supracrustais foram intensamente metamorfasadas na fácies granulito. O metamorfismo de alto grau corresponde ao ciclo geotectônico Transamazônico, com idades de aproximadamente 2 Ga AP (BARBOSA & DOMINGUEZ, 1996), decorrente da

sobreposição tectônica do Bloco Itabuna-Salvador-Curaçá no Bloco Jequié e ambos no Bloco Gavião (BARBOSA & SABATÉ, 2003). Também ocorrem intrusões tardias de corpos charnockíticos enderbítico-charnockítico, calcio-alcálico e alcálico, principalmente, na parte norte do Bloco Jequié (BARBOSA, 1997).

Litologicamente, esse segmento consiste em rochas orto e paraderivadas, rochas enderbíticas, charnoenderbíticas, charnockíticas e gabro-anortosíticas (BARBOSA & SABATÉ, 2002; BARBOSA *et al.*, 2003b). Tais litotipos possuem assembleias mineralógicas específicas de grande importância para formação e composição da sedimentação quaternária das áreas costeiras, a partir dos processos de intemperismo e erosão.

Segundo Barbosa *et al.* (2003b) o conjunto mais expressivo corresponde as rochas que foram meteorizadas, destacando-se bandas de granulitos básicos, kinzigitos, quartzitos e quartzitos com granada e ortopiroxênio. As bandas de granulitos básicos são formadas de plagioclásio, ortopiroxênio-clinopiroxênio, hornblenda marron-esverdeada e biotita vermelha titanífera, com altas concentrações de Ti, Fe, Cr, além da presença de charnockitóides ortoderivados com enclaves básicos e de supracrustais, e leucocharnockitos com granada e cordierita (MARINHO *et al.*, 1993; BARBOSA *et al.*, 2003b).

A bacia sedimentar do Jequitinhonha que representa a segunda unidade geológica formadora da província costeira da área de estudo está localizada na região Nordeste da margem continental leste brasileira, no litoral do estado da Bahia, posicionada sobre a borda sul do Cráton de São Francisco.

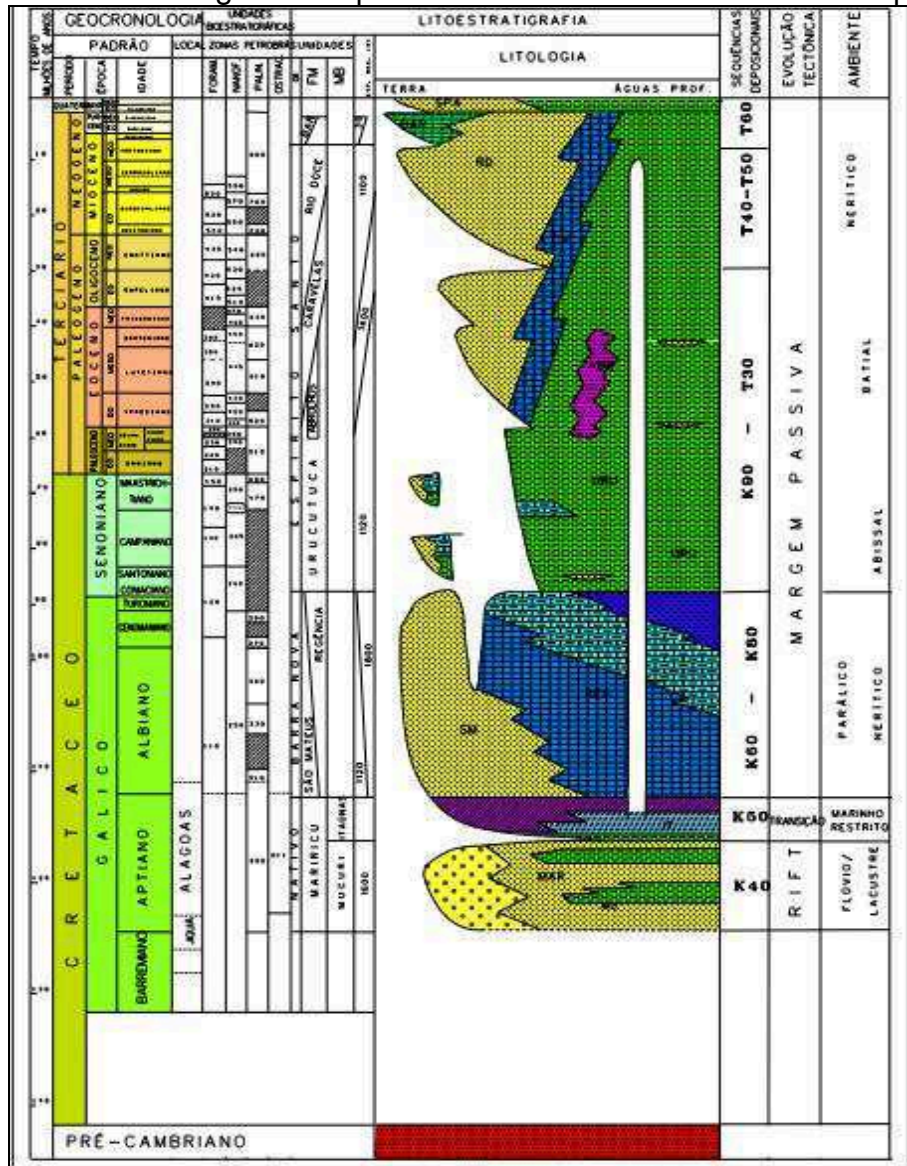
A bacia ocupa uma área de cerca de 10.100km², dos quais 9.500km² se encontram submersos (COSTA, 2007). Limita-se ao norte com a bacia do Almada pelo Alto da Olivença, onde a plataforma continental é relativamente curta, com profundidade variando até 50m. Apresenta uma plataforma continental mais ampla, que se alarga na porção sul, como uma plataforma rasa na porção terrestre que avança cerca de 10km mar adentro, em direção ao Alto de *Royal Charlotte* (ALVES, 2008).

Compreende uma bacia *rift* que evoluiu para uma típica de margem passiva, com uma plataforma extensa mergulhante para leste (ALVES, 2008). O padrão estrutural do *rift* nesta bacia é dado por falhas normais sintéticas orientadas a N-S e

SW-NE, localmente interrompidas por falhas de transferência e zonas de acomodação de direção NW-SE (MILANI *et al.*, 2001).

Santos *et al.* (1994, *apud* COSTA, 2007) caracterizam a composição estratigráfica da bacia do Jequitinhonha em três megassequências deposicionais principais descritas abaixo (Figura 5):

Figura 5 - Coluna estratigráfica deposicional da bacia sedimentar do Jequitinhonha.



Fonte: Modificado de ANP.

A primeira delas está relacionada á fase *rift* da bacia, sendo composta por sedimentos clásticos grosseiros (siliciclásticos) e folhelhos do Membro Mucuri da

Formação Mariricu, de idade Eo-Aptiana, depositados em ambiente flúvio-lacustre. A segunda megassequência é marcada pelo início de uma ingressão marinha durante a transição do ambiente continental da fase *rift* para o ambiente marinho aberto da fase pós-*rift*. Caracteriza-se pela deposição de sedimentos evaporíticos (halita e anidrita) em ambiente marinho de circulação restrita, representadas pelo Membro Itaúnas da Formação Mariricu, com deposição durante o Neo-Aptiano

A terceira megassequência corresponde a fase pós-*rift*, sendo caracterizada pela acumulação de sedimentos marinhos depositados durante um período transgressivo, seguido de um período de regressão marinha. Essa fase é representada pelo Grupo Barra Nova, constituída por sedimentos clásticos grosseiros (siliciclásticos) depositados em leques deltaicos da Formação São Mateus, nas porções proximais da bacia. Nas porções mais distais foram depositados os sedimentos carbonáticos de alta e baixa energia da Formação Regência. Posteriormente, ocorreu a deposição do Grupo Espírito Santo, em um ambiente marinho predominantemente transgressivo, constituído por pelitos com arenitos finos intercalados da Formação Urucutuca, que perdurou por todo Senoniano e Paleoceno. Durante o Paleoceno/Eoceno, houve a intrusão de rochas ígneo-básicas do Complexo Vulcânico de *Royal Charlotte* que pertence a Formação Abrolhos.

A fase marinha regressiva teve início a partir do Eoceno. Entre o Eoceno e Oligoceno foram depositados em ambiente nerítico os carbonatos de alta e baixa energia, que constituem a Formação Caravelas. Logo após, foram depositados os arenitos grosseiros característicos de leques costeiros da Formação Rio Doce. Por fim, durante o Mioceno/Plioceno, foram depositados na porção terrestre da bacia os sedimentos clásticos de leques aluviais da Formação Barreiras.

A Formação Barreiras é única unidade litoestratigráfica da bacia sedimentar do Jequitinhonha que aflora diretamente na área de estudo. Segundo Martin *et al.* (1980), essa formação corresponde à faixa costeira do sul da Bahia, sendo representada por uma sedimentação detrítica, constituída por sedimentos arenosos e argilosos, de idade pliocênica. Trata-se de uma deposição em lençol, em clima semiárido, formada por cones aluviais coalescentes. O soerguimento do continente, simultâneo a sua deposição, teria contribuído, sobremaneira, para o caráter

torrencial dessa sedimentação. Essa formação se estende ao longo da costa brasileira desde o Rio de Janeiro até o Amapá (SUGUIO & NOGUEIRA, 1999).

A origem da Formação Barreiras movimentou muitas discussões no meio científico. Inicialmente, esta unidade vinha sendo considerada por Bigarella (1975) como de origem continental, sendo produto da coalescência de leques aluviais e de sistemas fluviais entrelaçados, em clima quente e seco. No entanto, trabalhos recentes vêm mostrando evidências de influência marinha durante a deposição destes sedimentos na região do litoral Sul da Bahia (SANABRIA *et al.*, 2015). Arai (2006) denominou a Formação Barreiras como “Grupo” afirmou que a origem dessa deposição está relacionada a elevação eustática global que teve seu máximo na parte média do Mioceno, mais precisamente no intervalo do Burdigaliano ao Serravaliano (20 a 12 Ma AP).

Para a região da área de estudo foram observados para a Formação Barreiras, arenitos maciços constituídos de grãos angulosos e mal selecionados, alguns com faces cristalinas (LIMA *et al.*, 2006). A presença de feldspatos nos sedimentos sugerem, em princípio, transporte e deposição rápidos com retrabalhamento limitado, como acontece em fluxos de detritos ou de lama.

Quanto aos depósitos da planície costeira propriamente dita, pode-se afirmar que a foz do rio Una divide o litoral Sul baiano em duas porções distintas: (1) da foz do rio Una para o extremo norte e (2) da foz do rio Una para o extremo sul.

Na porção (1), o litoral é estreito e não alcança mais de 2m de largura. É constituído por planícies costeiras quaternárias, que chegam a desaparecer, nas proximidades do limite norte da área. Nessas áreas, os costões rochosos do embasamento cristalino se estendem por cerca de 2km de extensão, intercalados por pequenas praias arenosas. Entre a comunidade de São Domingos e Ilhéus, se destaca um pontal arenoso e um banco de arenito de praia, contíguo a face da praia em Ilhéus, com extensão de cerca de 1km. Na porção (2), a planície costeira é mais larga, atingindo 25km de largura na foz do rio Jequitinhonha. Essa planície é dominada por depósitos flúvio-lagunares e outros depósitos costeiros quaternários. Entre a foz do rio Una e a do rio Jequitinhonha, a linha de costa é formada por ilhas arenosas destacadas da planície costeira por canais de maré, existindo em suas

extremidades feições do tipo esporão e manguezais no seu interior (DOMINGUEZ *et al.*, 1987).

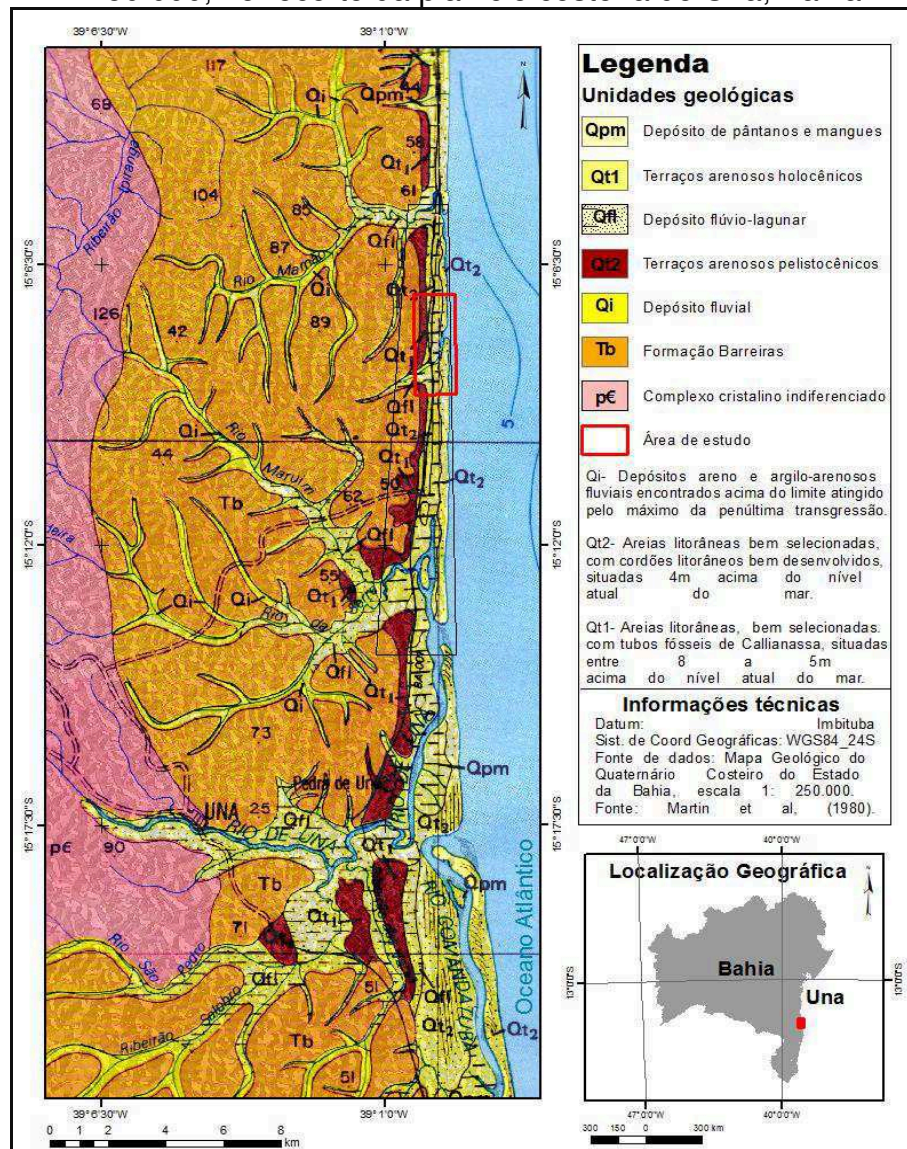
De modo geral, a sedimentação quaternária do entorno da área de estudo corresponde aos depósitos de origem continental, associados às mudanças climáticas que tiveram lugar durante os períodos regressivos e aos depósitos de origem marinha, deixados por grandes episódios transgressivos (MARTIN *et al.*, 1980). Dessa forma, as unidades geológicas presentes na planície costeira do entorno da área de estudo se encontram divididas entre dois sistemas deposicionais: o sistema deposicional continental e o sistema deposicional transicional.

O sistema deposicional continental compreende os depósitos de leques aluviais coalescentes e os depósitos fluviais. Os depósitos de leques aluviais coalescentes estão localizados no sopé de encostas, com topos situados entre 15 a 20m acima do nível do mar e são compostos por sedimentos mal selecionados contendo seixos arredondados a angulosos. Os depósitos fluviais ocorrem no fundo dos vales acima do limite atingido pelo máximo da Penúltima Transgressão, são compostos por sedimentos arenosos e argilo-siltosos e possuem idade atribuída ao Quaternário indiferenciado (MARTIN *et al.*, 1980).

O sistema deposicional transicional é representado pelo Depósito marinho praiado formado durante o Pleistoceno, e os depósitos flúvio-lagunar, marinho praiado e paludial, formados durante o Holoceno.

Esses depósitos foram mapeados originalmente por Martin *et al.* (1980) no mapa geológico do Quaternário costeiro do estado da Bahia (Figura 6). O autor classificou os depósitos marinhos praiados de acordo com sua forma como terraços arenosos, diferenciados pela idade entre terraços arenosos holocênicos e terraços arenosos pleistocênicos, e o Depósito paludial foi classificado do ponto de vista ecossistêmico como pântanos e mangues atuais.

Figura 6 - Mapa geológico do Quaternário costeiro do estado da Bahia, na escala 1:250.000, no recorte da planície costeira de Una, Bahia.



Fonte: modificado de Martin *et al.* (1980).

Os depósitos marinhos praias do Pleistoceno ocorrem na porção interna da planície costeira, por vezes, encostados a falésias inativas da Formação Barreiras ou Depósito de leque aluvial. São constituídos por sedimentos arenosos, bem selecionados, de granulometria média a grossa e cores variando entre branco e marrom.

Os depósitos flúvio-lagunares são encontrados nas zonas baixas que margeiam os rios, cuja deposição teve início na última transgressão, prosseguindo até os tempos atuais. São constituídos por areia, silte e argila, ricos em matéria

orgânica e ocupam grande extensão na região do rio Jequitinhonha (DOMINGUEZ, 1983).

Os depósitos marinhos praias de idade holocênica bordejam praticamente toda a linha de costa do estado da Bahia. Esses depósitos são constituídos por areias finas a médias, bem selecionadas, de coloração amarelada, com presença de conchas de moluscos e traços fósseis do tipo *Ophiomorpha sp.* A estrutura sedimentar dominante na porção superior destes depósitos é a laminação paralela da face praial, que mergulha com baixo ângulo de inclinação em direção ao mar (ROSSETTI & DOMINGUEZ, 2012).

O Depósito paludial se restringe junto às margens protegidas de rios, riachos e baías, nas zonas de influência das marés. Esse depósito corresponde aos sedimentos que se acumularam em associação com o ecossistema de manguezal, constituindo um substrato composto por materiais argilo-siltosos ricos em matéria orgânica (ROSSETTI & DOMINGUEZ, 2012).

3.4 ASPECTOS GEOMORFOLÓGICOS

O município de Una integra o setor VI, que se estende de Ilhéus até o extremo sul do estado. Esse setor é caracterizado pelo reaparecimento dos sedimentos da Formação Barreiras em contato com o mar. Os depósitos quaternários são bem desenvolvidos em Canavieiras-Belmonte (delta do Jequitinhonha) e Alcobaça-Caravelas-Nova Viçosa. As fases de nível alto marinho subsequentes aos períodos de nível baixo são responsáveis pelas feições de vales afogados, entalhados nos sedimentos da Formação Barreiras. Esse trecho também é caracterizado pela presença de recifes coralíneos (como exemplo, Abrolhos). Há formações de arenitos de praia (Santa Cruz Cabrália e Porto Seguro), menos extensos do que aqueles mapeados no setor costeiro ao norte (MARTIN *et al.*, 1980).

No município de Una é possível identificar os domínios morfoestruturais predominantes relacionados às formações rochosas do Pré-Cambriano (crátoms neoproterozoicos), que compreendem extensas áreas de planaltos, alinhamentos serranos e depressões interplanálticas. Os depósitos terciários (Formação Barreiras) aparecem na forma de tabuleiros costeiros (relevo de topo plano elaborado em

rochas sedimentares, em geral limitados por escarpas a baixas altitudes) (IBGE, 2009). Resultado da erosão no período Quaternário, os tabuleiros são caracterizados por um topo plano suavemente inclinado para o oceano com altitudes variando de 30-150m. Onde a planície costeira é escassa ou inexistente é possível notar feições escarpadas e falésias marinhas (SUGUIO, 2003a). São presentes no extremo sul do estado, nos municípios costeiros de Prado e Porto Seguro.

As áreas mais planas, correspondentes a sedimentações quaternárias, são constituídas pelas áreas de acumulação representadas pelas planícies e terraços (de baixa declividade e, eventualmente, depressões modeladas sobre depósitos de sedimentos horizontais a sub-horizontais de ambientes fluviais, marinhos, flúvio-marinhos e lagunares) (IBGE, 2009). Ao longo da costa existem terraços do Holoceno, situados na parte mais externa da planície quaternária (SILVA *et al.*, 2004).

Segundo Vasconcelos & Celino (2014), nas áreas que correspondem à sedimentação mais recente pode-se identificar as feições descritas a seguir.

As planícies e terraços marinhos representam áreas planas resultantes de acumulação marinha, podendo comportar praias, canais de maré, cristas de praia e ilhas barreira. Ocorre nas baixadas litorâneas sob a influência dos processos de agradação marinhos. O terraço é plano, levemente inclinado para o mar, apresentando ruptura de declive em relação à planície marinha.

As planícies flúvio-marinhas representam áreas planas resultantes da combinação de processos de acumulação fluvial e marinha, sujeita às inundações periódicas, podendo comportar canais fluviais, cordões arenosos e deltas. Ocorre nas baixadas litorâneas, próximo às desembocaduras fluviais e nas baixadas litorâneas pleistocênicas e holocênicas, em níveis diferentes do atual nível médio do mar.

As planícies flúvio-lacustres representam áreas planas formadas pela combinação de processos de acumulação fluvial e lacustre. Pode comportar canais anastomosados, meandros e diques marginais, compostas de sedimentos arenosos intercalados a camadas argilosas.

As planícies intermarés representam áreas planas próximas à costa, caracterizada como mista, com dinâmica dos movimentos das marés estuarinas

entre a preamar e a baixa-mar das marés de quadratura. É dominada por florestas de mangue e predominam sedimentos não consolidados depositados em meio aquoso, ricos em matéria orgânica.

3.5 ASPECTOS OCEANOGRÁFICOS

Os parâmetros oceanográficos, responsáveis pelo padrão geral de frentes de onda que atingem a área de estudo são os mesmos observados para toda costa do estado da Bahia, controlados, essencialmente, por dois principais sistemas atmosféricos: as frentes frias e os ventos alísios (DOMINGUEZ *et al.*, 1992; DOMINGUEZ, 2006; MARTIN *et al.*, 1998; BITTENCOURT *et al.*, 2000).

O litoral baiano é influenciado diretamente pelo cinturão dos ventos alísios (NE - E - SE), originários da célula de alta pressão do Atlântico sul. O deslocamento sazonal desse sistema controla a posição Zona Divergência (DZ) entre os ventos alísios *stricto sensu* (SE) e os ventos alísios de retorno (NE). Durante o inverno, situado a 20°S, eles sopram principalmente do leste-sudeste. Durante o verão a DZ migra para o norte e atinge latitudes em torno de 12° S (BITTENCOURT *et al.*, 2000; LEÃO & DOMINGUEZ, 2000; DOMINGUEZ, 2006).

Outro fator importante, destacado por Dominguez (2006) é a passagem das frentes frias, que se encontram ativas durante todo o ano, provenientes da trajetória para o norte de massas de ar polares. Nos períodos de inverno elas atingem latitudes de 10°S. Durante o verão estas frentes frias são geralmente mais fracas e assume uma orientação sudeste- nordeste (SW-NE) sobre o oceano, raramente cruzando o trópico.

Esta dinâmica de circulação atmosférica também é a principal responsável pelo padrão de dispersão de sedimentos observados na área de estudo, onde a deriva litorânea normalmente mostra uma direção predominante de sul para o norte, assim como para todo litoral Sul do estado (BITTENCOURT *et al.*, 2000; NASCIMENTO *et al.*, 2007).

O regime de marés é semi-diurno. Davis & Hayes (1984) consideram como sendo do tipo meso-marés, onde a amplitude máxima pode alcançar até 2,4m nas marés de sizígia.

Apesar de não existirem dados significativos do padrão de ondas específicos para o litoral de Una, dados disponíveis para a costa da Bahia mostram uma relação direta entre a direção e velocidade dos ventos alísios com a direção, altura e período das ondas incidentes. Durante o período de outono-inverno os ventos provenientes da SSE, associada com o avanço periódico da Frente Polar Atlântica, que reforçam os ventos alísios a partir da SE dominam a costa (MARTIN *et al.*, 1998), com ondas de 1,5m de altura e período de 6,5s. No período da primavera- verão predominam as ondas decorrentes do octante E e NE, com alturas de 1m e período de 5s (NASCIMENTO *et al.*, 2007).

4 MATERIAIS E MÉTODOS

As etapas metodológicas aplicadas neste trabalho concentram-se entre as fases de levantamento de dados bibliográficos e cartográficos; definição do plano amostral (perfis geológicos); coleta de sedimentos superficiais; análise laboratorial e processamento das amostras de sedimento; elaboração de Ortoimagem e Modelo Digital de Elevação (MDE), bem como um arquivo de nuvem de pontos densa (*dense cloud*), a partir de técnicas de fotogrametria e sensoriamento remoto (SR). Essas etapas se encontram detalhadas nos tópicos abaixo.

4.1 REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

O levantamento bibliográfico abrangeu a leitura de livros, periódicos, dissertações, teses, monografias, memoriais, anais de congressos, seminários e simpósios, relacionados à temática abordada.

Destacam-se as publicações de Martin *et. al.* (1980), onde foram obtidos os dados referentes ao mapeamento geológico do Quaternário costeiro do estado da Bahia; Dominguez *et al.* (1981); Suguio *et al.* (1985); Rossetti & Dominguez (2012) onde foram obtidos os estádios evolutivos da costa do estado da Bahia, onde se insere a área de estudo.

4.2 LEVANTAMENTO DE DADOS CARTOGRÁFICOS E AEROFOTOGRAMÉTRICOS

A base cartográfica utilizada foi elaborada durante a realização da pesquisa, a partir da aquisição de dados primários em campo e por meios de técnicas de Sensoriamento Remoto (SR) e fotogrametria, utilizando um Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) modelo ECHAR20B.

Os produtos cartográficos gerados consistem de uma imagem ortorretificada (ortomosaico) com resolução de 12,5cm; um Modelo Digital de Elevação (MDE); e um arquivo de nuvem de pontos (*dense cloud*) que simula o relevo em três dimensões (3D).

A metodologia adotada para obtenção desses produtos cartográficos pode ser dividida em duas fases principais: (1) aquisição de dados que contempla as etapas de planejamento das linhas de trajeto do voo, aquisição de pontos de controle no solo (*ground control*) e recobrimento aerofotogramétrico (execução do voo); (2) processamento dos dados, que contempla a etapa de processamento digital dos dados obtidos na etapa 1 e apresenta como produto final a ortoimagem e o MDE.

As etapas de que envolveram a aquisição da ortoimagem e MDE são descritas abaixo em suas respectivas ordem de execução.

4.2.1 Planejamento de linhas de trajeto de voo

O planejamento do voo aerofotogramétrico foi realizado no *software Mission Planner* desenvolvido pela Empresa *XMOBOTS*. O planejamento é realizado com base na escolha da resolução final da imagem (12,5cm). Nesse sentido, foi necessário dividir a área de estudo em dois *grids* (*grid* 1a e *grid* 1b), obtendo uma duração estimada para cada sobrevoo de 45min, 15min a menos do máximo da autonomia de voo do VANT.

O *grid* 1a corresponde à porção externa da planície costeira, próxima à linha de costa. O *grid* 1b corresponde à porção interna da planície costeira, marcando o limite com os sedimentos da Formação Barreiras.

O ponto inicial foi estabelecido a uma altitude de 50m do nível do solo, no local de lançamento, sendo a altitude de voo de 460m. A sobreposição lateral e frontal das fotos foi de 50 e 60%, respectivamente. A distância entre as fotos foi de 311m, e a distância entre as linhas de 23m.

Durante o planejamento foram definidos os pontos de decolagem e pouso (*GoHome*); de partida (*Take-off* 1) e ganho de altitude (*Take-off*2) e de perda de altitude (*landing* 1) e aterrissagem (*landing* 2).

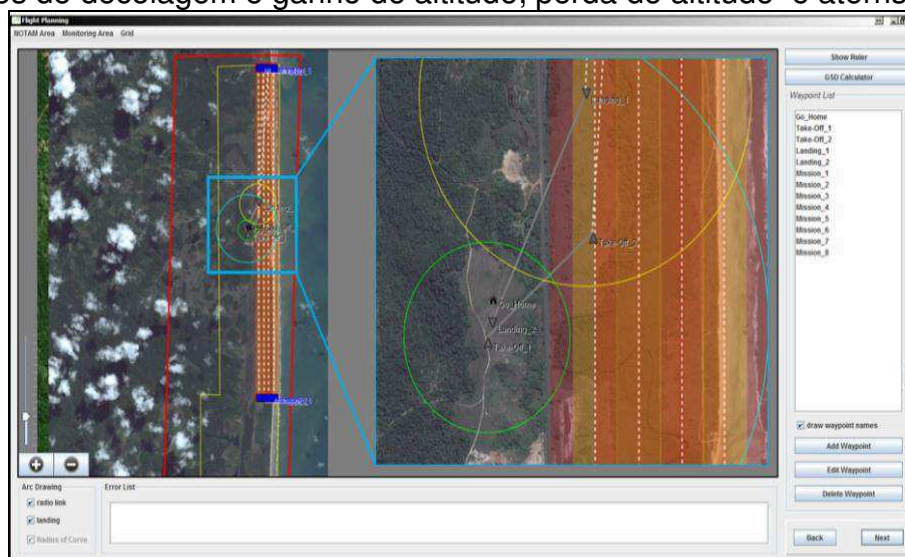
Essas zonas foram definidas visando área abertas e planas com intuito de evitar o risco de colisão da aeronave com algum obstáculo. Para definição de cada área sobrevoada foi respeitado um raio de tolerância de 5km. Esse valor é definido

para que não ocorra a perda de contato e interferência com o receptor GPS posicionado ao solo.

Na

Figura 7 é apresentado como exemplo o planejamento de voo do *grid1a* com as linhas de trajeto, as zonas decolagem e aterrissagem.

Figura 7 - Exemplo do planejamento do voo (*grid 1a*) com linhas de trajetória: pontos de decolagem e ganho de altitude; perda de altitude e aterrissagem.

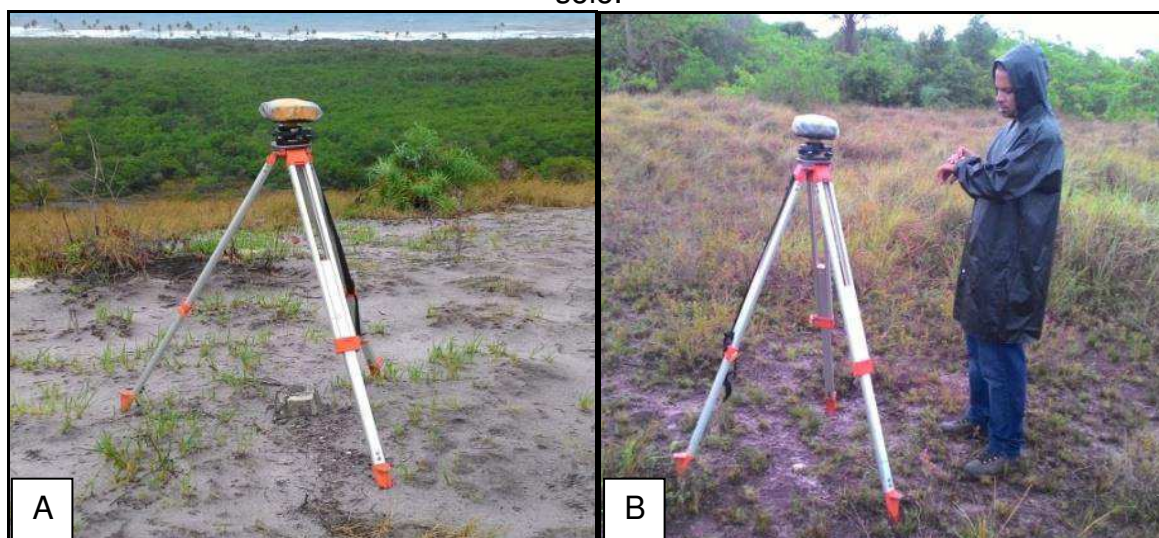


4.2.2 Aquisição dos pontos de controle no solo

Os pontos de controle foram definidos com base em imagens do *Google Earth*, totalizando 11 pontos. Para a determinação de coordenadas geográficas de alta precisão, utilizada na fase de georreferenciamento das fotografias provenientes do VANT, foi utilizado um par de receptores GNSS geodésico, da marca TOPCON, modelo Hiper⁺ (Figura 8).

Empregou-se a técnica de posicionamento GNSS estático clássico, com uma hora de rastreamento em cada ponto. Para a correção dos dados GNSS, utilizou-se a estação BAIL, localizada na torre da UESC, e pertencente à Rede Brasileira de Monitoramento Contínuo (RBMC). Esta correção foi feita com o *software* de pós-processamento TOPCONTOOLS, obtendo-se precisão milimétrica em todas as coordenadas tridimensionais: latitude, longitude, altitude elipsoidal. A Tabela 1 mostra estas coordenadas obtidas após correção proveniente do pós-processamento.

Figura 8 - (A) GNSS de alta precisão utilizado na obtenção dos pontos de controle no solo. (B) Técnico manuseando o GNSS durante a coleta de pontos de controle no solo.



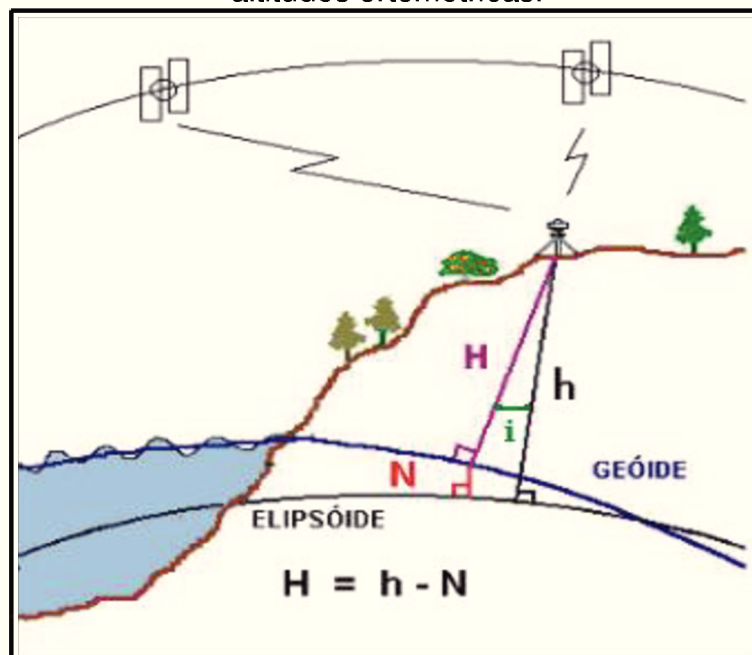
Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, janeiro de 2016.

Tabela 1 - Pontos de controle com as coordenadas plano-cartesianas (E, N), altitude elipsoidal (h); altitude ortométrica (H) e ondulação geoidal (N).

Ponto de controle	E	N	(h)	(H)	(N)
1	499513.828	8332723.635	20.558	27.978	-7.42
4	499870.358	8330582.726	1.051	8.451	-7.4
5	500361.424	8329589.807	-2.776	4.624	-7.4
6	500383.907	8327778.012	-5.102	2.298	-7.4
8	499606.725	8328001.983	47.34	54.72	-7.38
10	499442.333	8326329.313	41.25	48.64	-7.39
14	499888.899	8326398.186	-3.987	3.403	-7.39
15	499796.794	8327910.527	-1.692	5.698	-7.39

Para transformação das altitudes elipsoidais em altitudes ortométricas, utilizou-se o programa do IBGE MAPGEO2015. Neste programa entra-se com os valores de latitude e longitude de cada ponto, e o mesmo fornece então, o valor de N – ondulação geoidal, que se refere a separação entre geóide e elipsóide. O valor de N é subtraído da altitude elipsoidal (h), obtendo-se desta forma o valor da altitude ortométrica (H). Esta operação é ilustrada na Figura 9.

Figura 9 - Modelo esquemático de transformação das altitudes elipsoidais em altitudes ortométricas.



Fonte: IBGE (2009).

4.2.3 Recobrimento aerofotogramétrico

Para o recobrimento aerofotogramétrico da área de estudo foi utilizado o Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) de modelo ECHAR 20B. O equipamento foi cedido pelo Laboratório de Geoprocessamento da Base Ambiental Costa do Cacau da Universidade Estadual de Santa Cruz (UESC).

O aeromodelo ECHAR 20B (Figura 10) possui funcionamento a bateria com autonomia de voo de 60min. O sistema de configuração padrão é o IS/RGB-S24A de 24Mpixels. Consiste de uma câmera RGB Cannon T3i com distância focal de 28mm e sistema GPS acoplado a aeronave. O controle do trajeto é realizado via terminal de dados fixado ao solo (GDT-S5A) que envia as informações de posicionamento com alcance de comunicação em um raio de até 5km.

Os sobrevoos foram realizados no dia 20 de março de 2016, seguindo o trajeto pré-determinado no planejamento (Figura 11). Durante os voos a câmera digital registrou as fotos em pares estereoscópicos e o GPS capturou as coordenadas de latitude (x) longitude (y) e altitude (z), gerando fotos ortorretificadas.

Figura 10 - Veículo Aéreo Não Tripulado (VANT) modelo ECHAR 20B, utilizado nos sobrevoos da área de estudo e sistema de controle de comunicação GDT-S5A fixado ao solo.



Fotografia: Irlanda da Silva Matos, março de 2016.

Figura 11 - Foto do momento da decolagem do VANT, acionado por uma catapulta no solo. Fonte: Dados da pesquisa.



Fotografia: Irlanda da Silva Matos, março de 2016.

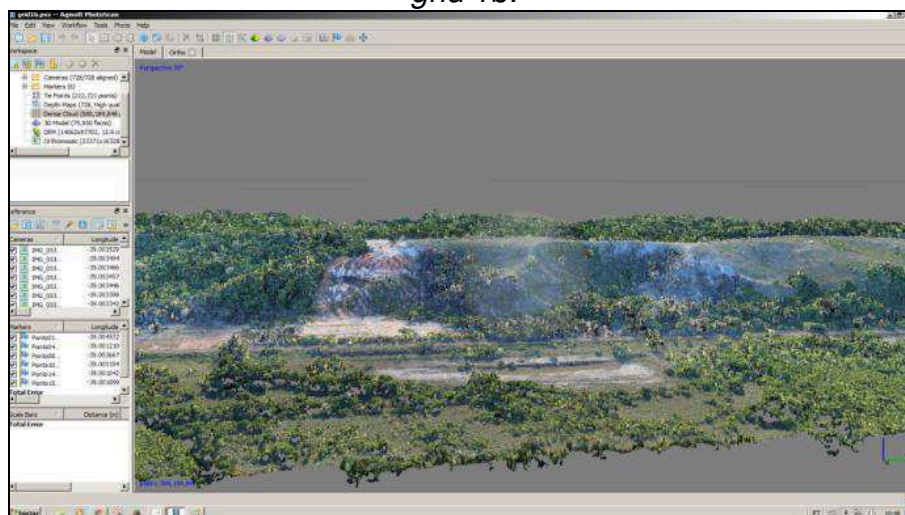
Também foram informados os valores de rotação ao redor de três eixos, perpendiculares entre si, sobre o centro de gravidade da aeronave, que são denominadas arfagem (*pitch*) (y), rolagem (*roll*) (x) e guinada (*yaw*) (z). Após o pouso do VANT, foram descarregadas as fotografias e analisado o *log* registrado de cada sobrevôo. Essas informações são inerentes a construção da ortoimagem, obtida na próxima etapa.

4.2.4 Processamento digital

Para a interpretação e análise dos dados brutos obtidos pelo VANT foi aplicado o método de fotogrametria digital, através do processamento digital das imagens baseado na georreferência de fotos aéreas, utilizando o software Agisoft Photoscan Pro 1.0.4. As coordenadas geográficas obtidas pelo GPS do VANT foram armazenadas em um arquivo de texto gerado e editado no software Payload Analyzer da Xmobots. O sistema de coordenadas utilizado foi o WGS84.

Nessa etapa as informações do log de posição (x, y) e de altitude (z) das fotos (com sobreposição longitudinal (ℓ) de 60 % e lateral (q) de 50 %) foram sincronizadas com os dados dos pontos controle no solo para obter maior acurácia dos valores de altitude. Após essa etapa foi gerada uma nuvem de pontos densa (dense cloud) (Figura 12), possibilitando modelagem tridimensional, por meio de estereoscopia digital.

Figura 12 - Nuvem de pontos densa no *software Agisoft Photoscan* da localização do *grid 1b*.



Devido a grande extensão dos arquivos os grids foram processados separadamente. No grid 1a foram mosaicadas fotos alinhadas por cinco pontos de controle e no grid 1b foram mosaicadas 728 fotos alinhadas por seis pontos de controle. Depois de realizado o ajuste das posições foi calculado o erro, no Grid1a o erro foi de 0.8m e no Grid1b 0.5m.

As ortoimagens e modelos digitais do terreno do Grid 1a e do Grid 1b obtidos nessa fase de processamento foram manipulados no programa ArcGis10.2 e Erdas Imagine14.0, onde as ortoimagens e MDE's foram moiscados e o MDE foi convertido para a escala hipsométrica.

4.3 TRABALHO DE CAMPO

Este item se refere às atividades envolvidas na amostragem superficial de sedimentos das unidades geológicas deposicionais da área de estudo.

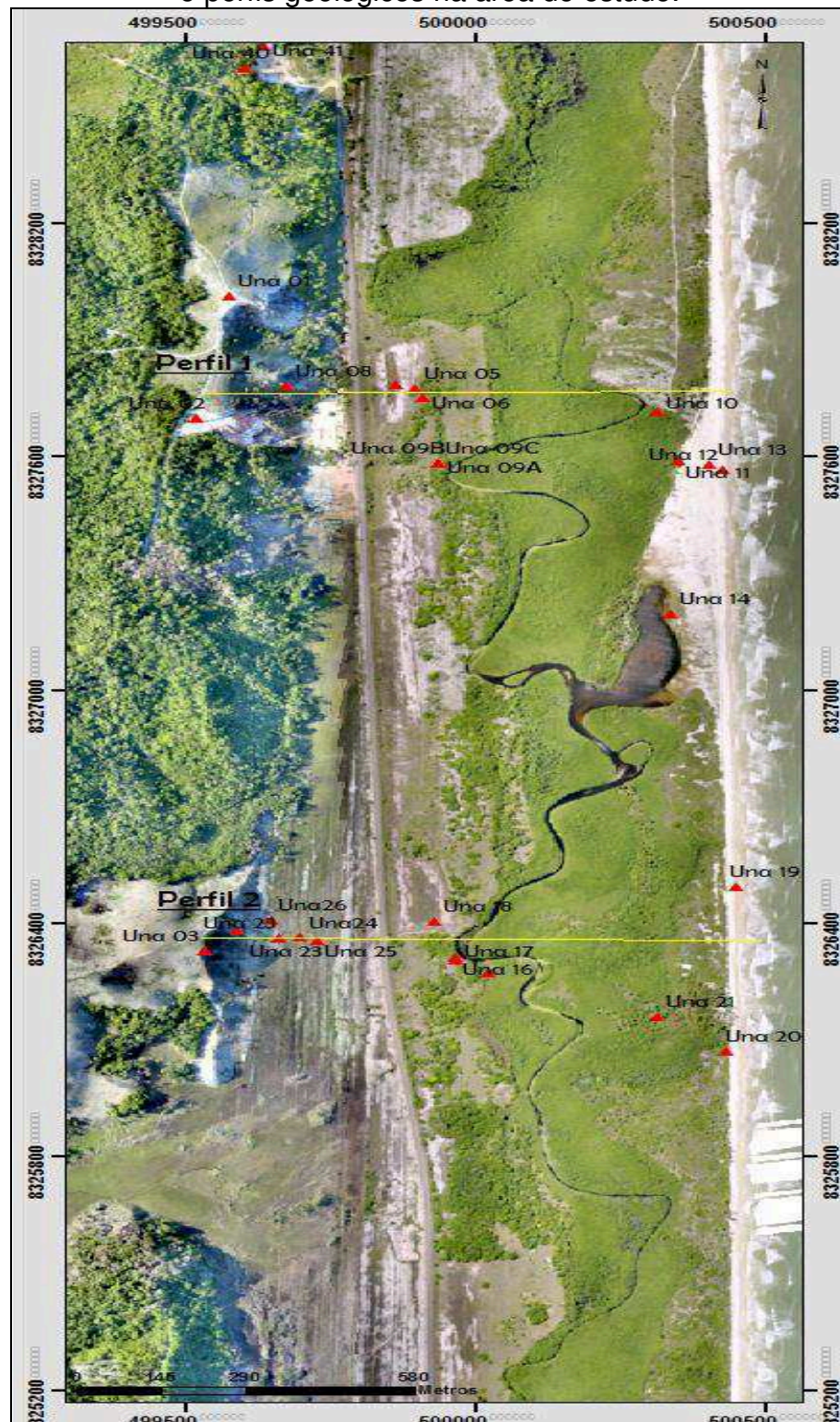
4.3.1 Definição do plano amostral

A escolha adequada das amostras é imprescindível em qualquer estudo detalhado, sendo uma parte representativa da formação no lugar onde foi coletada, ou às vezes da formação inteira (MABESOONE, 1968).

Nesse sentido, com o objetivo de elaborar um quadro representativo das características granulométricas e distribuição das unidades geológicas deposicionais na área de estudo foi elaborado um plano de amostragem de sedimentos superficiais ao longo de dois perfis geológicos, dispostos transversais à linha de costa.

A determinação da localização dos perfis geológicos e pontos de coleta respeitaram os critérios de representatividade geológica para o estudo, de facilidade de acesso e menor perturbação antrópica. A espacialização das amostras coletadas ao longo dos perfis pode ser observada na Figura 13.

Figura 13 - Mapa de localização geográfica das amostras superficiais de sedimentos e perfis geológicos na área de estudo.



4.3.2 Amostragem superficial de sedimentos

Os trabalhos de campo foram realizados em diferentes datas, entre os meses de janeiro e setembro de 2016 (Figura 14). Foram coletadas 31 amostras de sedimentos superficiais, sendo sete amostras representativas dos depósitos do sistema deposicional continental e 24 amostras representativas dos depósitos do sistema deposicional transicional.

A amostragem ocorreu de forma pontual, coletando amostras de cerca de 100g de sedimento em poços escavados, com profundidade de até 60cm, em pontos de afloramentos expostos da Formação Barreiras e dos depósitos quaternários da planície costeira.

Figura 14 - (A) Exemplo de poço escavado. (B) Armazenamento das amostras de sedimento em sacos plásticos.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, março de 2016.

Os locais de amostragem foram georreferenciados com auxílio de um *GPS* e fotografados fazendo uso de câmara digital. Os afloramentos foram descritos através do preenchimento de uma ficha de campo. Foram anotados os aspectos morfológicos, aspectos texturais (tamanho das partículas), estrutura sedimentar, grau de alteração, presença de matéria orgânica ou biodetritos, mineralogia e idade estimada.

As amostras coletadas dos depósitos do sistema deposicional continental correspondem às unidades geológicas da Formação Barreiras (40 e 41); do Depósito colúvio-aluvionar (8, 23A, 23B e 26) e do Depósito de leque aluvial (32).

As amostras coletadas dos depósitos do sistema deposicional transicional correspondem às unidades geológicas do Depósito eólico (5, 9A, 9B, 9C, 16, 17, 20, 21, 29A, 29B, 30 e 35); do Depósito marinho praial (6, 11, 12, 13, 14 e 19); do Depósito lagunar (4 e 18); Depósito paludial (10 e 15).

Todas as amostras foram coletadas na área mapeada, com exceção da amostra Una32, referente ao Depósito de leque aluvial, que foi coletada a uma distância de 2km, devido à dificuldade de acesso ao afloramento que ocorre na área de estudo.

A identificação das amostras de sedimentos superficiais, a localização geográfica e suas respectivas unidades geológicas, geomorfológicas e sistema deposicional se encontram esquematizadas no Quadro 1.

Quadro 1 - Identificação em ordem cronológica, localização geográfica, unidade geológica e geomorfológica e sistema deposicional das amostras de sedimentos coletadas na área mapeada.

AMOSTRA	LATITUDE	LONGITUDE	UNIDADE GEOLÓGICA	UNIDADE GEOMORFOLÓGICA	SISTEMA
1	499578	8328017	Depósito eólico recobrimdo a Formação Barreiras	Manto eólico	Sistema deposicional transicional
2	499520	8327700	Depósito eólico recobrimdo a Formação Barreiras	Manto eólico	Sistema deposicional transicional
3	499535	8326329	Depósito eólico recobrimdo a Formação Barreiras	Manto eólico	Sistema deposicional transicional
4	499866	8327786	Depósito lagunar	Terraço lagunar	Sistema deposicional transicional
5	499898	8327777	Depósito eólico	Duna	Sistema deposicional transicional
6	499913	8327753	Depósito marinho praial atual	Praia	Sistema deposicional transicional
8	499677	8327783	Depósito colúvio-aluvionar	Rampa coluvial	Sistema deposicional continental
9A	499939	8327584	Depósito eólico	Duna	Sistema deposicional transicional
9B	499939	8327584	Depósito eólico	Duna	Sistema deposicional transicional
9C	499939	8327584	Depósito eólico	Duna	Sistema deposicional transicional
10	500316	8327719	Depósito paludial	Planície flúvio-marinha	Sistema deposicional transicional
11	500351	8327593	Depósito marinho praial atual	Praia	Sistema deposicional transicional
12	500428	8327569	Depósito marinho praial atual	Praia	Sistema deposicional transicional
13	500406	8327583	Depósito marinho praial atual	Praia	Sistema deposicional transicional
14	500339	8327197	Depósito marinho praial atual	Praia	Sistema deposicional transicional
15	500024	8326273	Depósito paludial	Planície flúvio-marinha	Sistema deposicional transicional
16	499967	8326313	Depósito eólico	Duna	Sistema deposicional transicional
17	499969	8326306	Depósito eólico	Duna	Sistema deposicional transicional
18	499932	8326405	Depósito lagunar	Terraço lagunar	Sistema deposicional transicional
19	500451	8326496	Depósito marinho praial atual	Praia	Sistema deposicional transicional
20	500435	8326071	Depósito eólico	Duna	Sistema deposicional transicional
21	500316	8326161	Depósito eólico	Duna	Sistema deposicional transicional
22	499591	8326385	Formação Barreiras	Tabuleiro pré-litorâneo	Sistema deposicional continental
23A	499663	8326364	Depósito colúvio-aluvionar	Rampa coluvial	Sistema deposicional continental
23B	499663	8326364	Depósito colúvio-aluvionar	Rampa coluvial	Sistema deposicional continental
24	499700	8326366	Depósito marinho praial	Planícies de cordões regressivos litorâneos	Sistema deposicional transicional
25	499729	8326358	Depósito marinho praial	Planícies de cordões regressivos litorâneos	Sistema deposicional transicional
32	499420	8323057	Depósito de leque aluvial	Leque aluvial	Sistema deposicional continental
26	499649	8326411	Depósito colúvio-aluvionar	Rampa coluvial	Sistema deposicional continental
40	499605	8328600	Formação Barreiras	Tabuleiro pré-litorâneo	Sistema deposicional continental
41	499636	8328658	Formação Barreiras	Tabuleiro pré-litorâneo	Sistema deposicional continental

4.4 ANÁLISE LABORATORIAL

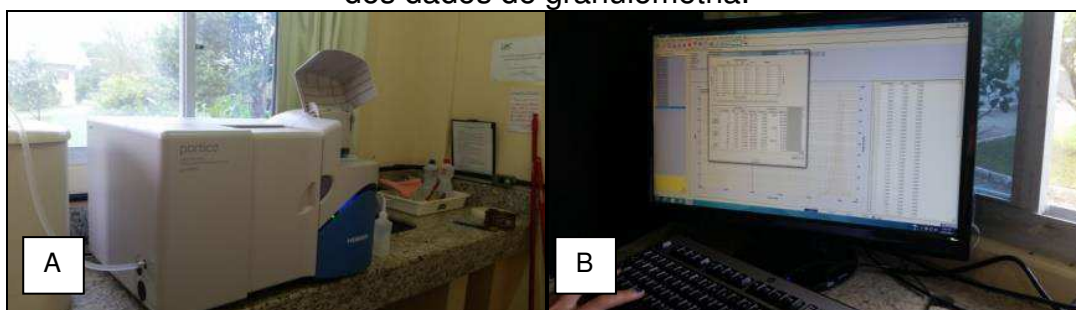
As amostras foram processadas “*in natura*”, sendo dispensável a fase de pré-processamento das mesmas, com exceção de três amostras contaminadas com matéria orgânica (10, 15 e 24).

O pré-tratamento, nesse caso, consistiu na queima de matéria orgânica, a partir do processo de oxidação com peróxido de hidrogênio (H₂O₂) à 50% e aquecendo a uma temperatura de 100°C. Essa etapa foi desenvolvida no

Laboratório de Oceanografia Geológica da Universidade Estadual de Santa Cruz (UESC).

A análise dos dados de granulometria das 31 amostras de sedimentos superficiais foi baseada no dimensionamento dos grãos pelo método de difração a *laser* por meio do analisador de partículas de modelo Horiba L-950 (Figura 15), disponibilizado pelo Laboratório de Oceanografia Costeira (LOC) da Universidade Federal de Santa Catarina (UFSC).

Figura 15 - (A) Analisador de partículas, modelo Horiba L-950 utilizado na análise granulométrica por difração a *laser*. (B) Plataforma digital utilizada para obtenção dos dados de granulometria.



Fotografia: Irlanda Matos, janeiro de 2017.

A classificação granulométrica foi feita de acordo com a escala estabelecida em Wentworth (1922), convertida para na escala sedimentológica Φ , adotando os intervalos de $\frac{1}{2} \Phi$. Os resultados da distribuição granulométrica foram processados no *software GradistatV8* (BLOTT & PYE, 2001).

Esses parâmetros que serviram de base para interpretação da origem dos ambientes deposicionais obtidos foram: diâmetro médio do grão (Φ), desvio-padrão (σ) e assimetria (S_{ki}), que indica as relações entre média (M_z) e mediana (M_d), e a curtose (K_g), que delinea o grau de inclinação dos picos das curvas de distribuição de frequência, de acordo com o proposto em Folk & Ward (1957) (Figura 16).

Figura 16 - Fórmulas dos parâmetros estatísticos estabelecido por Folk & Ward (1957) em escala logarítmica.

Média	Desvio Padrão	Assimetria	Curtose
$M_z = \frac{\phi_{16} + \phi_{50} + \phi_{84}}{3}$	$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6.6}$	$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$	$K_G = \frac{\phi_{95} - \phi_5}{2.44(\phi_{75} - \phi_{25})}$
Seleção (σ_I)	Assimetria (Sk_I)		Curtose (K_G)
Muito bem selecionado	< 0.35	Assimetria muito positiva	Muito platicúrtica < 0.67
Bem selecionado	0.35-0.50	Assimetria positiva	Platicúrtica 0.67 - 0.90
Moderadamente selecionado	0.50-1.00	Aproximadamente simétrica	Mesocúrtica 0.90 - 1.11
Pobremente selecionado	1.00-2.00	Assimetria negativa	Leptocúrtica 1.11 - 1.50
Muito pobremente selecionado	2.00-4.00	Assimetria muito negativa	Muito leptocúrtica 1.50 - 3.00
Extremamente mal selecionado	>4.00		Extremamente leptocúrtica > 3.00

Fonte: modificado de Blott & Pye (2001).

4.5 ATIVIDADES FINAIS DE GABINETE

São descritos os métodos realizados em gabinete para alcançar os objetivos específicos propostos na dissertação. Compreende a integração dos dados topográficos e do mapeamento geológico-geomorfológico da área de estudo.

4.5.1 Mapeamento geológico/geomorfológico

O mapeamento geológico-geomorfológico foi realizado em escala de detalhe de 1:10 000, a partir da vetorização da ortoimagem com base no MDE e nuvem de pontos, que foram projetados para um sistema de referência geográfica comum e organizados de forma sistemática nos *softwares ArcGis 10 e Erdas Imagine TerraSet 10*.

Buscando maior refinamento do mapeamento em relação à representação dos depósitos, determinados com auxílio das análises granulométricas, e feições geomorfológicas identificadas em campo, foram utilizados simultaneamente procedimentos de aerofotogrametria digital, através da interpretação do modelo tridimensional criado a partir de uma nuvem de pontos, que permitiu a visualização dos depósitos simulando o relevo real da área de estudo.

O MDE foi convertido para uma representação gráfica com cores padronizadas equivalentes a escala hipsométrica. A partir dos dados hipsométricos

foi traçado um perfil topográfico, com as altitudes dos depósitos evidenciadas em um transecto de 1.200m (Apêndice).

Nos valores hipsométricos fornecidos são incluídos os valores de altitude da vegetação, o que causa algumas distorções no modelo. Outros erros são provenientes da insuficiência de pontos de controle no processo de ortorretificação da imagem. No entanto, não invalidam o mesmo.

As formas do relevo foram classificadas de acordo com os níveis taxonômicos que diferem as unidades geomorfológicas e os padrões de formas do relevo com base no Manual Técnico de geomorfologia do IBGE (IBGE, 2009).

5 RESULTADOS

Neste tópico são apresentados os aspectos geológicos, estratigráficos, geomorfológicos e granulométricos associados aos ambientes deposicionais que correspondem na área de estudo. As informações tiveram como base cartográfica o mapa geológico/geomorfológico da planície costeira em escala 1:10 000 e o MDE (hipsometria), com perfil topográfico (vide Apêndice). Simultaneamente, buscou-se uma integração destes através de análises e discussões baseadas em trabalhos realizados anteriormente em ambientes costeiros semelhantes.

5.1 GEOLOGIA

5.1.1 Estratigrafia

A coluna estratigráfica se encontra esquematizada em ordem cronológica de deposição da unidade geológica mais antiga (Formação Barreiras) para a mais recente (Depósito marinho praial) (Quadro 2).

Os aspectos geomorfológicos associados às unidades geológicas referem-se a dois agrupamentos distintos: o mais antigo, que corresponde aos tabuleiros pré-litorâneos, e o mais recente, representado pela planície costeira.

A coluna estratigráfica proposta neste estudo teve como base as unidades geológicas evidenciadas no mapa geológico/geomorfológico (Apêndice). A área total mapeada foi de aproximadamente 5km², com 3,6km de extensão de linha de costa. Dessa forma, foram definidas nove unidades geológicas, sendo três do sistema deposicional continental e seis do sistema deposicional transicional.

As unidades geológicas do sistema deposicional continental correspondem a Formação Barreiras de idade pliocênica (5-3 Ma AP); ao Depósito colúvio-aluvionar e ao Depósito de leque aluvial, com idades atribuídas ao Quaternário indiferenciado (2 Ma AP).

A Formação Barreiras se apresenta na forma de extensos tabuleiros pré-litorâneos. O Depósito colúvio-aluvionar e o Depósito de leque aluvial estão

associados ao sopé das encostas da Formação Barreiras e ocorrem na forma de rampas coluviais e de leques aluviais.

Quadro 2 - Coluna estratigráfica da área de estudo.

SISTEMA DEPOSICIONAL	UNIDADE GEOLÓGICA	UNIDADE GEMORFOLÓGICA	INTERPRETAÇÃO FACIOLÓGICA	INTERPRETAÇÃO	
				IDADE	AP
Transicional	Depósito marinho praial	Praia	Areias claras com presença de minerais pesados, de granulometria fina, bem selecionadas.	Quaternário/ Holoceno	5,1
	Depósito paludial	Planície Flúvio-marinha	Areias com presença de matéria orgânica. de granulometria fina, mal selecionadas.		
	Depósito eólico	Duna	Areias claras com granulometria fina, bem selecionada.		
	Depósito lagunar	Terraço lagunar	Areias com cores alaranjadas com granulometria fina, bem selecionada.		
	Depósito marinho praial	Planície de cordões regressivos litorâneos	Areias claras de granulometria fina, bem selecionadas.		
	Depósito eólico recobrimdo a Formação Barreiras	Manto eólico	Areias claras com granulometria média, mal selecionada.		
Continental	Depósito de leque aluvial	Leque aluvial	Areias claras com granulometria média, muito mal selecionada..	Quaternário/ Indiferenciado	2 Ma
	Depósito colúvio-aluvionar	Rampa coluvial	Areias com granulometria média, pobremente selecionadas.		
Continental	Formação Barreiras	Tabuleiro pré-litorâneo	Areias com cores veriegadas, de granulometria muito fina, pobremente selecionada.	Terciário/ Plioceno superior*	5-3

*Idade estabelecida em Suguio *et al.* (1986).

As unidades geológicas deposicionais do sistema deposicional transicional são representadas por depósitos sedimentares de idade holocênica (5,1 Ka AP) incluindo: Depósito eólico recobrimdo a Formação Barreiras, na forma de manto eólico. Depósito marinho praial, na forma de uma planície de cordões regressivos litorâneos, com cristas alongadas que se desenvolveram paralelamente à linha de costa atual, sendo a unidade geológica mais representativa da planície costeira da área mapeada; Depósito lagunar, na forma de pequenos terraços lagunares rasos,

que se instalaram nas depressões intracordões; Depósito eólico na forma de dunas de morfologia plana, interdigitadas aos depósitos lagunares, paludiais e ao Depósito marinho praial; Depósito paludial, na forma de uma planície flúvio-marinha de formato alongado; Depósito marinho praial, na forma de praia, representada por uma estreita faixa de areia.

5.1.1.1 Sistema deposicional continental

O sistema deposicional continental é representado pela unidade litoestratigráfica Formação Barreiras do Plioceno superior (5-3 Ma AP) e pelo Depósito colúvio-aluvionar e Depósito de leque aluvial, ambos do Quaternário indiferenciado (± 2 Ma AP, até o presente). De modo geral, esses depósitos são formados por sedimentos terrígenos, mal selecionados, associados à base das elevações da Formação Barreiras.

5.1.1.1.1 Formação Barreiras

Essa unidade geológica é datada do Plioceno superior (5-3 Ma AP) e faz contato geológico direto com os depósitos colúvio-aluvionar e de leque aluvial além de ocorrer, quase que em sua totalidade, superposta por sedimentos quaternários inconsolidados holocênicos. A Formação Barreiras aflora em dois pontos isolados na área de estudo, onde é possível observar feições de ravinamentos em decorrência de processos erosivos (Figura 17).

O processo de sedimentação dessa unidade geológica está relacionado a um conjunto de fatores ambientais ocorridos concomitantemente pelos fluxos gravitacionais, mudanças climáticas e oscilações do nível do mar, além de movimentos neotectônicos, sendo responsáveis pela sua configuração atual na área de estudo.

O pacote sedimentar da Formação Barreiras possui espessuras variadas ao longo da área de estudo, com altitudes entre 20-80m, apresentando discordância abrupta em relação aos depósitos da planície costeira que ocorrem em baixas altitudes, alcançando em sua porção mais elevada cerca de 8m. Esse fato evidencia

a existência de antigas falésias, esculpidas quando o nível do mar se encontrava acima do nível atual.

As vertentes dessas antigas linhas de falésias se encontram associadas aos sedimentos dos depósitos colúvios-aluvionares, que são resultado do retrabalhamento dos sedimentos da Formação Barreiras durante as oscilações climáticas que se estenderam em todo o Quaternário, entre o início do Pleistoceno ao final da última transgressão holocênica.

Os depósitos da Formação Barreiras apresentam-se pouco consolidados, de cores variadas, que indicam fases deposicionais relacionados a condições de ambientes redutores, intercalados a períodos de elevada oxidação (Figura 17). De modo geral, os sedimentos são compostos por uma sequência de materiais detríticos, mal selecionados, angulosos, com granulometria variando de areia fina a grossa e silte, predominando grãos da fração areia fina.

Figura 17 - Afloramento dos sedimentos inconsolidados da Formação Barreiras, evidenciando nos sedimentos cores variadas, indicando influência de diferentes ambientes de sedimentação.

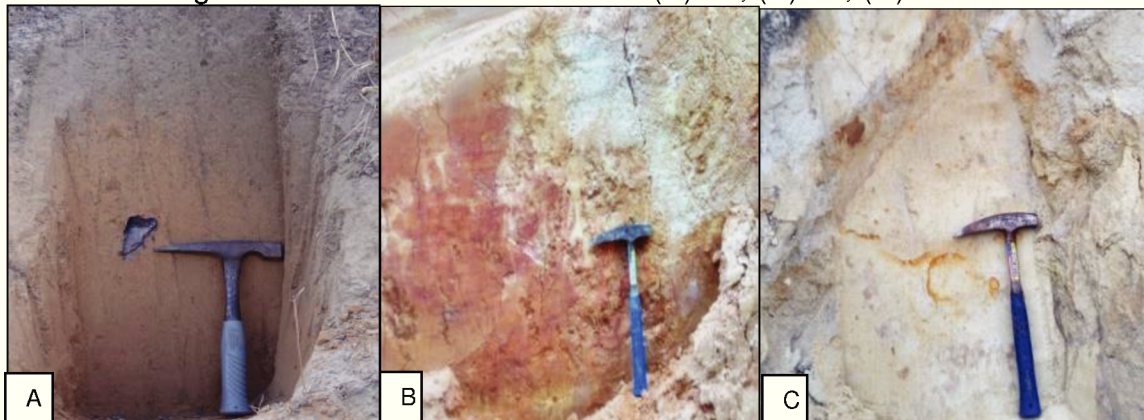


Fotografia: Gil Marcelo Reuss Strenzel, abril de 2017.

As amostras coletadas que correspondem a Formação Barreiras são: 22, 40 e 41 (Figura 18). Com relação à distribuição das classes granulométricas, as amostras apresentaram as classes de areia, silte e argila. Na amostra 40 a classe predominante é silte muito grosso (23%) e na amostra 41 predomina a classe areia média (18,9%). A amostra 22 não apresenta a classe areia e a classe predominante é silte grosso (42%) (Figura 19). As amostras 40 e 41 apresentaram resultados similares com boa distribuição entre as classes granulométricas.

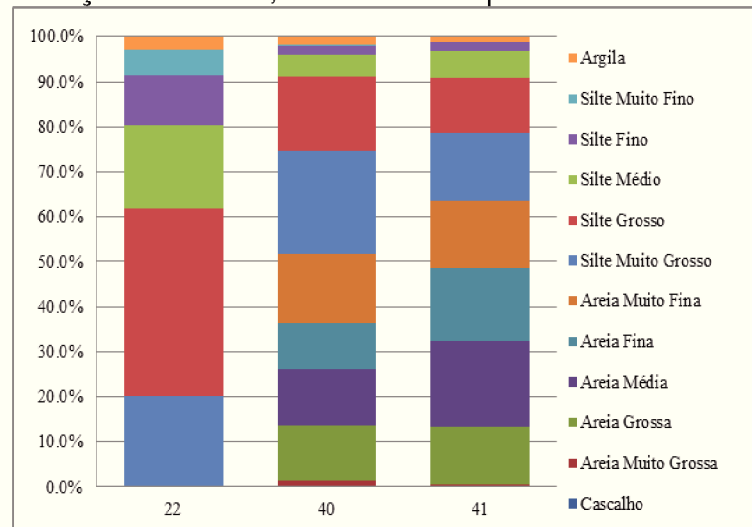
A média da amostra 22 (5,96 Φ) indica silte grosso e as amostras 40 (3,52 Φ) e 41 (3,19 Φ), foram classificadas como areia muito fina. Com relação ao grau de seleção, as amostras 22 e 41 foram consideradas pobremente selecionadas, com valores de 1,19 Φ e 1,98 Φ , respectivamente. A amostra 40 apresentou o valor de 2,02 Φ , sendo classificada como muito pobremente selecionada.

Figura 18 - Seção geológica das amostras coletadas dos sedimentos não consolidados da Formação Barreiras, apresentando estrutura maciça e granulometria bastante variada. (A) 22; (B) 40; (C) 41.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, abril de 2017.

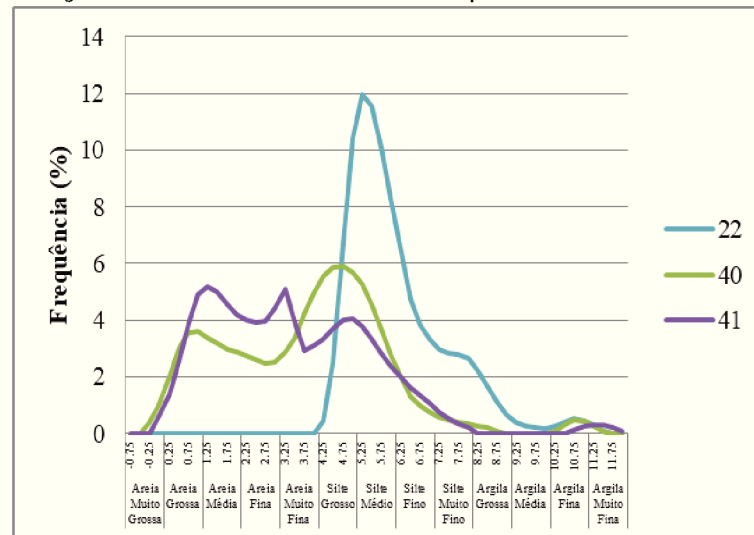
Figura 19 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 22, 40 e 41 da Formação Barreiras, do sistema deposicional continental.



Com base na assimetria a amostra 22 foi classificada como aproximadamente simétrica (0,4). A amostra 41 foi classificada como positiva (0,12) e a amostra 40 foi classificada como negativa (-0,2). Os valores de curtose das

amostras 40 (0,83) e 41 (0,78) indicam um padrão de curva platicúrtica. A amostra 22 foi classificada como mesocúrtica (1,05). Em relação ao padrão de distribuição as amostras apresentam curvas bimodais (Figura 20).

Figura 20 - Curvas de distribuição granulométrica das amostras 22, 40 e 41 da Formação Barreiras, do sistema deposicional continental.



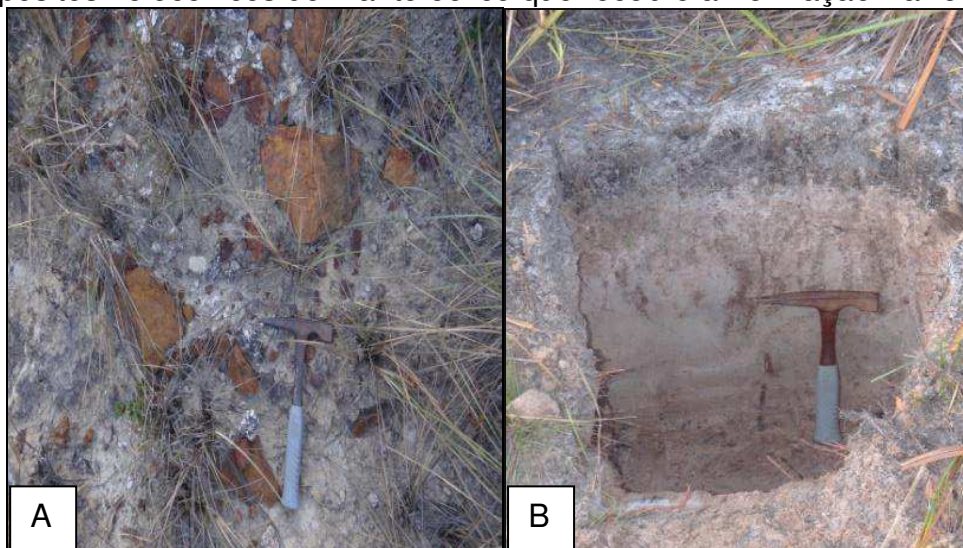
5.1.1.1.2 Depósito colúvio-aluvionar

O Depósito colúvio-aluvionar ocorre na forma de uma rampa colúvio-aluvionar, ancorada ao sopé das encostas da Formação Barreiras, ao longo de uma paleofalésia, que se alonga até a planície costeira fazendo contato geológico direto com os depósitos quaternários holocênicos. Os sedimentos desse depósito possuem composição terrígena, formados por detritos resultantes da alteração das vertentes da Formação Barreiras, transportados por processos de solifluxão e de escoamento superficial difuso sendo posicionados muito próximos à área fonte. Adjacente ao domínio da planície costeira, o Depósito colúvio-aluvionar se encontra coberto por uma fina camada de sedimentos do manto eólico que se situa no topo das elevações da Formação Barreiras e são transportados encosta abaixo pela erosão local devido à retirada da vegetação.

O Depósito colúvio-aluvionar é aparentemente desprovido de estruturas sedimentares. Apresentam sedimentos mal selecionados contendo areia, silte e argila, que se distribuem de acordo com a dinâmica de retrabalhamento desses sedimentos e sua posição geográfica ao longo da encosta. Portanto, a granulometria

é bastante variada, por vezes, com presença de blocos imersos, além de coberturas de sedimentos cascalhosos e matacões na superfície (Figura 21).

Figura 21 - (A) Presença de blocos na porção superficial do Depósito colúvio-aluvionar; (B) Poço de coleta da amostra 28, enfatizando a cobertura sedimentar dos depósitos holocênicos do manto eólico que recobre a Formação Barreiras.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, março de 2016.

Os sedimentos analisados do Depósito colúvio-aluvionar correspondem as amostras 8, 23A, 23B e 26. Em relação à média granulométrica as amostras 8 ($2,39 \Phi$), 26 ($2,36 \Phi$), foram classificadas como areia fina enquanto que a amostra 23A ($1,81 \Phi$) e 23B ($1,93 \Phi$) como areia média (Figura 22).

As amostras de areia fina foram coletadas na parte mais distal da rampa coluvial, em contato com os sedimentos transicionais do Depósito marinho praiado dos cordões litorâneos regressivos, enquanto que as amostras de areia média foram coletadas na baixa encosta, com altitude um pouco mais elevada.

Com relação ao grau de seleção, as amostras variaram de muito pobremente selecionadas (26- $2,21 \Phi$), pobremente selecionadas (8- $1,66 \Phi$; 23B- $1,23 \Phi$) e moderadamente selecionadas (23B- $0,84 \Phi$). As amostras 23A ($0,12$) e 26 ($0,28$) possuem assimetria positiva, enquanto que as amostras 8 ($0,49$) e 23B ($0,31$) possuem assimetria muito positiva. Em relação curtose, as amostras 8 ($1,43$), 23^a ($1,21$) e 23B ($1,45$), apresentaram curvas leptocúrticas e a amostra 26 ($0,90$) apresentou curva mesocúrtica (Figura 23).

Figura 22 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 8, 23A, 23B e 26 do Depósito colúvio-aluvionar, do sistema deposicional continental.

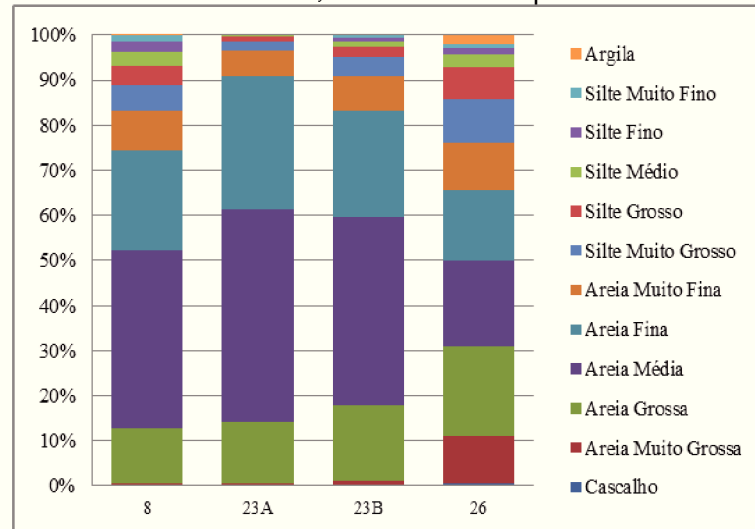
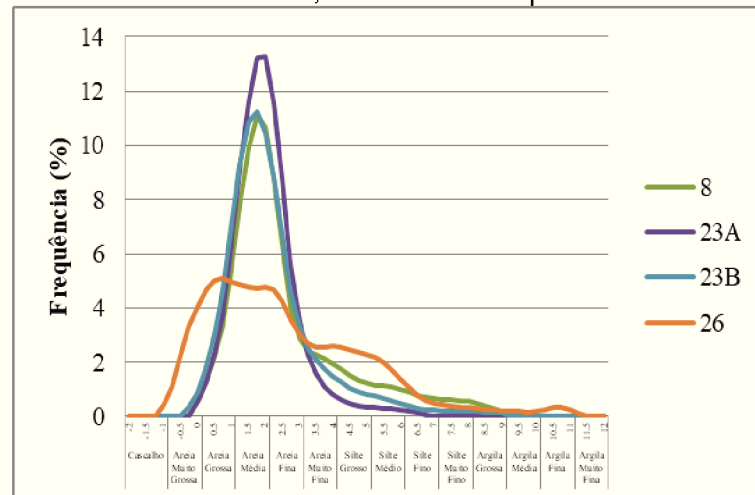


Figura 23 - Curvas de distribuição granulométrica das amostras 08, 23A, 23B, 26 do Depósito colúvio-aluvionar, do sistema deposicional continental.



5.1.1.1.3 Depósito de leque aluvial

O Depósito de leque aluvial, com idade atribuída ao Quaternário indiferenciado, ocorre encaixado nas paleodrenagens da Formação Barreiras, se apresentando como uma elevação isolada em meio aos depósitos mais recentes da planície costeira.

Os sedimentos do leque aluvial se espriam declive abaixo, a partir de da porção mais elevada da Formação Barreiras, ao atingir o domínio da planície

costeira se interdigitam com o Depósito marinho praial de cordões regressivos litorâneos do Holoceno (Figura 24).

Sua origem pode ser atribuída como resultado da deposição em sistemas de leques aluviais, que retrabalharam os sedimentos da Formação Barreiras, em condições climáticas semi-áridas, com chuvas esparsas e torrenciais, sob influência de processos gravitacionais e aluviais. Do ponto de vista textural, trata-se de acumulações arenosas, predominando as frações de areia grossa e média, contendo também seixos angulosos.

O setor mapeado corresponde ao leque mais distal do leque, com altitude variando entre 6 a 10m. Nessa área se conectam pequenos canais entrelaçados, que retrabalham atualmente esses sedimentos dispostos posteriormente na planície costeira.

Figura 24 - Vista panorâmica evidenciando o setor mais distal do leque aluvial, onde ocorre interdigitado aos sedimentos do Depósito marinho praial na forma de cordões regressivos. Em segundo plano, as elevações da Formação Barreiras sobrepostas por sedimentos eólicos holocênicos.



Fotografia: Irlanda Matos, fevereiro de 2016.

A amostra coletada dessa unidade corresponde à amostra 32, que apresentou 57,6% de areia média; 31,5% de areia grossa; 8,5% de areia fina; 1,6% de areia muito grossa e 1% de areia muito fina (Figura 25). Em relação ao diâmetro médio do grão ($1,24 \Phi$), ao valor de desvio padrão (0,57), assimetria (0,03) e curtose

(1,07), a amostra foi classificada como areia média, muito bem selecionada, aproximadamente simétrica e mesocúrtica (Figura 26).

Figura 25 - Gráfico da distribuição granulométrica da amostra 32 do Depósito de leque aluvial, do sistema deposicional continental.

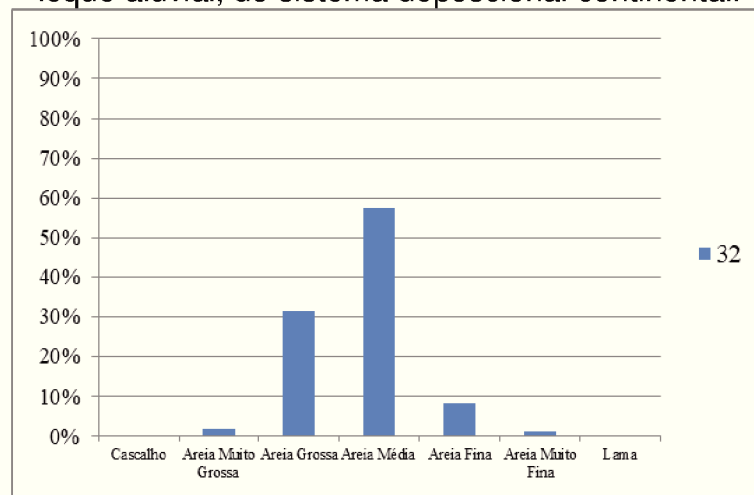
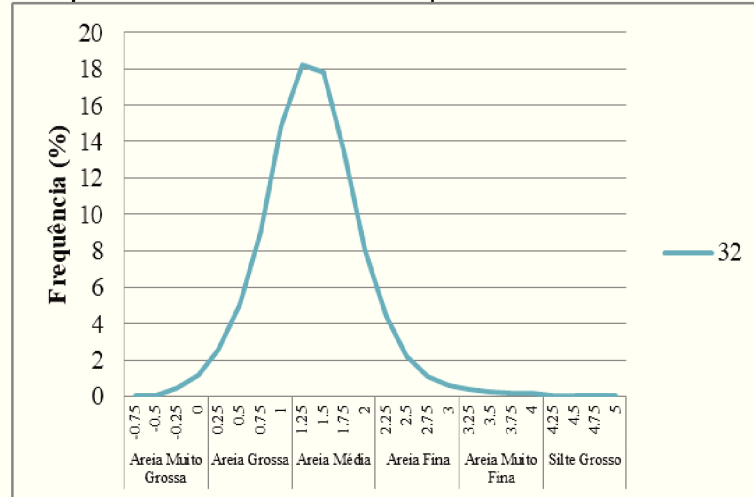


Figura 26 - Curvas de distribuição granulométrica da amostra 32 do Depósito de leque aluvial, do sistema deposicional continental.



5.1.1.2 Sistema deposicional transicional

Os depósitos transicionais se encontram dispostos no domínio da planície costeira, próximos à linha de costa atual, com exceção do Depósito eólico que ocorre na forma de manto eólico que está situado no topo da Formação Barreiras. A formação desses depósitos está relacionada aos eventos transgressivos e

regressivos do NMM, marcando momentos de retrogradação e progradação da linha de costa durante o Holoceno (5,1 ka AP). Neste sentido, foram originados sedimentos compostos por areias e silte, que constituem uma sucessão de ambientes marinhos praias, lagunares, eólicos e paludiais.

5.1.1.2.1 Depósito eólico

Os depósitos eólicos compõem uma das unidades mais expressivas da área de estudo, sendo diferenciados em dois grupos de acordo com a sua morfologia e sequência de deposição em: (1) Depósito eólico recobrimdo a Formação Barreiras, na forma de manto; (2) Depósito eólico na forma de dunas dispostos na planície costeira.

O manto eólico, sendo mais antigo na sucessão deposicional, representa grande extensão de afloramentos na área de estudo. Ocorrem de forma contínua em toda área mapeada, localizadas sobre as elevações da Formação Barreiras, atingindo altitudes elevadas de até 80m (Figura 27).

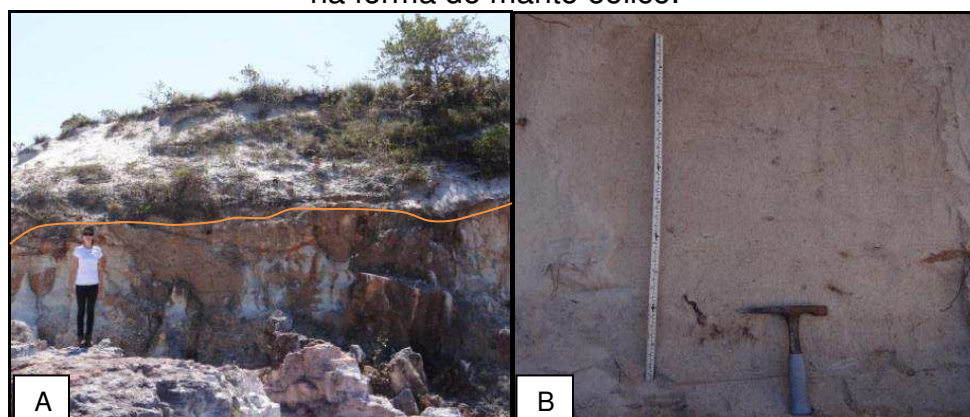
Essa unidade é caracterizada por sedimentos arenosos de formato irregular, sem apresentar morfologia característica de dunas, como as que acontecem na planície litorânea. No entanto, se dispõem na mesma direção que as dunas, paralelo à linha de costa, indicando a mesma direção de transporte, com ventos soprando de leste.

Próximos à área urbana, esses depósitos são suprimidos em decorrência da antropização e exploração das areias para construção civil. Nos demais locais, a instalação da cobertura vegetal, atribui caráter estacionário para parte deste depósito. Os sedimentos possuem cores claras, compostos por diferentes granulometrias, variando de areia grossa a fina e com grau moderado de selecionamento.

O Depósito eólico mais recente ocorre, essencialmente, sob a forma de dunas fixas (vegetadas), atualmente não apresentam atividade migratória. São pouco desenvolvidas, caracterizadas por topos suavemente planos, com cotas altimétricas variando de 2 a 9m. O processo de formação dessa unidade está relacionado à evolução do acúmulo de sedimentos controlados pela ação do vento,

que retrabalhou os sedimentos arenosos provenientes da praia atual, depositando-os em áreas mais distantes com fluxo unidirecional, quando o NMM se encontrava abaixo do atual durante o Holoceno.

Figura 27 - (A) Imagem do manto eólico sobreposto aos sedimentos da Formação Barreiras coberto por vegetação. (B) Estrutura sedimentar maciça do Depósito eólico na forma de manto eólico.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, fevereiro de 2016.

Na área de estudo, as dunas compreendem uma extensão longitudinal que acompanha todo o seguimento da linha de costa, onde faz contato com os sedimentos praias, apresentando feições de falésias esculpidas pela ação das ondas na preamar. Na porção mais afastada, a oeste, recobre parte da planície de cordões regressivos litorâneos, fazendo contato geológico direto com o Depósito lagunar. A sua continuidade é interrompida, em toda sua extensão, pelo contato com os sedimentos do Depósito paludial, que se desenvolveram nas margens de meandros que erodiram e retrabalharam boa parte dessas dunas.

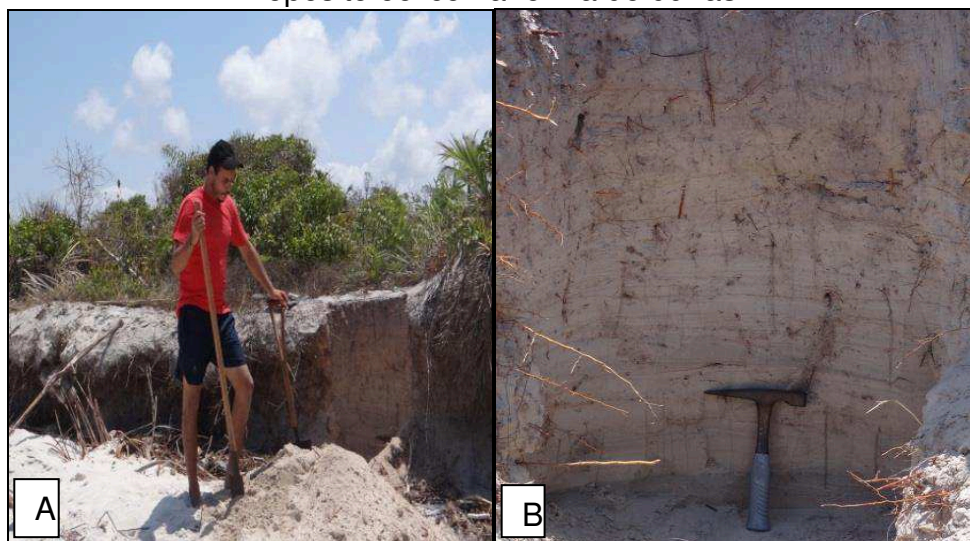
Os sedimentos que constituem esse depósito possuem cor bege clara, sendo compostos por areias finas bem selecionadas. A estrutura é maciça, com marcas de raízes, atribuídas a cobertura vegetal típica de ambiente de restinga (Figura 28).

Foram coletadas 11 amostras do Depósito eólico, três do Depósito eólico na forma de manto e oito do Depósito eólico na forma de duna.

As amostras 1, 2 e 3 correspondem ao manto eólico, posicionados sobre a Formação Barreiras. Quanto ao diâmetro médio, a amostra 1 foi classificada como areia grossa (46,7%). A amostra 2 foi classificada como areia média (35,6%) e a amostra 3 como areia fina (48,2%) (Figura 29). Quanto ao grau de seleção, todas as

amostras foram classificadas como moderadamente selecionadas. Em relação a assimetria, a amostra 1 (0,10) e 3 (0,25) possui assimetria positiva, enquanto a amostra 2 (-0,01) é considerada aproximadamente simétrica. Com relação à curtose, as amostras 1 (1,05) e 2 (1,04) possuem curva mesocúrtica e na 3 (1,44) a curva é leptocúrtica (Figura 30).

Figura 28 - (A) Dunas com feições erosivas de falésias, marcando o contato com o Depósito marinho praiado da praia de Lençóis. (B) Estrutura sedimentar maciça do Depósito eólico na forma de dunas.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, abril de 2017.

Para as amostras do depósito eólico na forma de duna, os diâmetros médios variam entre $2,1 \Phi$ e $2,6 \Phi$, sendo classificadas como areia fina. As distribuições granulométricas das amostras indicaram valores variando entre 58,4 a 75,3% de areia fina; 6,7% a 33,7% de areias médias e 0,5 a 2,3% areias grossas (as frações areia muito grossa e silte apresentaram concentrações inferiores a 1%) (Figura 30). A média do desvio padrão foi acima de 0,40; predominando as amostras bem selecionadas (5, 9B, 9C, 17, 20) e acima de 0,5 para as amostras moderadamente selecionadas (9A, 16, 21). Os valores de assimetria oscilaram entre 1,0 e 1,2; sendo todas as amostras aproximadamente simétricas. Quanto à curtose, as amostras 9A e 9B foram consideradas leptocúrticas as demais apresentaram valores entre 1,05 e 1,1, sendo consideradas mesocúrticas (Figura 31).

Figura 29 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 1, 2, 3, 5, 9A, 9B, 9C, 16, 17, 20, 21 do depósito eólico, do sistema deposicional transicional.

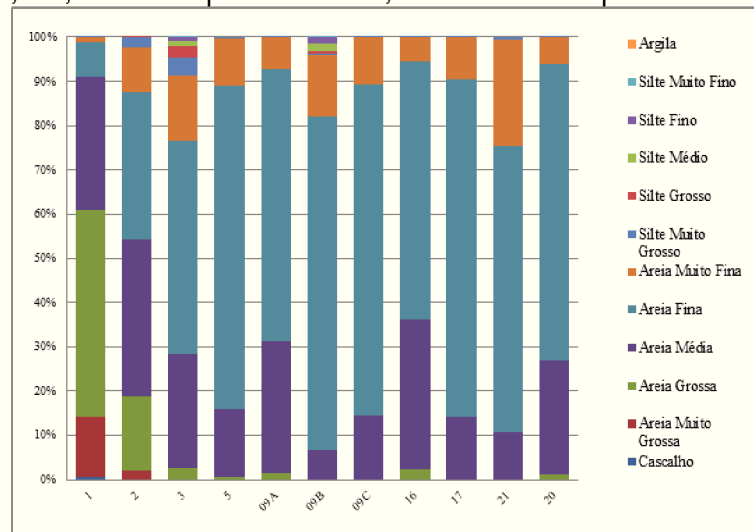
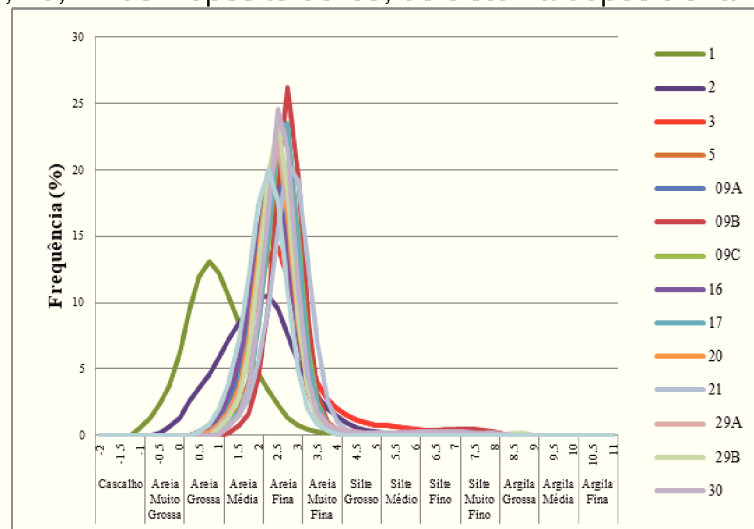


Figura 30 - Curvas de distribuição granulométrica das amostras 1, 2, 3, 5, 9A, 9B, 9C, 16, 17, 20, 21 do Depósito eólico, do sistema deposicional transicional.



5.1.1.2.2 Depósito lagunar

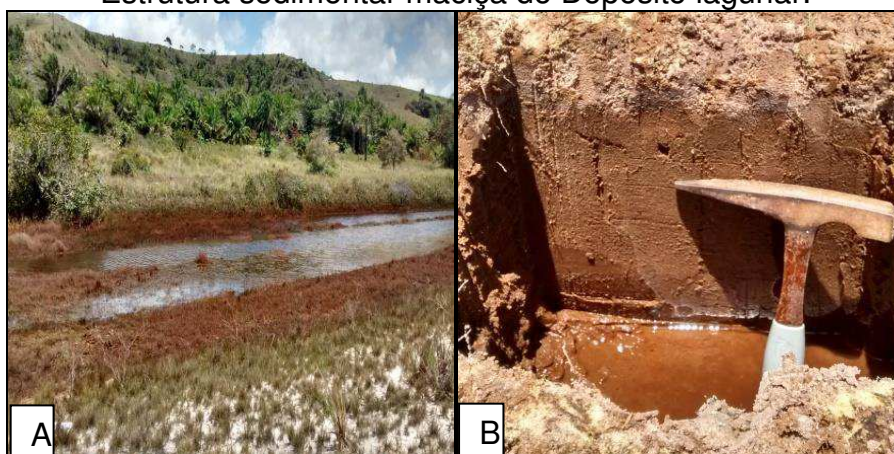
Os depósitos lagunares são pouco expressivos, afloram na forma de terraços alongados de superfície plana paralelos à linha de costa. As altitudes atingem cerca de 3-4m acima do nível médio do mar atual. Esta unidade faz contato geológico com os depósitos eólicos e os depósitos marinho praias.

As lagoas se situam, portanto, nas depressões intracordões, além de estarem associadas ao reverso de barreiras arenosas formadas pelo Depósito eólico na forma de duna.

Esses depósitos não possuem conexão com a rede fluvial ou com o oceano, se caracterizando como corpos aquosos alongados e rasos periodicamente inundados de acordo com o regime de chuvas da região. Em períodos secos as lagoas se esvaziam e são recobertas localmente por sedimentos eólicos adjacentes.

Acerca da granulometria, o Depósito lagunar é constituído de areias finas, bem selecionadas, de cores alaranjadas. Apesar de se apresentar como ambiente redutor, não possui presença de biodetritos, como conchas calcáreas ou quantidade expressiva de matéria orgânica. Possuem estrutura sedimentar maciça e se aproximam das características sedimentológicas dos depósitos eólico e marinho praiado (Figura 31).

Figura 31 - (A) Aspecto geral do Depósito lagunar que ocorre na área de estudo. (B) Estrutura sedimentar maciça do Depósito lagunar.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, abril de 2017.

As amostras que correspondem a esse depósito são: 4 e 18. Os sedimentos são predominantemente arenosos, com teores acima de 70% de areia fina, em ambas as amostras. A amostra 4 apresentou 100% de areia. Entre as areias, predomina a classe de areia fina (74,5%), seguido da areia média (16,5%), areia muito fina (8,8%) e areia grossa (0,1%). A amostra 18 predomina a classe de areia fina (74,5%), seguido da areia média (17,3%), areia muito fina (9,8%), areia grossa (0,2%) e silte muito grosso (0,2%) (Figura 32). Considerando os respectivos valores da média (2,43 Φ), desvio padrão (0,45 e 0,47), assimetria (-0,04 e -0,05) e da curtose (1,07 e 0,09), as amostras foram classificadas como areia fina, bem

selecionada, aproximadamente simétrica e mesocúrtica, respectivamente (Figura 33).

Figura 32 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 4, 18 do Depósito lagunar, do sistema deposicional transicional.

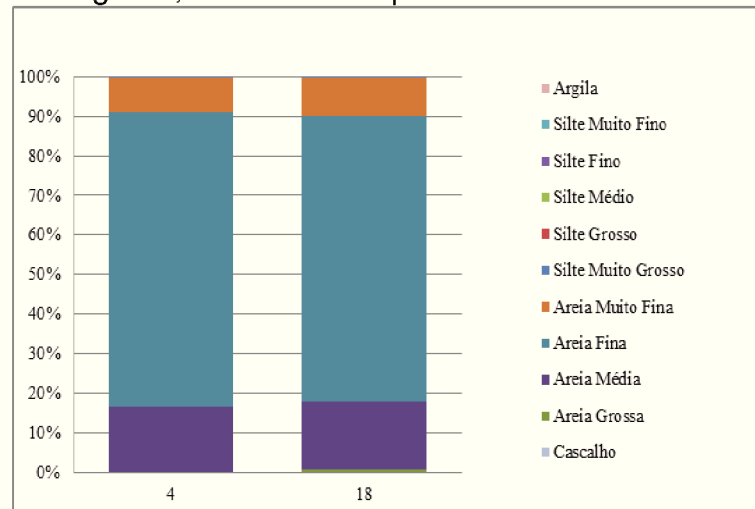
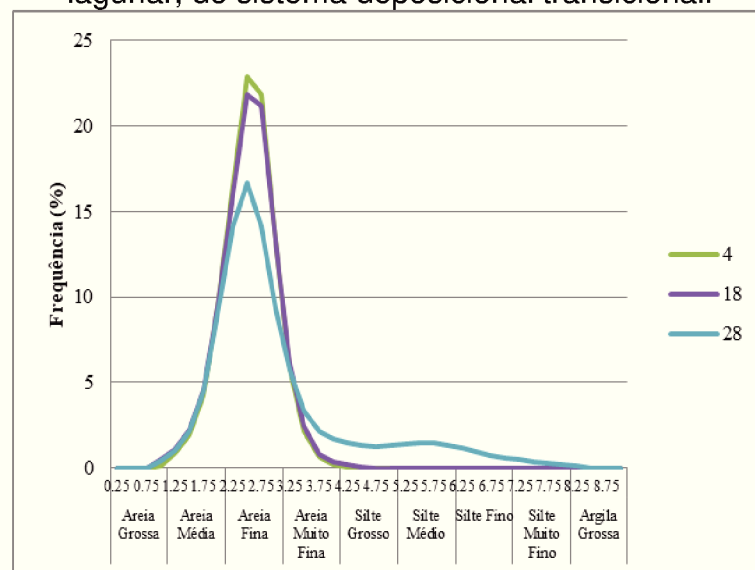


Figura 33 - Curvas da distribuição granulométrica das amostras 4 e 18 do Depósito lagunar, do sistema deposicional transicional.



5.1.1.2.3 Depósito paludial

Ao longo da área de estudo, o Depósito paludial restringe-se às margens dos canais meandranes, sob influência dos ambientes marinho e fluvial, compondo uma alongada planície flúvio-marinha paralela à linha de costal atual.

O Depósito paludial faz contato geológico direto com o Depósito eólico e com o Depósito marinho praiado. Ainda comporta um sistema estuarino, o qual se encontra em processo acelerado de preenchimento. Representa juntamente com o Depósito lagunar os ambientes de baixa energia hidrodinâmica, ocorrendo em zonas pantanosas e abrigadas, pouco profundas, sob influência de maré, sendo parcialmente inundadas, durante a maré enchente e exposta na maré vazante.

Na área de estudo os depósitos paludiais ainda podem ser classificados em termos ecossistêmicos por um extenso manguezal, com espécies arbóreas que recobrem a planície flúvio-marinha em sua totalidade. As associações vegetais que compõem esse ecossistema consiste, principalmente, da espécie *Rhizophora mangle*. O estrato arbóreo se encontra bem preservado, onde a principal característica é a estrutura desenvolvida por raízes aéreas e pneumatóforos.

Sua tendência evolutiva se dá pelo processo de colmatação dos corpos hídricos pelo aporte de sedimentos transportados pelos canais fluviais e erosão dos depósitos eólicos na forma de duna, onde a vegetação progride sobre as margens dos meandros à medida que a hidrodinâmica diminui.

Os sedimentos são compostos pela mistura de frações de areia e silte, com predominância de areia fina a muito fina, ricos em matéria orgânica. Apesar da influência de mais de um ambiente de sedimentação, não foi identificada alternância de estratos, possuindo estrutura maciça. A coloração marrom escura do sedimento e o forte odor podem se atribuídos à presença de matéria orgânica em decomposição em ambiente redutor (Figura 34).

Os sedimentos coletados do Depósito paludial são as amostras 10 e 15. As classes granulométricas variam entre areia e silte, na amostra 10 a distribuição indica: areia grossa (1,3%), areia média (23,3%), areia fina (65%), areia muito fina (6,3%), silte muito grosso (0,1%). Na amostra 15 a distribuição indica: Areia grossa (1,8%), areia média (22,9%), areia fina (40,8%), areia muito fina (10,4%), silte muito grosso (8,0%), silte grosso (10,0%), silte médio (4,9%), silte fino (1,1%) (Figura 35). Em relação à média granulométrica os sedimentos são compostos por areia fina (2,26 Φ) e areia muito fina (3,0 Φ), moderadamente bem selecionadas (0,5 Φ) e pobremente selecionadas (1,3 Φ), aproximadamente simétrica (-0,06) e com

assimetria muito positiva (0,53), respectivamente. Ambas apresentaram curva granulométrica mesocúrtica (

Figura 36).

Figura 34 - (A) Visão geral do Depósito paludial nas margens do meandro. (B) Planície flúvio-marinha com sedimentos ricos em matéria orgânica.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, setembro de 2017.

Figura 35 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 10 e 15 do Depósito paludial, do sistema deposicional transicional.

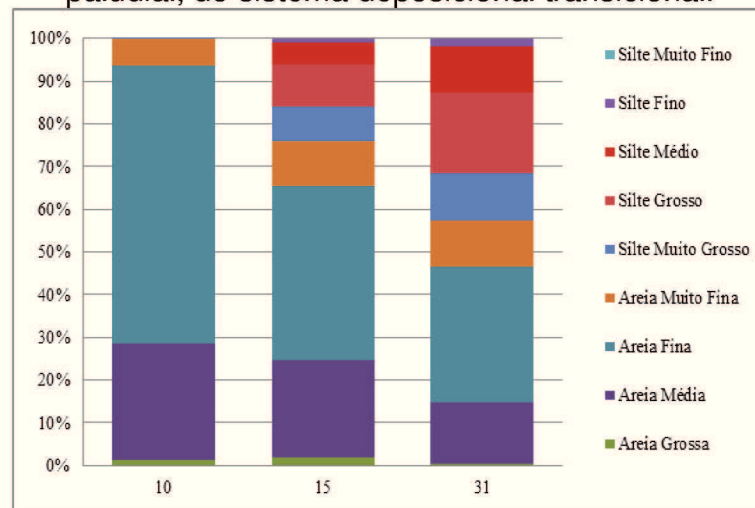
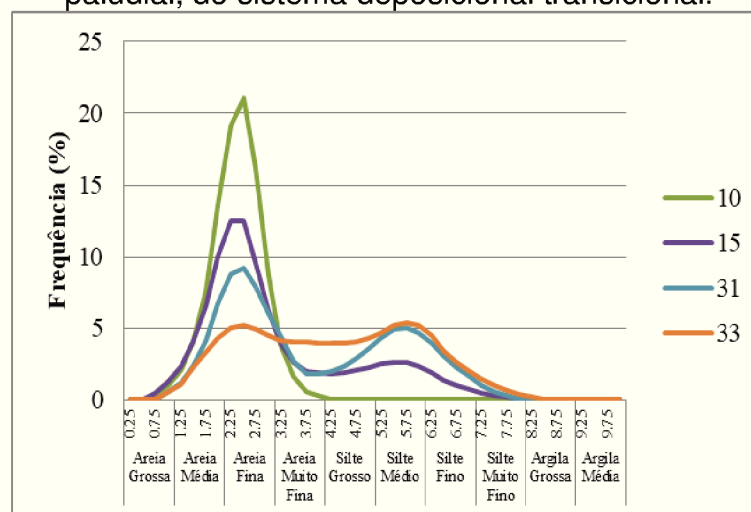


Figura 36 - Curvas da distribuição granulométrica das amostras 10 e 15 do Depósito paludial, do sistema deposicional transicional.



5.1.1.2.4 Depósito marinho praial

Os sedimentos do Depósito marinho praial apresentam ampla distribuição ao longo de toda a planície costeira e zona litorânea, ocorre na forma de uma planície de cordões regressivos litorâneos (*strand plain*) e praia de Lençóis.

Os cordões regressivos possuem maiores larguras em relação à praia de Lençóis e se situam mais ao interior da área mapeada, apoiados diretamente contra a porção externa do Depósito colúvio-aluvionar e Depósito de leque aluvial do sistema deposicional continental. Esse depósito se repete ao longo de toda a planície costeira, sendo mais expressivo ao sul da área de estudo próximo à localidade da ilha de Comandatuba.

A dinâmica costeira que propiciou a formação da planície de cordões regressivos litorâneos pode ser atribuída à fase regressiva subsequente ao máximo transgressivo da Última Transgressão de 5.1 ka AP, indicando antigas posições da linha de costa. O lineamento dos cordões é caracterizado por uma sucessão de cristas praias semi-contínuas, estreitamente próximas e paralelas entre si intercaladas às cavas, atribuindo um caráter suavemente ondulado a planície que atinge até 6m de altitude na área de estudo (Figura 37).

Nesse sentido, é possível perceber que nas cavas se desenvolve uma vegetação típica de áreas úmidas, com maior influência de matéria orgânica. Já os topos das cristas se encontram cobertos por uma vegetação de restinga herbácea.

Figura 37 - Visão para leste dos lineamentos de cordões regressivos litorâneos. Em segundo plano, os depósitos eólicos e lagunares.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, março de 2017.

O Depósito marinho praiar da praia de Lençóis se estende desde o nível de baixamar média até a faixa de dunas vegetadas, que configura o limite superior das ondas de tempestade. Seu processo de sedimentação está relacionado à transferência dos sedimentos da plataforma continental para a zona praiar.

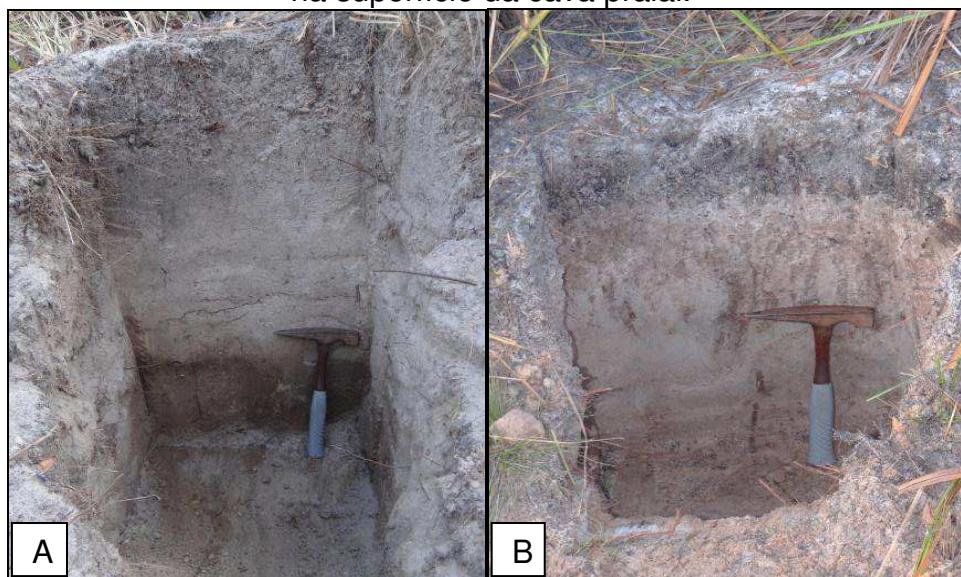
A praia de Lençóis possui formato retilíneo composto por uma estreita faixa arenosa, dividida entre os setores de antepraia (estirâncio) e o pós-praia (berma). Próximo ao estuário essa faixa litorânea se amplia em decorrência do aporte de sedimentos advindos do avanço de uma barra arenosa frente à desembocadura dos meandros que seccionam a planície flúvio-marinha.

Na face da praia é possível observar marcas de ondulações e também a presença de detritos vegetais, trazidos pela deriva litorânea que transporta o material erodido pelo rio Una e deposita na praia.

O Depósito marinho praiar, como um todo, é constituído por areias quartzosas com granulometria fina, variando entre moderadamente a bem

selecionadas. Os sedimentos dos cordões litorâneos possuem estrutura maciça e coloração clara, no entanto nas cavas, os sedimentos desse depósito são cobertos por uma camada superficial de coloração escura, em função da presença de matéria orgânica (Figura 38).

Figura 38 - (A) Imagem do poço no Depósito marinho praiar exibindo estrutura maciça. (B) Imagem do poço no Depósito marinho praiar exibindo camada orgânica na superfície da cava praiar.



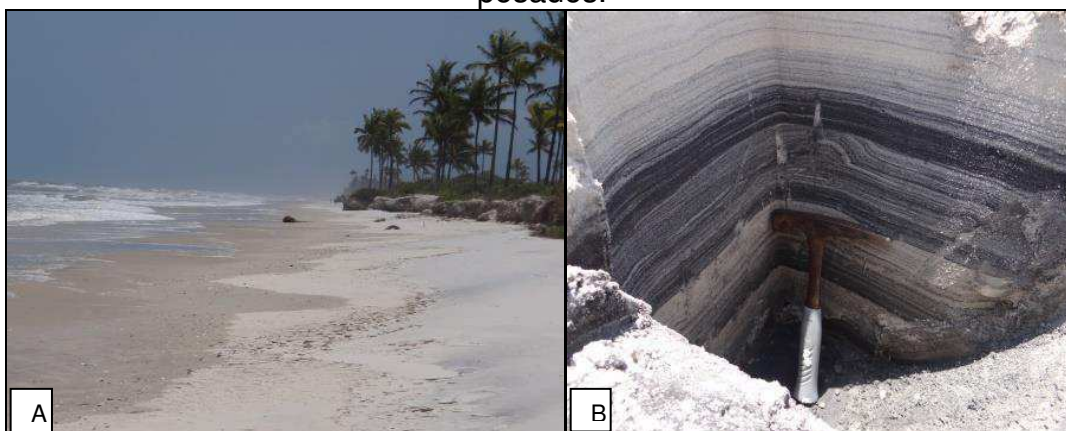
Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, abril de 2017.

Os sedimentos da praia apresentam estratificação plano-paralela horizontalizada com estratos arenosos, presença de quartzo e minerais opacos (pesados). As cores das amostras possuem tons variados de cinza em função dos diferentes níveis de concentração dos minerais pesados (Figura 39).

As amostras que representam o Depósito marinho praiar na forma de cordões regressivos litorâneos na área de estudo são: 24 e 25. As amostras referentes aos sedimentos da praia de Lençóis são: 6, 11, 12, 13, 14 e 19.

A distribuição granulométrica das amostras do Depósito marinho praiar, como um todo, apresentaram as classes areia grossa, areia média, areia fina, muito fina e lama, com exceção da amostra 6 que não apresentou a classe areia grossa.

Figura 39 - (A) Visão geral do setor de pós-praia da praia de Lençóis (B) Estratificação plano-paralela horizontalizada com níveis alternados de quartzo e pesados.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, setembro de 2017.

As maiores porcentagens variaram entre as classes areia média à muito fina, apresentando concentrações inferiores a 1% nas classes areia grossa e lama, com exceção da amostra 13 que apresentou concentração de 2,7% de areia grossa. A média granulométrica das amostras variou entre 2,01 Φ (13) e 2,73 Φ (6), sendo atribuídas à classe modal areia fina (Figura 40). Os valores de desvio padrão variaram de 0,40 (6) a 0,51 (11), dessa forma, as amostras apresentaram grau de seleção entre moderadamente selecionado (11 e 13) a bem selecionado (06, 12, 13, 19, 24 e 25).

Com base na assimetria as amostras foram consideradas simétricas (média de -0,05), com exceção da amostra Una19, que apresentou média de -0,33, sendo classificada como negativamente assimétrica. Com base nos valores de curtose que variaram de 1,17 (6) a 1,07 (25), as amostras foram classificadas como mesocúrticas, com exceção da amostra 6 (1,17), classificada como leptocúrtica (Figura 41).

Figura 40 - Gráfico da distribuição granulométrica das amostras 6, 11, 12, 13, 14, 19, 24 e 25 do Depósito marinho praial, do sistema transicional.

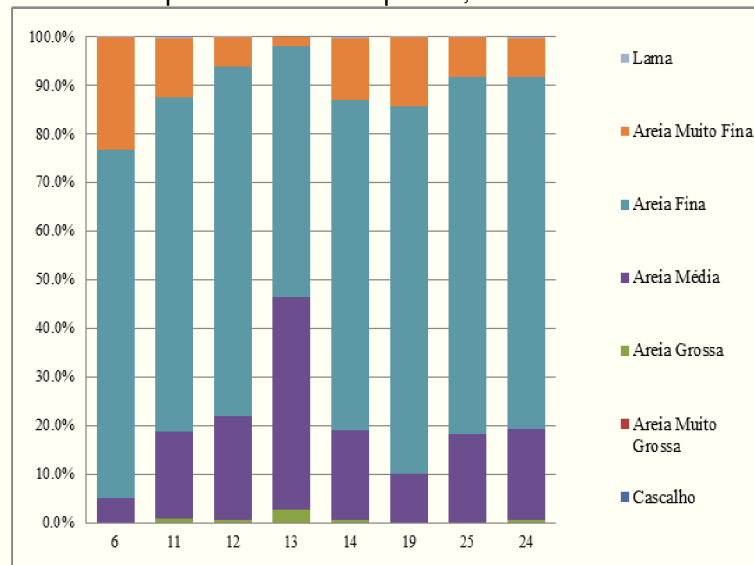
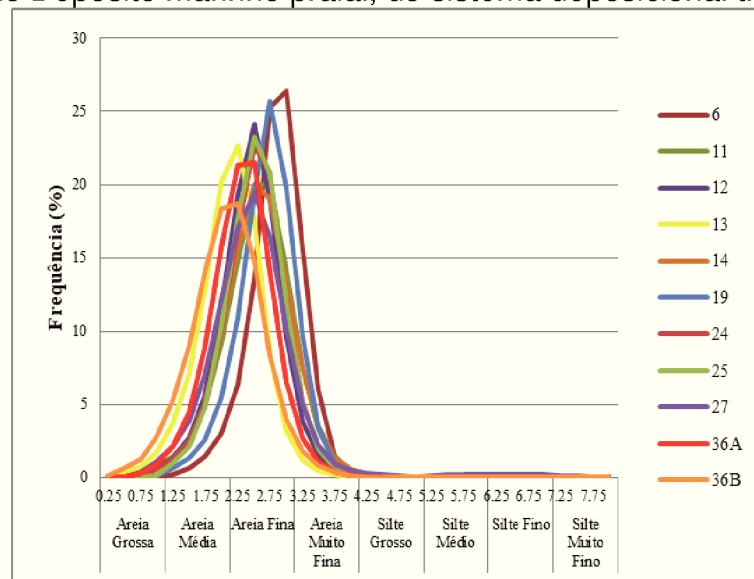


Figura 41 - Curvas da distribuição granulométrica das amostras 6, 11, 12, 13, 14, 19, 24 e 25 do Depósito marinho praial, do sistema deposicional transicional.



5.2 FEIÇÕES GEOMORFOLÓGICAS ASSOCIADAS

As feições geomorfológicas estudadas são reflexos da ação dos agentes exógenos. Estes foram responsáveis pelo intemperismo, transporte e deposição de sedimentos, provocando a modificação e evolução das formas de relevo presentes na área de estudo. Tais formas ainda estão associadas aos tipos de modelado submetidos a uma mesma gênese e processos morfogenéticos semelhantes, divididos entre modelados de dissecação e modelados de acumulação.

Dessa forma, a geomorfologia da área de estudo pode ser definida, de modo hierarquizado, de acordo com os aspectos morfoestruturais e morfoesculturais entre: (A) sedimentos terciários da Formação Barreiras representados pelos tabuleiros pré-litorâneos, que compõe o modelado de dissecação. (B) depósitos sedimentares quaternários representado pela planície costeira, que por sua vez, é dominada por processos morfodinâmicos marinhos e terrígenos, compondo os modelados de acumulação (Figura 42).

Figura 42 - Domínio dos tabuleiros pré-litorâneos (A) e da planície costeira (B), separados pela BA 001 (em vermelho).



Fonte: Imagem obtida da nuvem de pontos.

Dentro desse padrão, a compartimentação geomorfológica da área de estudo foi individualizada em nove classes (tabuleiros pré-litorâneos, rampa colúvial, leque aluvial, manto eólico recobrimdo a Formação Barreiras, planície de cordões regressivos litorâneos, terraço lagunar, duna, planície flúvio-marinha e praia) que

interagem com as unidades geológicas, de acordo com os diferentes níveis topográficos e morfológicos encontrados (Apêndice).

A unidade geomorfológica tabuleiro pré-litorâneo possui formas tabulares com topos aplainados e relevo esculpido sobre os sedimentos continentais de idade terciária da Formação Barreiras, típicos de modelado de dissecação. Os topos dos tabuleiros são superpostos, em quase sua totalidade, por uma cobertura de sedimentos arenosos na forma de um manto eólico. Nas áreas onde esse compartimento se encontra exposto apresenta um padrão das formas dominadas por processos erosivos em diferentes níveis apresentando feições de sulcos, ravinas e voçorocas, devido à alta densidade de incisões resultantes da atuação predominante da erosão pluvial (escoamento concentrado) (Figura 43). Os tabuleiros também apresentam maior altitude e inclinação em relação à planície costeira, atingindo elevações de até 80m na área de estudo, enquanto que as elevações na planície costeira atingem no máximo 10m.

Figura 43 - Erosão das vertentes da Formação Barreiras.



Fotografia: Ingrid Matos de Araújo Góes, janeiro de 2016.

A planície costeira pode ser diferenciada por dois processos morfogenéticos distintos: a) os padrões das formas que ocorrem dominados pelos processos de acumulação, representadas por sedimentos com influência continental, na forma de rampas coluviais e leque aluvial b) os padrões das formas que ocorrem dominados pelos processos de acumulação, representadas por sedimentos com influência marinha, na forma de manto eólico, planície de cordões regressivos litorâneos, terraço lagunar, duna, planície flúvio-marinha e praia de Lençóis.

As rampas coluviais são resultantes da deposição dos sedimentos transportados ao longo das vertentes, em ambientes de menor energia localizados ao pé das encostas da Formação Barreiras, onde assume maiores dimensões na área de estudo. Essa unidade que recobre as irregularidades topográficas das vertentes da Formação Barreiras ocorre em segmentos côncavos e ao se aproximar das áreas mais planas assume uma superfície suavemente inclinada, atingindo os patamares da planície de cordões litorâneos regressivos.

O modelado de acumulação representado pela unidade geomorfológica de leque aluvial é marcado pelo contraste topográfico, representando uma zona de transição entre a planície costeira e os tabuleiros pré-litorâneos. A sua forma de leque é representada pela irradiação sedimentos que se deslocam declive abaixo, a partir de ápices localizados nas elevações da Formação Barreiras. A deposição desses sedimentos ocorre sob a combinação de processos aluviais e gravitacionais. O modelado de acumulação de leque aluvial, em si, compreende os setores proximal, mediano e distal. No entanto, a representação dessa unidade na área mapeada corresponde à sua porção mais distal, que ocorre sob um plano inclinado de menor gradiente, com altitudes entre 10 a 8m, representando uma elevação isolada que se interdigita aos depósitos mais recentes da planície de cordões regressivos litorâneos (Figura 44).

Figura 44 - Visão frontal da porção distal do leque aluvial.



Imagem obtida da nuvem de pontos.

As unidades geomorfológicas dominadas pelos processos de formação com influência marinha ocupam as áreas mais planas da planície costeira da área de estudo, apresentando leve inclinação em direção ao mar. As formas dessas unidades estão relacionadas aos modelados de acumulação marinha, eólica, lagunar e flúvio-marinha, que correspondem aos processos agradacionais do Holoceno (nos últimos 5,1 ka AP). Os modelados de acumulação marinha ocorrem em dois níveis topográficos, o primeiro deles consiste na planície de cordões regressivos litorâneos e o segundo na praia arenosa de Lençóis. A planície de cordões regressivos litorâneos atinge 6m de altitude na área de estudo, com diferença de altura e espaçamento das cristas praias em relação às cavas na ordem de 1m. Essa morfologia irregular é resultado de movimentos de ascensão e descensão gradual do nível do mar. A praia de Lençóis é representada por uma estreita faixa arenosa esculpida por processos marinhos de alta energia, com amplitudes entre alguns centímetros a 3m. O setor do pós-praia é formado por uma superfície horizontal separado da zona de estirâncio por uma quebra de declive evidenciada por uma linha de baixo ângulo de inclinação em direção ao mar. Atualmente também é possível perceber uma dinâmica erosiva da costa que formam pequenas falésias esculpidas sobre as dunas frontais por processo de abrasão marinha e pela presença de coqueiros na face da praia.

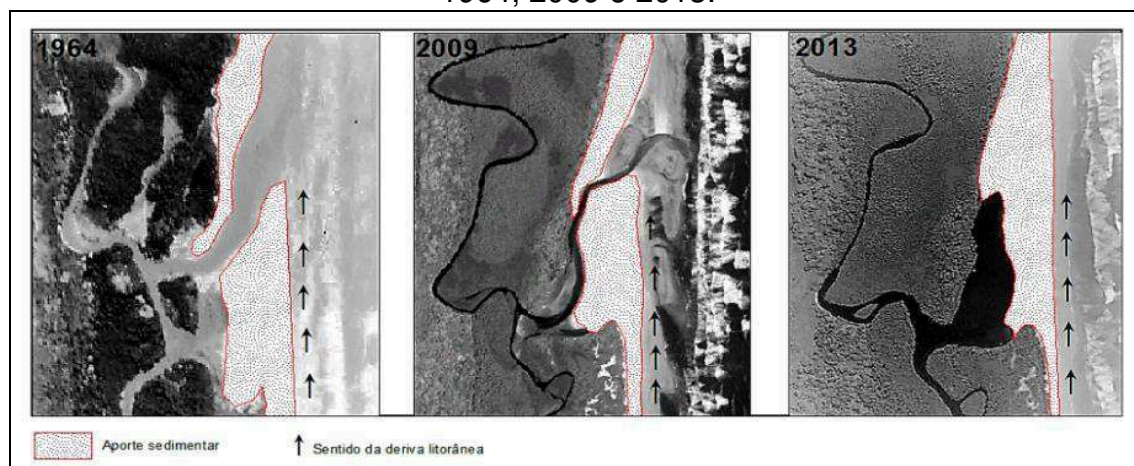
O modelado de acumulação lagunar está associado às margens de corpos lagunares rasos bastante fragmentados e corresponde a forma de terraços lagunares pouco expressivos de morfologia plana, situados a 4m de altitude. Essa unidade foi formada a partir de processos de inundação das depressões intra-cordões da planície de cordões regressivos litorâneos durante níveis marinhos holocênicos mais altos. Nessa época as lagoas deveriam possuir maiores dimensões na área de estudo.

As formas que representam os modelados de acumulação de gênese eólica correspondem às formas de manto eólico e duna. O manto eólico acha-se totalmente sobreposto aos tabuleiros pré-litorâneos, na porção continental da área de estudo, o qual comporta como uma capa arenosa. Ocorre, portanto em altitudes muito elevadas podendo atingir até 90m. Já as dunas ocorrem no domínio da planície costeira e apresentam-se alongadas, sendo que o comprimento prevalece em

relação à altitude, tendo topos quase aplainados e altitudes variando em torno de 3 a 5m. Na área em que faz limite com o setor do pós-praia apresenta um alinhamento de falésias marcando o limite superior atingido por ondas de tempestade evidenciando o processo erosivo o qual a praia de Lençóis se encontra submetido.

A planície flúvio-marinha compreende um conjunto de formas de relevo plano com altitude de 4m, de gênese mista com a interação de processos fluviais e marinhos em sua formação. Localiza-se de forma restrita ao longo das margens dos meandros que a seccionam, abrangendo uma área expressiva da planície costeira. Ao longo dessa unidade se desenvolve um sistema estuarino, sendo o único apresentar acelerado processo de preenchimento pelo desenvolvimento de um pontal arenoso (ou ilha barreira) no município de Una. Esse processo de sedimentação é recente e ocorre devido à deposição de sedimentos transportados pelas correntes costeiras no sentido da deriva litorânea de norte para sul. As fotos aéreas de 1964 e imagens históricas de 2009 e 2013 do *Google Earth* mostram claramente a evolução da barra arenosa sobre o canal estuarino na área de estudo (Figura 45).

Figura 45 - Dinâmica de sedimentação do complexo estuarino entre os anos de 1964, 2009 e 2013.



Fonte: *Google Earth*.

5.3 ANÁLISE GRANULOMÉTRICA ENTRE AS UNIDADES DEPOSICIONAIS

A partir do trabalho de campo e análises granulométricas, foram obtidas as características sedimentares dos depósitos da área de estudo. A análise a seguir apresenta os dados estatísticos gerais das 31 amostras coletadas ao longo dos nove depósitos, visto que a caracterização individual de cada um se encontra contemplada no item 5.1.1.

O

Quadro 3 expõe as porcentagens das classes granulométricas obtidas através da análise do diâmetro do grão agrupados por ambiente de sedimentação. As classes granulométricas estão representadas como cascalho, areia e lama. A ordem cascalho não apresenta subdivisão, já a areia está subdividida em subclasses areia muito grossa (Amg), areia grossa (Ag), areia média (Am), areia fina (Af) e areia muito fina (Amf), e a classe de lama corresponde as subdivisões silte e argila.

A classe cascalho está presente apenas nas amostras 1 e 26 em concentrações menores que 1%. Ao contrário desta, está à divisão da classe de areia, que apresenta valores de porcentagens altos em grande parte das amostras, chegando a 100% em três das quarenta e uma amostras (4, 13, 32). Essa classe não se faz presente apenas na amostra 22, que apresentou seu valor total em lama, classe que apresenta valores bem distintos entre as amostras, sendo que em 59% do total das amostras apresentaram valores abaixo de 1%, e ausente nas 6 amostras com valores de porcentagem total em areia.

A classe areia apresentou as subclasses areia média, areia fina e areia muito fina em todas as amostras (exceto na 22), sendo a mais significativa a areia fina, com valores acima de 50% em 26 amostras. A subclasse areia muito grossa esteve presente em 22% das amostras, porém apenas nas amostras 1 e 26 apresentaram teores acima de 10%. A areia grossa não foi encontrada apenas nas amostras 6, 9B e 22. As maiores frequências foram de 46,7% e 31,5%, 1 e 32 respectivamente, e em 21 amostras coletadas obtiveram concentrações inferiores a 5%.

As subclasses silte e argila (lama) apresentaram grande diferença entre si, pois a argila esteve presente apenas em cinco amostras (8, 22, 26, 40 e 41) já o silte

foi observado em 85% das amostras, ou seja, em todas que obtiveram lama, sendo os valores mais expressivos encontrados nas amostras 22 (97,1%), 33 (52,8%) e 40 (46,6%).

Quadro 3. Teores (%) das classes granulométricas nas amostras de sedimentos superficiais dos depósitos estudados.

Amostra	Cascalho	Amg	Ag	Am	Af	Amf	Areia	Silte	Argila	Lama
1	0,5	13,7	46,7	30,1	7,7	1,1	99,3	0,2	0,0	0,2
2	0,0	2,1	16,6	35,6	33,1	10,3	97,7	2,3	0,0	2,3
3	0,0	0,0	2,6	25,9	48,2	14,6	91,2	8,7	0,0	8,8
4	0,0	0,0	0,1	16,5	74,5	8,8	1,00	0,0	0,0	0,0
5	0,0	0,0	0,5	15,4	73,2	10,7	99,7	0,3	0,0	0,3
6	0,0	0,0	0,00	5,2	71,5	23,2	99,9	0,1	0,0	0,1
8	0,0	0,5	12,2	39,5	22,1	8,8	83,1	16,8	0,1	16,9
9A	0,0	0,0	1,5	29,7	61,5	7,2	99,9	0,1	0,0	0,1
9B	0,0	0,0	0,0	6,7	75,3	0,14	0,96	0,04	0,0	0,04
9C	0,0	0,0	0,1	14,3	74,9	10,6	99,9	0,1	0,0	0,1
10	0,0	0,0	1,3	27,3	0,65	6,3	99,9	0,1	0,0	0,1
11	0,0	0,0	0,7	0,18	68,8	12,3	99,8	0,2	0,0	0,2
12	0,0	0,0	0,6	21,4	71,9	6,1	99,9	0,1	0,0	0,1
13	0,0	0,0	2,7	43,8	51,7	1,8	1,00	0,00	0,0	0,0
14	0,0	0,0	0,6	18,5	67,9	12,8	99,8	0,2	0,0	0,2
15	0,0	0,0	1,8	22,9	40,8	10,4	75,9	0,24	0,0	24,1
16	0,0	0,0	2,3	33,7	58,4	5,5	99,9	0,1	0,0	0,1
17	0,0	0,0	0,1	14,2	76,2	9,5	99,9	0,1	0,0	0,1
18	0,0	0,0	0,5	17,3	72,3	9,8	99,8	0,2	0,0	0,2
19	0,0	0,0	0,1	9,9	75,7	14,2	99,9	0,1	0,0	0,1
20	0,0	0,0	1,1	25,8	0,67	0,06	99,9	0,1	0,0	0,1
21	0,0	0,0	0,1	10,5	0,65	23,9	99,4	0,6	0,0	0,6
22	0,0	0,0	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	97,1	0,0	1,00
23A	0,0	0,5	13,7	47,2	29,5	5,7	96,6	3,3	0,0	3,4
23B	0,0	1,2	16,6	41,9	23,5	7,8	0,91	8,9	0,0	0,09
24	0,0	0,0	0,6	18,7	72,5	0,08	99,8	0,2	0,00	0,2
25	0,0	0,0	0,1	18,2	73,6	0,08	99,9	0,1	0,00	0,1
26	0,4	10,7	19,8	19,1	15,5	10,4	75,6	22,1	1,9	0,24
32	0,0	1,6	31,5	57,6	8,3	0,01	1,00	0,00	0,0	0,00
40	0,0	1,4	12,2	12,4	10,3	15,4	51,8	46,6	1,6	48,2
41	0,0	0,6	12,7	18,9	16,3	0,15	63,6	35,2	1,2	36,4

Amostra 1, 2 e 3 = Depósito eólico (manto eólico); amostras 4, 18 = Depósito lagunar; amostras 5, 9A, 9B, 9C, 16, 17, 20, 21 = Depósito eólico (duna); amostras 6, 11, 13, 12, 14, 19 = Depósito marinho praiado (praia); amostra 8, 23A, 23B e 26 = Depósito colúvio-aluvionar; amostras 10, 15 = Depósito paludial; amostras 22, 40 e 41 = Formação Barreiras; amostras 24 e 25 = Depósito marinho praiado (planície de cordões regressivos litorâneos); amostra 32 = Depósito de leque aluvial.

A partir dos teores granulométricos foi possível realizar uma análise estatística para melhor classificação das unidades geológicas deposicionais e avaliação das características granulométricas (Quadro 4).

Quadro 4. Parâmetros estatísticos das amostras de sedimentos superficiais dos depósitos estudados.

Amostra	Média	Textura	Dp	Seleção	Ski	Assimetria	Kg	Curtose
1	0.83	Areia grossa	0.82	Ms	0.10	P	1.05	M
2	1.87	Areia média	0.99	Ms	-0.01	AS	1.04	M
3	2.48	Areia fina	0.96	Ms	0.25	P	1.44	L
4	2.43	Areia fina	0.45	Bs	-0.04	AS	1.07	M
5	2.46	Areia fina	0.47	Bs	-0.05	AS	1.11	M
6	2.73	Areia fina	0.41	Bs	-0.08	AS	1.17	L
8	2.39	Areia fina	1.66	Ps	0.49	MP	1.43	L
9A	2.23	Areia fina	0.53	Ms	-0.01	AS	1.11	L
9B	2.64	Areia fina	0.46	Bs	0.08	AS	1.25	L
9C	2.48	Areia fina	0.46	Bs	-0.06	AS	1.09	M
10	2.26	Areia fina	0.51	Ms	-0.06	AS	1.08	M
11	2.44	Areia fina	0.52	Ms	-0.07	AS	1.06	M
12	2.32	Areia fina	0.45	Bs	-0.07	AS	1.09	M
13	2.02	Areia fina	0.47	Bs	-0.09	AS	1.07	M
14	2.44	Areia fina	0.52	Ms	-0.02	AS	1.06	M
15	3.10	Areia muito fina	1.54	Ps	0.53	MP	1.06	M
16	2.17	Areia fina	0.55	Ms	-0.06	AS	1.05	M
17	2.46	Areia fina	0.44	Bs	-0.05	AS	1.10	M
18	2.43	Areia fina	0.48	Bs	-0.05	AS	1.09	M
19	2.57	Areia fina	0.43	Bs	-0.10	N	1.07	M
20	2.27	Areia fina	0.49	Bs	-0.06	AS	1.10	M
21	2.66	Areia fina	0.52	Ms	-0.06	AS	1.06	M
22	5.96	Silte muito grosso	1.19	Ps	0.41	MP	1.05	M
23A	1.81	Areia média	0.84	Ms	0.12	P	1.21	L
23B	1.93	Areia média	1.23	Ps	0.31	MP	1.45	L
24	2.39	Areia fina	0.48	Bs	-0.06	AS	1.09	M
25	2.39	Areia fina	0.46	Bs	-0.03	AS	1.07	M
26	2.36	Areia fina	2.21	MPs	0.28	P	0.90	M
32	1.24	Areia média	0.57	Bs	0.03	AS	1.07	M
40	3.52	Areia muito fina	2.02	MPs	-0.20	N	0.83	P
41	3.19	Areia muito fina	1.98	Ps	0.12	P	0.78	P

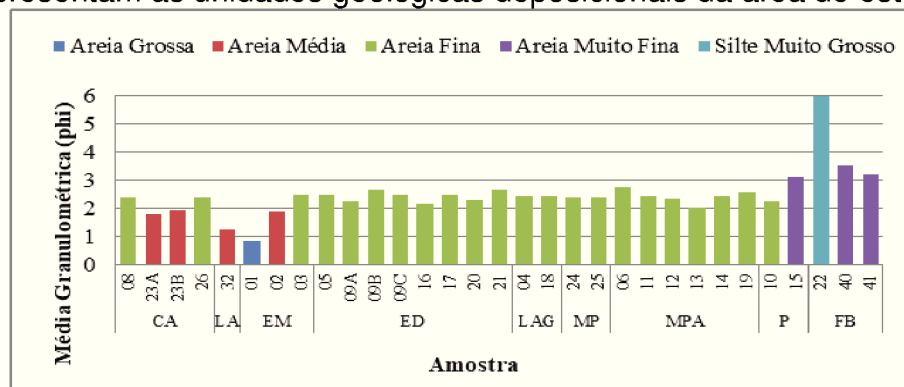
Dp= desvio padrão, (Φ); Seleção = Bs (bem selecionado), Ms (moderadamente selecionado), Ps (pobremente selecionado); Mps (Muito pobremente selecionado); SKi = assimetria; Classificação pela assimetria = MP (muito positiva), P (positiva), AS (aproximadamente simétrica), N (negativa), MN (muito negativa); Kg = curtose; Classificação pela curtose = MP (muito platicúrtica), P (platicúrtica) M

(mesocúrtica), L (leptocúrtica), ML (muito leptocúrtica); Amg (areia muito grossa); Ag (areia grossa); Am (areia média); Af (areia fina); Amf (areia muito fina).

O valor de diâmetro médio encontrado foi 2,51 Φ , sendo classificado como areia fina, assim como em 70,7% das 31 amostras coletadas. Os restantes foram classificados como areia grossa (2,4%), areia média (12,2%), areia muito fina (9,8%) e silte muito grosso (4,9%).

Na Figura 46 é possível observar que o Depósito lagunar, o Depósito eólico e o Depósito marinho praiar possuem sedimentos classificados como areia fina. O Depósito de leque aluvial apresentou média granulométrica areia média. As amostras do Depósito colúvio-aluvionar foram classificadas como entre areia média e fina. Já o Depósito paludial e a Formação Barreiras possuem granulometria que variam entre areia média, areia muito fina e silte muito grosso.

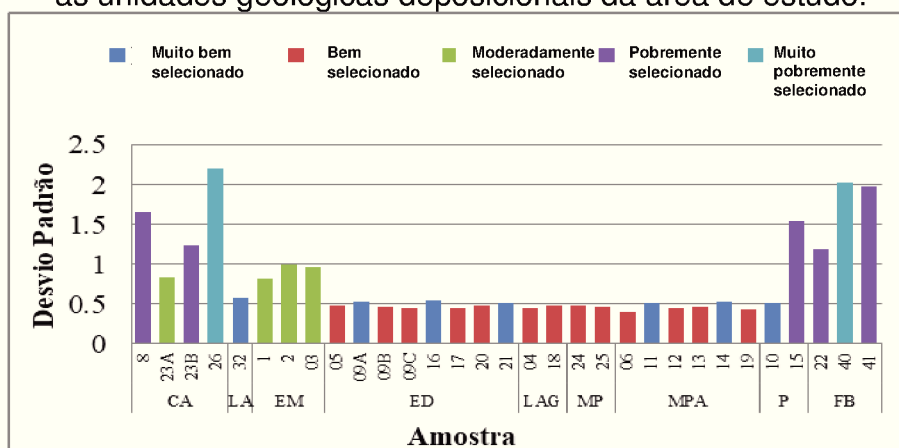
Figura 46 - Gráfico da média granulométrica dos sedimentos superficiais que representam as unidades geológicas deposicionais da área de estudo.



CA: Depósito colúvio-aluvionar; LA: Depósito de leque aluvial; EM: Depósito eólico recobrendo a Formação Barreiras na forma de manto; ED: Depósito eólico na forma de duna; LAG: Depósito lagunar; MP: Depósito marinho praiar na forma de cordões regressivos litorâneos; MPA: Depósito marinho praiar atual; P: Depósito paludial; FB: Formação Barreiras.

A média do desvio padrão das amostras foi de 0,8 Φ . Foram observadas amostras do tipo bem selecionadas (39%), muito bem selecionadas (26,8%), moderadamente selecionadas (9,8%), pobremente selecionadas (19,5%) e muito pobremente selecionadas (4,9%). As amostras com maior grau de seleção (menor desvio padrão) foram coletadas nos depósitos eólicos, lagunares, de leque aluvial e marinho praiar. Os depósitos classificados como pobremente e mais pobremente selecionados foram os sedimentos dos depósitos colúvio-aluvionar, paludial e Formação Barreiras (Figura 47).

Figura 47 - Gráfico de grau de seleção dos sedimentos superficiais que representam as unidades geológicas deposicionais da área de estudo.

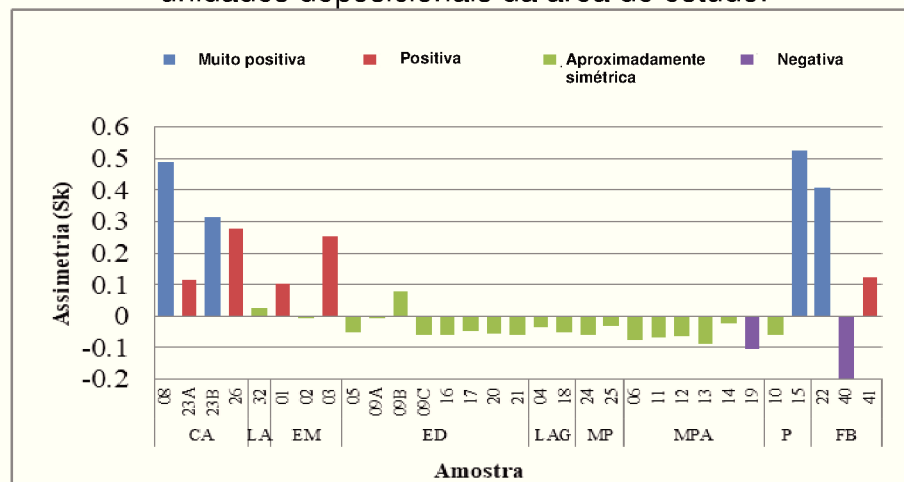


CA: Depósito colúvio-aluvionar; LA: Depósito de leque aluvial; EM: Depósito eólico recobrindo a Formação Barreiras na forma de manto; ED: Depósito eólico na forma de duna; LAG: Depósito lagunar; MP: Depósito marinho praiar na forma de cordões regressivos litorâneos; MPA: Depósito marinho praiar atual; P: Depósito paludial; FB: Formação Barreiras.

Com relação à assimetria, o total de amostras pode ser classificado como assimétricos de acordo com a média total de 0,05. No entanto, são verificadas amostras classificadas como negativas (4,9%), aproximadamente simétricas (68,3%), positivas (12,1%) e muito positivas (14,7%). O gráfico de assimetria aponta que os valores mais aproximadamente simétricos são encontrados em ambientes de deposição eólica (duna), lagunar e marinho praiar. Já os valores mais positivos são encontrados nos ambientes eólico (manto) e colúvio-aluvionar (Figura 48).

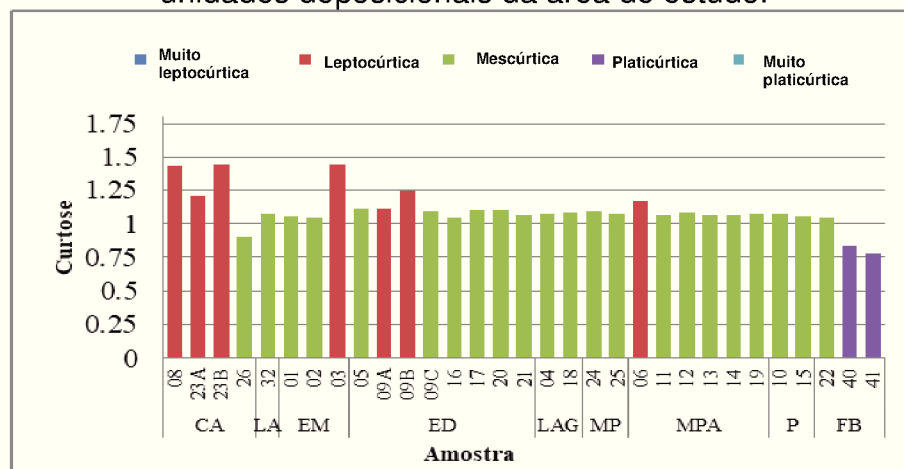
Os valores da curtose variaram de 1,76 à 0,67, onde predominou a classificação mesocúrtica (63,4%), seguida pela classificação leptocúrtica (24,3%), platicúrtica (7,3%), sendo 2,5% classificadas como muito platicúrtica e muito leptocúrtica. As amostras da Formação Barreiras foram classificadas como platicúrticas, com exceção da amostra 22, que foi classificada como mesocúrtica. As amostras do Depósito colúvio-aluvionar foram classificadas como leptocúrticas. As amostras dos depósitos eólico, marinho praiar, paludial e lagunar foram classificadas entre mesocúrticas e leptocúrticas (Figura 49).

Figura 48 - Gráfico de assimetria dos sedimentos superficiais que representam as unidades deposicionais da área de estudo.



CA: Depósito colúvio-aluvionar; LA: Depósito de leque aluvial; EM: Depósito eólico recobrindo a Formação Barreiras na forma de manto; ED: Depósito eólico na forma de duna; LAG: Depósito lagunar; MP: Depósito marinho praiar na forma de cordões regressivos litorâneos; MPA: Depósito marinho praiar atual; P: Depósito paludial; FB: Formação Barreiras.

Figura 49 - Gráfico de curtose dos sedimentos superficiais que representam as unidades deposicionais da área de estudo.



CA: Depósito colúvio-aluvionar; LA: Depósito de leque aluvial; EM: Depósito eólico recobrindo na formação Barreiras na forma de manto; ED: Depósito eólico na forma de duna; LAG: Depósito lagunar; MP: Depósito marinho praiar na forma de cordões regressivos litorâneos; MPA: Depósito marinho praiar atual; P: Depósito paludial; FB: Formação Barreiras.

5.4 PALEOGEOGRAFIA DA ÁREA DE ESTUDO

A presente proposta de evolução paleogeográfica da área de estudo teve como base os modelos estabelecidos para a costa do estado da Bahia, que se encontram sintetizadas em Suguio *et al.* (1985), onde são sugeridos oito estádios evolutivos, inseridos entre o Plioceno e o Holoceno, que abrange desde a deposição da Formação Barreiras até a construção dos terraços marinhos praias holocênicos.

Tais estádios estão associados aos processos morfogenéticos e climáticos continentais e movimentos transgressivos- regressivos marinhos.

Esse modelo evolutivo se estende para o trecho entre Macaé (RJ) e Recife (PE) (DOMINGUEZ *et al.*, 1981), cujo aspecto principal é a presença dos tabuleiros costeiros da Formação Barreiras que separam as planícies costeiras quaternárias das serras pré-cambrianas compostas pelo embasamento cristalino.

De acordo com o exposto foi possível associar a construção das nove unidades geológicas da área de estudo a cinco estádios geoevolutivos.

Os estádios geoevolutivos foram assim denominados:

Estádio I: Deposição da Formação Barreiras. Esse estágio corresponde à deposição dos sedimentos detríticos da Formação Barreiras que ocorre na área de estudo sob a forma de tabuleiros pré-litorâneos. Essa deposição é datada do Plioceno superior (5-3 Ma AP) (SUGUIO *et al.*, 1986). De acordo com Bigarella & Andrade (1964) nesse período o nível relativo do mar se encontrava abaixo do atual, tendo os sedimentos dessa deposição recoberto parte da plataforma continental que foi exposta.

Esta fase deposicional corresponde ao Estádio I de Suguio *et al.* (1985). Segundo o autor, as condições de clima semi-árido sujeito a chuvas concentradas e torrenciais no Plioceno favoreceram a acumulação do material que deu origem a depósitos de leques aluviais coalescentes, denominados em toda costa da Bahia do ponto de vista litoestratigráfico como Formação Barreiras, sendo depositados aos pés das encostas do embasamento cristalino (MARTIN *et al.*, 1980).

Na região da área de estudo a deposição dessa unidade foi conferida por diversos autores à sedimentação tipicamente continental em ambientes fluvial do tipo entrelaçado e de leque aluvial (MARTIN *et al.*, 1980; VILAS BÔAS *et al.*, 2001; LIMA *et al.*, 2006).

No entanto, estudos faciológicos mais recentes realizados ao longo da faixa litorânea do estado por Rossetti & Dominguez (2011; 2012), indicaram que a sedimentação da Formação Barreiras se deu principalmente em ambientes marinhos transicionais, apresentando fácies sedimentares depositadas em estuários, deltas, planícies de maré e praias. Dessa forma, a origem dessa formação foi atribuída pelos autores à transgressão miocênica, quando o nível do mar mais alto do

Mioceno médio-inferior inundou a borda dos continentes proporcionando sua deposição.

Estádio II: Deposição de sedimentos continentais pós-Barreiras. Esse estágio corresponde aos períodos em que o nível médio do mar esteve próximo ou abaixo do atual ao longo do Quaternário Indiferenciado (2 Ma AP até o presente), possibilitando a acumulação dos sedimentos do Depósito colúvio-aluvionar e do Depósito de leque aluvial, posicionados ao sopé das elevações da Formação Barreiras na forma de rampas colúvias e de leque aluvial, respectivamente.

Nesse sentido, a gênese desses depósitos na área de estudo é atribuída ao resultado de uma deposição controlada por fatores tipicamente continentais, sob a influência de processos gravitacionais e aluviais. Essas feições podem ser observadas em vários trechos do litoral do município de Una, representando uma zona de transição entre a planície costeira e os tabuleiros pré-litorâneos.

Esse estágio se relaciona ao estágio III de Suguio *et al.* (1985), que sucede o máximo atingido pelo nível médio mar durante a Transgressão Antiga (BITTENCOURT *et al.*, 1983), dentro do Pleistoceno. Nesse período, o nível médio do mar voltou a regredir e o clima readquiriu características semi-áridas, proporcionando à acumulação de sedimentos continentais pós-Barreiras na forma de leques aluviais coalescentes, que se sedimentaram no sopé das falésias que foram esculpidas pelo nível de mar alto da Transgressão Antiga.

Diante do exposto, cabe ressaltar que os autores não atribuem a esse estágio a formação de depósitos colúvio-aluvionares para a região da área de estudo, somente a deposição de leques aluviais, que ocorre sob a nomenclatura de sedimentos continentais pós-Barreiras.

Além disso, a formação dos leques aluviais é incluída ao período que antecede ao máximo da Penúltima Transgressão (123 ka AP), tendo gênese, portanto, exclusivamente ao Pleistoceno, enquanto que de acordo com o proposto pelo presente estudo essa deposição se estende por todo o período do Quaternário, tendo os sedimentos dessas unidades, por vezes, sido erodidos e/ou retrabalhados durante os períodos de mar alto.

Estádio III- Máximo da regressão pleistocênica. Esse estágio corresponde ao máximo atingido pela Penúltima Transgressão (BITTENCOURT *et al.*, 1983) e a regressão subsequente durante o Pleistoceno superior. Esse episódio transgressivo

culminou em um nível de mar alto em torno de 123 ka AP, quando o mesmo se posicionou a 8 ± 2 m acima do nível médio do mar atual (MARTIN *et al.*; 1996; SUGUIO, 2010).

Na superfície do trecho mapeado não foram encontrados registros ou evidências do Pleistoceno superior que pudessem ser associadas a esse estágio, sendo importante ressaltar que esse fato não implica em afirmar que remanescentes de depósitos pleistocênicos não possam ocorrer em sub-superfície na área de estudo ou afloramentos em outros trechos da costa do município de Una.

Essas oscilações do nível médio do mar que ocorreram no Pleistoceno superior podem ser associados aos estádios IV e V descritos por Suguio *et al.* (1985), cujas características principais foram a erosão dos sedimentos continentais e pré-existentes (pós- Barreiras) e a formação de estuários e lagunas (estádio VI) durante o máximo transgressivo (Penúltima Transgressão), bem como a formação dos terraços marinhos de cordões regressivos litorâneos, que proporcionou em diversos locais a progradação da planície costeira durante o período regressivo subsequente (estádio V).

A presença desses terraços marinhos pleistocênicos foi bem documentada por Martin *et al.* (1980) na costa Sul do estado, situados na porção interna da planície costeira, com topos situados entre 5 a 8 m acima do nível do mar atual, formando extensas superfícies entre a ilha de Itaparica e Itacaré e nas regiões de Canavieiras, Belmonte e Alcobaça-Caravelas e Mucuri.

Outras evidências são apontadas por Rossetti & Dominguez (2012) na região de Caravelas, do delta do Jequitinhonha, na península de Maraú e nas planícies de Pratigi e Guaibim, onde os terraços apresentam em sua superfície vestígios de antigas cristas de cordões regressivos litorâneos, com largura de 40 m entre si.

O registro mais completo da idade desses terraços para todo o estado da Bahia foi encontrado na região de Olivença (na porção sul do município de Ilhéus), onde fragmentos de corais coletados na parte basal de um terraço marinho praiado foram datados, fornecendo idades em torno de $123,5 \pm 5,7$ ka AP (BERNAT *et al.*, 1983), o que permite associar a formação desse ambiente a Penúltima Transgressão e a descida do nível médio do mar subsequente.

Estádio IV- Máximo transgressivo holocênico. Esse estágio corresponde ao máximo atingido há aproximadamente 5,1 ka AP, quando o nível médio do mar se encontrava a $4,8 \pm 0,5$ m acima do atual (Última transgressão) (SUGUIO, 2010).

Durante esse evento transgressivo as bordas da Formação Barreiras e as porções superficiais dos depósitos colúvio-aluvionar e de leque aluvial foram novamente erodidas, acumulando sobre estes os depósitos marinhos praias holocênicos na área de estudo.

Esse período de mar alto do Holoceno superior se encontra descrito no estágio VI proposto por Suguio *et al.* (1985). Segundo os autores essa fase transgressiva ocasionou, na costa da Bahia, o afogamento dos cursos fluviais instalados sobre os terraços marinhos pleistocênicos, que foram transformados nas suas desembocaduras em estuários. A seguir, formaram-se ilhas-barreiras que isolaram sistemas de lagunas.

Dessa forma, a morfologia do litoral da Bahia deveria ser muito diferente da atual, sendo recortada por inúmeros estuários e baías, principalmente no interior dos vales dos principais rios que deságuam na zona costeira (ROSSETTI & DOMINGUEZ, 2012), dentre os quais podem ser citados, próximos à área de estudo, os rios Almada e Jequitinhonha.

Estádio V: Regressão holocênica. Nessa fase o nível médio do mar sofreu uma descensão progressiva, após o máximo da Última Transgressão, até atingir a posição atual, passando por rápidas flutuações (SUGUIO *et al.*, 1985; SUGUIO, 2010).

Durante esse estágio foram formados os depósitos do sistema deposicional transicional, proporcionando a progradação da linha de costa, sendo a principal responsável pela configuração atual da área de estudo.

Esses depósitos se diferenciam de acordo com a forma, constituindo uma sucessão de ambientes marinhos costeiros praias, lagunares, eólicos e paludiais, incluindo um espesso manto eólico; uma planície de cordões regressivos litorâneos, terraços lagunares, dunas costeiras; uma planície flúvio-marinha e a praia de Lençóis.

No domínio da planície costeira próximo à linha de costa, a partir da borda externa das rampas colúvias e do leque aluvial foram desenvolvidos os cordões regressivos litorâneos marcados pela deposição de sedimentos quartzosos de

granulometria fina e cores claras. Associado as depressões intra-cordões foram formados pequenos corpos lagunares. Atualmente, essas lagoas se encontram colmatadas, apresentando morfologia de terraços lagunares de pequenas dimensões, de textura arenosa semelhante à dos depósitos marinhos, não possuindo aporte orgânico significativo. É possível que o contato dessas lagoas com o oceano tenha sido interrompido pelo desenvolvimento de uma ilha-barreira, associada ao crescimento lateral de um pontal arenoso, que provocou o isolamento de uma porção da antepraia. Posteriormente, houve a deposição de sedimentos eólicos formando dunas à vanguarda dessas lagoas pelo acúmulo das areias sopradas da face da praia pelo vento para as áreas mais afastadas, recobrando, em parte, os cordões regressivos litorâneos e preenchendo as lagoas.

Essa dinâmica é visível na área de estudo pelo processo de preenchimento recente de um canal estuarino, devido ao aporte de sedimentos provenientes de um pontal arenoso que migrou no sentido da deriva litorânea, norte-sul, provocando a progradação da praia de Lençóis nesse setor e o desenvolvimento de bermas, no pós-praia.

Nesse período também foi formado o manto eólico que atualmente recobre o topo das elevações da Formação Barreiras, devido ao soerguimento dessa unidade por neotectônica, não pertencendo ao domínio da planície costeira.

Esse período regressivo favoreceu também a formação da planície flúvio-marinha, pela instalação da rede de drenagem composta por meandros que corriam paralelamente à linha de costa, erodindo as dunas pré-existentes se estabelecendo nas zonas deprimidas entre elas. Nas margens desses meandros atualmente abandonados que seccionam essa planície, se desenvolveu o Depósito paludial, composto por sedimentos arenosos, devido ao incremento de areia tanto do Depósito eólico quanto dos sedimentos fluviais. Ainda, na desembocadura dos meandros, ocorre um ambiente de estuário em processo de preenchimento mencionado acima.

Esse estágio pode ser relacionado ao estágio V proposto por Suguio *et al.* (1985), que atribui a essa fase regressiva a construção de terraços marinhos holocênicos pelo desenvolvimento de uma sucessão de cordões regressivos litorâneos, resultando na progradação da linha costa.

Os terraços holocênicos abordados pelo autor equivalem na área de estudo ao Depósito marinho praial representado pela planície de cordões regressivos litorâneos.

Em toda a costa da Bahia os depósitos marinhos praias holocênicos são caracterizados pelo desenvolvimento de cordões regressivos litorâneos bem delineados, estreitos e com grande continuidade lateral. Os mesmos são separados por pequenas zonas depressivas, que são comumente ocupadas por terras úmidas. As altitudes desses depósitos são inferiores aos terraços pleistocênicos, variando entre alguns centímetros a 6m, (MARTIN *et al.*, 1980). Na região da costa de Caravelas e no delta do Jequitinhonha-Pardo esses cordões litorâneos do Holoceno fazem contato geológico direto com os cordões litorâneos do Pleistoceno, que foram formados após o máximo da Penúltima Transgressão (ROSSETTI & DOMINGUEZ, 2012).

Por fim, foi elaborado um quadro descritivo da paleogeografia, com as principais características de cada estágio evolutivo, proposta para a área de estudo (Quadro 5).

Quadro 5 - Descrição dos estádios evolutivos e os principais eventos respectivos que ocorreram na área de estudo.

Estádio	Principais eventos na área de estudo	Idade (AP)
Estádio I – Deposição da Formação Barreiras	Deposição dos sedimentos detríticos da Formação Barreiras sob a forma de tabuleiros pré-litorâneos, quando o NMM se encontrava abaixo do atual	5-3 Ma
Estádio II – Deposição de sedimentos pós-Barreiras	Deposição dos sedimentos continentais do Depósito colúvio-aluvionar e Depósito de leque aluvial, posicionados ao sopé das elevações da Formação Barreiras, quando o NMM esteve abaixo do atual ao longo do Quaternário	2 Ma
Estádio III – Máximo da regressão pleistocênica	Máximo da Penúltima Transgressão (123 ka AP), quando o NMM atingiu 8 ± 2 m acima do atual, e a regressão subsequente. Os depósitos formados durante esse período não deixaram evidências na superfície do trecho mapeado	123 ka
Estádio IV – Máximo da transgressão holocênica	Máximo da Última transgressão (5,1 Ka AP), quando o NMM se encontrava a $4,8 \pm 0,5$ m acima do atual, ocasionando a erosão das bordas da Formação Barreiras e das porções superficiais dos depósitos colúvio-aluvionar e de leque aluvial	5,1 ka
Estádio V – Regressão holocênica	Durante esse período, a regressão do NMM proporcionou a progradação da planície costeira pela formação dos ambientes marinhos transitacionais incluindo a planície de cordões regressivos litorâneos, os terraços lagunares, a planície flúvio-marinha, as dunas e a praia de Lençóis. Nesse período também foi formado o manto eólico que atualmente recobre o topo das elevações da Formação Barreiras, devido ao soerguimento dessa unidade por neotectônica, não pertencendo ao domínio da planície costeira.	5,1 ka-presente

6 DISCUSSÃO A RESPEITO DA TEXTURA DAS UNIDADES GEOLÓGICAS DEPOSICIONAIS

A relação existente entre os processos dinâmicos, aos quais é submetido um material sedimentar em seu ciclo sedimentológico e a conseqüente produção de um determinado tipo de textura, estabelece um dos principais fatores de influência relativos à origem dos ambientes deposicionais (DIAS, 2004).

Nesse sentido, o estudo granulométrico constituiu-se em um importante instrumento na interpretação do transporte e deposição dos sedimentos ao longo da costa estudada.

Os ambientes foram classificados segundo os pontos de coleta de amostras superficiais de sedimentos distribuídos entre a Formação Barreiras, Depósito colúvio-aluvionar, Depósito de leque aluvial, Depósito eólico, Depósito marinho praial, Depósito lagunar e Depósito paludial. Esta subdivisão apoiou-se nas características geológicas e geomorfológicas do litoral, principalmente, nos aspectos distintivos entre os ambientes marinho praias e eólicos, levando-se, também em consideração a ocorrência de um sistema estuarino, localizado na desembocadura fluvial, que se encontra em preenchimento pelo desenvolvimento de um pontal arenoso.

A análise granulométrica das 31 amostras superficiais de sedimentos permitiu constatar o predomínio da fração arenosa, ao longo da área mapeada. A classe areia fina é encontrada, principalmente, nos sedimentos dos depósitos da zona litorânea, de origem marinha e eólica, localizados na borda leste da planície costeira, próximo à linha de costa. Em direção ao continente, no sentido oeste da área de estudo e nos sedimentos paludias da planície flúvio-marinha, é possível observar a adição das classes areia média e grossa. Os maiores percentuais de areia grossa são encontrados nas margens dos canais meandantes da planície flúvio-marinha e no Depósito de leque aluvial, que também está associado ao aporte fluvial em seu processo de formação.

De modo geral, o tamanho médio dos grãos variou de silte grosso a areia grossa, apresentando maior concentração de distribuição granulométrica da classe areia fina. O grau de seleção variou entre muito bem selecionado a pobremente selecionado, predominando a classe de sedimentos bem selecionados. A assimetria

apresenta-se bastante diversificada, desde assimetria negativa a assimetria muito positiva. A curtose apresentou curvas de variação desde platicúrticas a leptocúrticas, com predomínio da curva mesocúrtica.

Os depósitos da Formação Barreiras e colúvio-aluvionares apresentaram grau de selecionamento entre as classes pobremente e muito pobremente selecionadas, o que indica maior diversificação da distribuição granulométrica das amostras, contendo frações de cascalho, areia, silte e argila. Em ambos os ambientes foi possível encontrar frações significativas de cada subclasse granulométrica.

Em relação à assimetria a classificação variou entre a classe muito positiva (grãos mais finos) e muito negativa (grãos mais grossos). Em relação à curtose a curva dos sedimentos do Depósito colúvio-aluvionar é essencialmente leptocúrtica e da Formação Barreiras difere entre mesocúrtica e platicúrtica. Segundo Ponçano (1986), este parâmetro sugere algumas tendências deposicionais; quando platicúrtica, pode indicar mistura de diferentes subpopulações e tendências de transporte, quando leptocúrtica, pode indicar remoção de alguma fração por meio de correntes de fundo ou outras forças deposicionais.

Nesse sentido, o selecionamento mais pobre nesses três ambientes está associado às diferentes fontes de sedimento e tipos de transporte em seu processo de formação.

Na Formação Barreiras, apesar da ocorrência de areias grossas e mal selecionadas, atribuídas a influência de ambiente fluvial e leques aluviais foi possível perceber a integração de outros estratos de granulometria fina. Tais características, assim como para todo litoral Sul da Bahia está associada predominantemente a sistemas fluviais do tipo entrelaçado de origem continental (LIMA *et al.*, 2006). No entanto, Rossetti & Dominguez (2011) apresentaram uma descrição faciológica mais diversificada. Os autores organizaram os depósitos da Formação Barreiras em 10 associações faciológicas (canal fluvial, planície de inundação, barra de desembocadura, canal distributário, prodelta, antepraia, praia, canal de mare, planície de maré, e laguna/delta de maré), representativas dos sistemas deposicionais fluviais e marinho-transicionais, indicando influência marinha dos estratos durante a deposição dessa unidade.

A natureza do Depósito colúvio-aluvionar está diretamente associada à litologia da Formação Barreiras. Na área de estudo é possível perceber que a porção proximal do depósito é marcada pela presença de blocos de arenito, resultantes do intemperismo da Formação Barreiras e nas porções mais afastadas existe maior acúmulo de sedimentos arenosos de granulometria variada. Essa característica está associada à influência continental em sua formação, por processos gravitacionais e aluviais, tendo sido depositadas próximas ao sopé das encostas da Formação Barreiras, implicando em pouco retrabalhamento dos grãos. Essa unidade apresenta curvas mesocúrtica e leptocúrtica, esta última indicando menor grau de selecionamento dos grãos.

Nesse sentido, a variação no grau de selecionamento pode estar associada à proximidade da área fonte e a morfologia de ocorrência das amostras coletadas desse depósito. As amostras que apresentaram menor grau de seleção estão situadas nas porções mais proximais e a amostra que apresentou curva mesocúrtica está situada na porção mais distal dessa unidade. Segundo Cassetti (2005) essa dinâmica ocorre devido aos detritos resultantes da desagregação mecânica que se encontram próximos ao sopé da vertente, tendendo a ser mais grosseiros, reduzindo gradativamente à medida que dele se afastam, sendo caracterizada como a zona de pedimento.

Os leques aluviais possuem características semelhantes aos demais depósitos da planície litorânea em relação à média, assimetria, curtose e grau de selecionamento, no entanto, com relação à distribuição granulométrica na fração areia, existe maior concentração das classes areia média e grossa. Não existem estudos sedimentológicos na região que corroborem com os resultados. Entretanto, a adição das frações grosseiras, como afirmado por Suguio (2003b) pode estar relacionada com a maior influência de depósitos subaquáticos de sistemas fluviais entrelaçados em sua formação. Além disso, nas fácies distais do leque, ocorre amplo predomínio desses depósitos subaquáticos.

Os sedimentos do Depósito paludial indicam grau de seleção entre as classes moderadamente selecionadas e pobremente selecionadas, sendo compostas por areia e silte, com média granulométrica de areia fina e muito fina. A assimetria é aproximadamente simétrica a muito positiva, indicando a tendência de acúmulo de sedimento mais finos, embora tenha presença significativa das frações

de areia grossa. Os sedimentos incluídos na classe muito pobremente selecionados indicam a atuação de diferentes processos de sedimentação, com influência de diversos fatores como períodos de maior vazão dos cursos de água, amplitude de marés e correntes. Segundo Martins (2003) os sedimentos eólicos, em geral, são bem a muito bem selecionados, enquanto que os sedimentos fluviais são pobremente a moderadamente selecionados. Dessa forma, o mal selecionamento dos grãos e a presença de sedimentos mais grosseiros pode estar relacionado à influência do ambiente fluvial, enquanto que a fração fina está associada ao retrabalhamento dos sedimentos do Depósito eólico.

Os ambientes paludiais que ocorrem próximos ao curso do rio Almada (GOMES, 2002) em Ilhéus, próximo a área de estudo, também apresentam características semelhantes, com predomínio de sedimentos arenosos. Essa característica, entretanto foi associada ao material de origem e a perda dos sedimentos finos em suspensão para o mar, devido à presença de canais de maré.

Os depósitos do ambiente marinho praiial são constituídos por areias finas, bem selecionadas a muito bem selecionadas, com assimetria aproximadamente simétrica e negativa e curva de distribuição mesocúrtica. No ambiente marinho praiial, o grau de seleção reflete as características dos sedimentos que são transportados para a zona costeira e seu posterior retrabalhamento pela ação de ondas, marés, espraiamento (*swash*) e ventos. Segundo Davis & Fitzgerald (2004), os sedimentos tamanho areia tende a acumular-se em ambientes de alta energia de ondas, como ocorre na área de estudo. Segundo Folk (1974) os sedimentos praiiais derivados de uma mesma fonte serão mais bem selecionados e com assimetria negativa.

Além disso, os depósitos marinhos praiiais localizados no setor no pós-praia possuem concentrações de minerais pesados que acompanham todo lineamento da linha de costa. A estrutura estratificada dos sedimentos da praia de Lençóis, marcada pela intercalação de estratos de minerais pesados e quartzo, são indicativos de que as ondas tiveram mais tempo para segregar a fração pesada da fração leve do sedimento. Estas condições ocorrem durante períodos de estabilização da linha de costa ou até mesmo períodos de recuo erosivo da mesma,

após que a progradação é de novo retomada deixando para trás uma faixa de areia alongada com elevações dos teores de minerais pesados.

Segundo Rossetti & Dominguez (2011), a fonte de minerais pesados podem estar relacionada à associação de fácies da praia durante a deposição da Formação Barreiras, onde incluem litologias arenosas tipicamente finas e médias, bem selecionadas, com presença de estratificação plano-paralela e estratificações cruzadas onde os minerais pesados se concentram ao longo de planos de acamamento e superfícies de reativação.

Os depósitos eólicos foram diferenciados em dois grupos de acordo com a sua morfologia e sequência de deposição em: (1) Depósito eólico recobrando a Formação Barreiras, na forma de manto eólico; (2) Depósito eólico na forma de dunas.

Esses depósitos se diferenciam, principalmente em relação ao grau de seleção. As amostras do Depósito eólico na forma de duna variam entre as classes bem a muito bem selecionadas, enquanto que as amostras do Depósito eólico na forma de manto são moderadamente selecionadas. Em relação à granulometria, de um modo geral, os depósitos eólicos na forma de duna possuem predomínio da classe areia fina, variando entre moderadamente a bem selecionada e assimetria aproximadamente simétrica e curva variando entre leptocúrtica a mesocúrtica. A granulometria do Depósito eólico na forma de manto eólico é caracterizada pela mistura de grãos da classe areia fina com grãos em frações maiores variando entre as classes areia média a muito grossa. Como a areia fina é típica de ambientes de deposição eólica (AHLBRANDT, 1979), estima-se que as frações maiores, presente no manto, sejam provenientes diretamente da influência da Formação Barreiras, enquanto que a predominância de areia fina está relacionada à influência do retrabalhamento eólico constante dos sedimentos das dunas.

Dessa forma, a análise da textura superficial das partículas permitiu diferenciar as fácies eólicas que ocorrem na área de estudo, sendo possível concluir que na gênese dos depósitos eólicos de manto houve deposição eólica com influência do substrato da Formação Barreiras, enquanto que as acumulações na forma de duna tiveram influência essencialmente eólica na sua formação.

A posição elevada das areias do manto eólico, que se situam acima da unidade geomorfológica dos tabuleiros pré-litorâneos, atingindo altitudes de até 80m

na área de mapeada, pode ser explicada por processos neotectônicos evidenciados nos estudos realizados por Nascimento (2014) na região Sul da Bahia.

Os dados granulométricos obtidos são corroborados pelo estudo de Souza (2014) sobre os sedimentos pós-Barreiras na região. O autor concluiu que os sedimentos desses depósitos são essencialmente arenosos, com textura média dos grãos variando de areia média a fina, indicando deposição eólica. O autor afirmou ainda que os grãos transportados por processos eólicos a curtas distâncias, como foi o caso dos sedimentos encontrados na área de estudo, podem não adquirir feições morfológicas resultantes desse mecanismo. Todavia, a textura angulosa dos grãos, a granulometria grosseira, e a estratificação cruzada indicam maior contribuição por processo deposicional marinho para formação desses depósitos.

As idades registradas para os sedimentos dos mantos eólicos indicam que foram depositados no final do Pleistoceno ao Holoceno (TATUMI *et al.*, 2008; SOUZA, 2014), sendo classificados na pesquisa com deposição holocênica.

Os ambientes lagunares da área de estudo são caracterizados pelo predomínio de areia fina, bem selecionada, assimétrica e mesocúrtica. As características granulométricas são semelhantes aos encontrados nos ambientes marinho praiado e eólico de dunas. De acordo com Suguio (2003b) as condições hidrodinâmicas dentro de uma laguna costeira, bem como a disponibilidade de sedimentos são alguns dos fatores mais importantes que controlam as fácies sedimentares dos depósitos lagunares. A semelhança entre as características granulométricas desses ambientes podem estar relacionadas, portanto, com influência dos ambientes marinho praiado e eólico em sua formação.

7 CONCLUSÕES

A planície costeira da porção do balneário de Lençóis no setor Norte do município de Una, litoral Sul da Bahia é composta por uma série de elementos geológicos e geomorfológicos originados pelos eventos de progradação e retrogradação da linha de costa, relacionados com as mudanças do nível relativo do mar durante o Quaternário, apresentando como principal característica a presença de extensos tabuleiros pré-litorâneos da Formação Barreiras.

A elaboração do mapa geológico/geomorfológico permitiu a identificação de nove unidades geológicas com suas respectivas formas associadas, sendo distribuídas em dois sistemas deposicionais: o sistema deposicional continental e o sistema deposicional transicional.

As unidades geológicas do sistema deposicional continental correspondem a Formação Barreiras de idade pliocênica (5-3 Ma AP); ao Depósito colúvio-aluvionar e ao Depósito de leque aluvial, com idades atribuídas ao Quaternário indiferenciado (2 Ma AP). De modo geral, esses depósitos são formados por sedimentos terrígenos, mal selecionados, associados à base das elevações da Formação Barreiras.

As unidades geológicas do sistema deposicional transicional são representadas por depósitos sedimentares de idade holocênica (5,1 Ka AP). Os depósitos transicionais incluem: Depósito eólico, na forma de manto eólico, que se sobrepõem aos sedimentos da Formação Barreiras; Depósito marinho praiial, na forma de uma planície de cordões regressivos litorâneos, com cristas alongadas que se desenvolveram paralelamente à linha de costa; Depósito lagunar, na forma de pequenos terraços lagunares rasos, que se instalaram nas depressões intra-cordões; Depósito eólico na forma de dunas; Depósito paludial, na forma de uma planície flúvio-marinha de formato alongado e Depósito marinho praiial, que constitui a praia de Lençóis, representada por uma estreita faixa de areia.

A formação desses depósitos está relacionada aos eventos transgressivos e regressivos do NMM, marcando momentos de retrogradação e progradação da linha de costa durante o Holoceno (5,1 Ka AP). Neste sentido, foram originados sedimentos compostos por areias e silte, que constituem uma sucessão de ambientes marinhos praiiais, lagunares, eólicos e paludiais.

A geomorfologia é caracterizada pela presença de dois domínios: (A) sedimentos terciários da Formação Barreiras representados pelos tabuleiros pré-litorâneos, que compõe o modelado de dissecção. (B) depósitos sedimentares quaternários representados pela planície costeira, que compõem modelados de acumulação colúvio-aluvionar, de leque aluvial, marinho, eólico, lagunar e flúvio-marinho.

A análise granulométrica das amostras superficiais de sedimentos permitiu constatar o predomínio da fração arenosa, ao longo de toda área mapeada. De modo geral, o tamanho médio dos grãos variou de silte grosso a areia grossa, apresentando maior concentração de distribuição granulométrica da classe areia fina. A classe areia fina é encontrada, principalmente, nos sedimentos dos depósitos da planície costeira, principalmente os de origem marinha e eólica, localizados na borda leste da planície. Em direção ao continente, no sentido oeste da área de estudo e nos sedimentos paludiais da planície flúvio-marinha, é possível observar a adição das classes areia média e grossa. Os maiores percentuais de areia grossa são encontrados nas margens dos canais meandantes da planície flúvio-marinha e no Depósito de leque aluvial, que também está associado ao aporte fluvial em seu processo de formação.

Com base nos dados aqui apresentados, as evidências evolutivas presentes na planície costeira do balneário de Lençóis, setor Norte do município de Una, indicam ambientes que foram sedimentados em sistemas deposicionais continentais a transicionais, este último exibindo uma tendência progradacional da linha de costa que denota exclusivamente dos últimos 5,1 ka AP. Nesse sentido foi possível associar a evolução paleogeográfica da área de estudo a cinco estádios, na seguinte ordem: I – Deposição da Formação Barreiras, datada do Plioceno superior (5-3 Ma AP); II – Deposição de sedimentos continentais pós-Barreiras, durante o Quaternário indiferenciado (últimos 2 Ma AP), responsável pela formação dos depósitos do sistema deposicional continental na forma de rampas colúvias e de leque aluvial, que se sedimentaram no sopé das elevações da Formação Barreiras; III- Máximo da regressão pleistocênica, correspondendo ao máximo da Penúltima Transgressão (123 ka AP), quando o NMM atingiu 8 ± 2 m acima do atual, e a regressão subsequente, sendo que os depósitos formados durante esse período não deixaram

evidências na superfície do trecho mapeado; IV – Máximo da transgressão holocênica, que corresponde à Última Transgressão (5,1 ka AP). Nesse período o NMM se encontrava a $4,8 \pm 0,5$ m acima do atual, erodindo as bordas da Formação Barreiras e das porções superficiais dos depósitos colúvio-aluvionar e de leque aluvial; VI –. Regressão holocênica, proporcionando a progradação da planície costeira pela formação dos ambientes marinhos transitacionais incluindo a planície de cordões regressivos litorâneos, os terraços lagunares, a planície flúvio-marinha, as dunas e a praia de Lençóis. Nesse período também foi formado o manto eólico que atualmente recobre o topo das elevações Formação Barreiras, devido ao soerguimento dessa unidade por neotectônica, não pertencendo ao domínio da planície costeira.

Em relação às intervenções de origem antrópica, no trecho mapeado do litoral de Una o nível de ocupação ainda é baixo, preservando boa parte das suas formas naturais. No entanto, os ambientes que caracterizam a paisagem costeira nas áreas adjacentes encontram-se bastante alterados ou destruídos, devido ao rápido e desordenado crescimento urbano que vem ocorrendo nos últimos anos. Nesse sentido, o mapeamento geológico-geomorfológico proposto é de grande importância para o registro dos ambientes costeiros frente às significativas alterações antrópicas que modificam essa paisagem. Um exemplo dessa intervenção, observada na área de estudo, é a invasão da faixa de dunas e de praia pela urbanização, bem como a exploração das areias do manto eólico para construção civil, descaracterizando esses ambientes e causando danos ambientais, por vezes, irreversíveis aos mesmos.

Diante do exposto, é possível concluir que o levantamento aerofotogramétrico realizado por VANT gerou produtos cartográficos que auxiliaram no estudo dos ambientes costeiros que afloram na área de estudo, proporcionando uma visão detalhada dos mesmos. Tais produtos associados à análise granulométrica permitiram obter um estado da arte da porção Norte da planície costeira de Una, talvez não visíveis em escalas menores.

A possibilidade da obtenção de altitudes dos depósitos, através do MDE, permitiu a inferência dos paleoníveis marinhos, bem como a identificação dos processos e condicionantes atuais na zona costeira, principalmente aos relacionados à erosão. Outro fator importante foi a reconstrução da superfície em 3D

a partir de uma nuvem de pontos constituindo um importante tópico de investigação no domínio da caracterização fisiográfica dos ambientes deposicionais.

Por fim, recomenda-se a realização de estudos de subsuperfície, datações, com o objetivo de se obter uma reconstrução mais precisa dos estádios evolutivos e paleoníveis marinhos, bem como a continuação do mapeamento em escala melhor de detalhe para toda a planície do município de Una, especificando as unidades geológicas, potencial de usos e fragilidade ambiental dos ambientes que compõem a paisagem costeira para fins de ordenamento territorial.

REFERÊNCIAS

AGEITEC. **Agência Embrapa de Informação e Tecnologia**. 2011. Disponível em: http://www.agencia.cnptia.embrapa.br/gestor/especies_arboreas_brasileiras/arvore/CONT000fwcawb2102wyiv80166sqfc525pgs.html. Acesso em: 25/03/2015.

AHLBRANDT, S. Thomas. Textural parameters in eolian deposits. In: MCKEE, D. Edwin D (Ed.). A study of global sand seas. **Professional Paper**, [S.l.], p.21-51, 1979.

ALVES, Enock Fernandes. **Estudo sismoestratigrafico na bacia do Jequitinhonha**. 2008. 63 f. Monografia (Especialização) - Curso de Geofísica, Departamento de Geologia e Geofísica Aplicada, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.

ANDRADE, Kelen Martins. **Climatologia e comportamento dos sistemas frontais sobre a América do Sul**. 2005. 185 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (INPE), São José dos Campos, 2005.

ANDRADE, Ana Cláudia da Silva; DOMINGUEZ, José Maria Landim. Informações geológico-geomorfológicas Como subsídios à análise ambiental: O exemplo da planície costeira de caravelas – Bahia. **Boletim Paranaense de Geociências**, [S.l.], v. 74, n. 1, p.9-17, 2002.

ANP. Agência Nacional do Petróleo. Disponível em: http://www.brasilrounds.gov.br/round3/arquivos_r3/Bacias/Carta_Estatigrafica/ce_jequitinhonha.pdf. Acessado em 02/06/ 2017.

ARAI, Mitsuru. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia Usp. Série Científica**, [S.l.], v. 6, n. 2, p.01-06, 2006.

BARBOSA, Johildo Salomão Figueirêdo. Síntese do conhecimento sobre a evolução geotectônica das rochas metamórficas arqueanas e paleoproterozóicas do embasamento do Craton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 27, n. 3, p.241-256, 1997.

BARBOSA, Johildo Salomão Figueirêdo; DOMINGUEZ, José Maria Landim. **Geologia da Bahia: texto explicativo para o mapa geológico ao milionésimo**. Salvador: Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 400 p, 1996.

BARBOSA, Johildo Salomão Figueirêdo; SABATÉ, Pierre. Geological features and the Paleoproterozoic collision of four Archean crustal segments of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil: A synthesis. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [s. l.], v. 2, n. 74, p.343-359, 2002.

BARBOSA, Johildo Salomão Figueirêdo; SABATÉ, Pierre. Colagem Paleoproterozóica de placas arqueanas do Cráton do São Francisco na Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, [S. l.], v. 1, n. 33, p. 7-14, 2003.

BARBOSA, Johildo Salomão Figueirêdo *et al.* O Cráton do São Francisco na Bahia: Uma síntese. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], v. 1, n. 33, p.3-6, 2003a..

BARBOSA, Johildo Salomão Figueirêdo *et al.*. Geologia do Segmento Sul do Orógeno Itabuna-Salvador-Curaçá. **Revista Brasileira de Geociências**, [s.i.], v. 33, n. 1, p. 33-48, 2003b.

BERNAT, Michel *et al.* Datation lo/U du plus haut niveau marin interglaciaire sur le côte du Brésil: Utilization du 229Th comme traceur. **Comptes Rendus de L'Académie de Sciences de Paris**, [s.i.], n. 296, v.2 p. 197–200, 1983.

BIGARELLA, João. José. The Barreiras Group in northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, Rio de Janeiro, v.47, p. 365-393, 1975.

BIGARELLA, João.José; ANDRADE, Gilberto de Osório de. Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos Cenozóicos em Pernambuco (Grupo Barreiras). **Arq. Inst. Ci. Da Terra**, Recife, n. 2, v.2, p.2-14, 1964.

BITTENCOURT, Abílio Carlos da Silva Pinto *et al.* Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON COASTAL EVOLUTION IN THE QUATERNARY, 1978., 1979, São Paulo. **Proceedings...** . São Paulo: Instituto de Geociências/sbg, 1979. p. 232 - 253.

BITTENCOURT, Abílio Carlos da Silva Pinto *et al.* Patterns of Sediment Dispersion Coastwise the State of Bahia – Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S.l.], v. 2, n. 72, p.271-287, 2000.

BITTENCOURT, Abílio Carlos da Silva Pinto *et al.* Evolução paleogeográfica quaternária da costa do estado de Sergipe e da costa sul do estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], n. 13, v. 2, p. 93-97, 1983.

BLOTT, Simon.J; PYE, Kenneth. Gradistat: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. **Earth Surface Processes and Landforms**, [S.l.], v. 26, p. 1237-1248, 2001.

CASSETI, Valter. **Geomorfologia**. [S.l.: s.n.], 2005. Disponível em: <http://www.funape.org.br/geomorfologia/>. Acesso em: 15/04/2017.

CHAVES, Rosane Rodrigues. **Variabilidade da precipitação na região sul do nordeste e sua associação com padrões atmosféricos**. 1999. 159 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Meteorologia, Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais (inpe), São José dos Campos, 1999.

CHAVES, Rosane Rodrigues; CAVALCANTI, Iracema Fonseca Albuquerque. Atmospheric circulation features associated with rainfall variability over southern Northeast Brazil. **Monthly Weather Review**, [S.l.], n. 10, v. 129, p. 2614-2626, 2001.

COSTA, Fábio Barros. **Processamento e interpretação de dados sísmicos 2D na Bacia do Jequitinhonha**. 2008. 72 f. Dissertação (Mestrado) - Curso de Geofísica, Departamento de Geologia e Geofísica Aplicada, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2008.

DAVIS, Richard A.; HAYES, Miles O. What is a wave-dominated coast? **Marine Geology**, [S.l.], v. 60, n. 1-4, p.313-329, 1984.

DAVIS JUNIOR, Richard A.; FITZGERALD, Duncan M. **Beaches and Coasts**. [Nova Jersey]: Blackwell Publishing, 2004. 419 p. (1).

DE PAULA, Francisco Carlos F.; SILVA, Daniela. Mariano. L.; SOUZA, Cristiano Marcelo. Tipologias hidroquímicas das bacias hidrográficas do leste da Bahia. **Revista Virtual de Química**, [S.l.], v. 4, n. 4, p.13-18, 2012.

DIAS, João M Alveirinho. **A análise sedimentar e o conhecimento dos sistemas marinhos (Uma Introdução à Oceanografia Geológica)**. Faro, Portugal: [s.n.], 2004. 84 p. Disponível em: http://w3.ualg.pt/~jdias/JAD/eb_Sediment.html. Acesso em: 05/05/2017.

DOMINGUEZ, José Maria Landim. **Evolução quaternária da planície costeira associada à foz do rio Jequitinhonha (BA): influência das variações do nível do mar e da deriva litorânea dos sedimentos**. 1983. 79f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Geologia, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 1983.

DOMINGUEZ, José Maria Landim. The São Francisco strandplain: a paradigm for wave-dominated deltas? *In*: De BATIST, M.; JACOBS P. (Eds.). **Geology of Siliciclastic Shelf Seas**. London: Geological Society, 1996, p.217-231.

DOMINGUEZ, José Maria Landim. The coastal zone of Brazil: an overview. **Journal of Coastal Research**, [S.l.], v. 39, p. 16-20, 2006.

DOMINGUEZ, José Maria Landim. (org). **Costa do cacau- Caracterização geoambiental da zona costeira dos municípios de Uruçuca, Ilhéus, Una, Santa Luzia e Canavieiras**. Salvador: CPBM/UFBA-PGG/LEC.91p, 2008.

DOMINGUEZ, José Maria Landim; BITTENCOURT, Abílio Carlos da Silva Pinto; MARTIN, Louis. Esquema evolutivo da sedimentação quaternária nas feições deltaicas dos rios São Francisco (SE/AL), Jequitinhonha (BA), Doce (ES) e Paraíba do Sul (RJ). **Revista Brasileira de Geociências**, [S.l.], n. 4, v.11; p. 227-237, 1981.

DOMINGUEZ, José Maria Landim; BITTENCOURT, Abílio Carlos da Silva Pinto; MARTIN, Louis. Controls on Quaternary coastal evolution of the east-northeastern coast of Brazil: roles of sea-level history, trade winds and climate. **Sedimentary Geology**, [S.l.], v. 80, p. 213-232, 1992.

DOMINGUEZ, Jose M. L.; MARTIN, Louis; BITTENCOURT, Abílio C. S. P.. sea-level history and quaternary evolution of river mouth-associated beach-ridge plains along the east-southeast brazilian coast: A summary. **Sea-level Fluctuations And Coastal Evolution**, [S.l.], p.115-127, 1987.

DOMINGUEZ. Jose M. L.; MARTIN, Louis; BITTENCOURT, Abílio C. S. A costa do descobrimento (Porto Seguro-Cabrália, BA). *In*: SCHOBENHAUS, Carlos *et al.* (Eds.) **Sítios geológicos e paleontológicos do Brasil**. Brasília: DNPM/CPRM - Comissão Brasileira de Sítios Geológicos e Paleobiológicos (SIGEP); 2000, 554p.

DOMINGUEZ, José Maria Landim *et al.* Tendências de erosão costeira no Estado da Bahia. *In*: MUEHE D. (Org.). **Erosão e progradação no litoral brasileiro**. Brasília: Ministério do Meio Ambiente (MMA), 2006. p. 220 - 225.

FOLK, Robert L.. Petrology of sedimentary rocks. Austin, Texas: **Hemphills Publishing**, 1974. 185p.

FOLK, Robert. L.; WARD, W. C. Brazos river bar: a study in the significance of grain size parameters. **Journal of Sedimentary Petrology**, Austin, v. 27, n. 1, p. 3-27, 1957.

GOMES, Felipe Haenel. **Caracterização dos solos de manguezais e de restingas no município de Ilhéus-BA**. 2002. 96 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade Federal de Viçosa, Viçosa, 2002.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Manual técnico de geomorfologia**. 2. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 2009. 182 p.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Censo Demográfico**. 2010.

BARBOSA, Johildo Salomão Figueiredo; DOMINGUEZ, Maria Landim. **Geologia da Bahia: Texto Explicativo para o Mapa Geológico ao Milionésimo**. Salvador : Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração. Superintendência de Geologia e Recursos Minerais, 1996, 440 p.

LEÃO, Zelinda Margarida de Andrade Nery; DOMINGUEZ, José Maria Landim. Tropical coast of Brazil. **Marine Pollution Bulletin**, [S.l.], v. 41, p.112-122, 2000.

LEÃO, Zelinda Margarida de Andrade Nery; KIKUCHI, Ruy. K. The Bahian coral reefs – from 7,000 years BP to 2,000 years AD. **Journal Brazilian Association Advancement Science**, [S.l.], v.13, p. 262-273, 1999.

LIMA, Carlos César Uchôa de; BOAS, Geraldo da Silva Vilas; BEZERRA, Francisco Hilário Rego. Faciologia e análise tectônica preliminar da Formação Barreiras no litoral sul do estado da Bahia, Brasil. **Geologia Usp. Série Científica**, [s.l.], v. 6, n. 2, p.71-80, 2006.

MABESOONE, J. M. **Sedimentologia**. Recife: Universidade Federal de Pernambuco. 1968. 265p.

MARINHO, Moacyr M. et al. Chapter IV: geochronology of the Jequié-Itabuna granulitic belt and of the Contendas-Mirante volcano-sedimentary belt. **Boletim Ig-usp. Publicação Especial**, [S.l.], n. 17, p.73-96, 1993.

MARTINS, Luiz. R. Recent Sediments and grain size analysis. **Revista Gravel**, Porto Alegre, n. 1, p. 90-105, 2003.

MARTIN, Louis; BITTENCOURT, Abílio C. S. P.; DOMINGUEZ, José M. L. Physical setting of the Discovery coast: Porto Seguro region (Bahia). **Ciência e Cultura Journ Brazilian Ass. For the Adv Science**, [S.l.], v. 51, p. 245-261, 1999.

MARTIN, Louis; DOMINGUEZ, José M.L; BITTENCOURT, Abílio C.S.P. Climatic control of coastal erosion during a sea-level fall episode. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**,[S.l.], v. 70, n. 2, p. 249-266, 1998.

MARTIN, Louis; SUGUIO, Kenitiro; FLEXOR, Jean Marie. As flutuações de nível do mar durante o quaternário superior e a evolução geológica de “deltas brasileiros”. **Boletim Ig-usp. Publicação Especial**, [S.l.], n. 15, p.01-186, 1993.

MARTIN, Louis *et al.* Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do Quaternário. **Boletim IG/USP**, São Paulo, v. 4, p.: 1-161, 1986.

MARTIN, Louis *et al.* **Mapa geológico do Quaternário costeiro da Bahia-1:250.000- texto explicativo**. Salvador: Secretaria de Minas e Energia/CPM, 1980. 60p.

MARTIN, Louis *et al.* Quaternary sea-level history and variations in dynamics along the Central Brazilian coast: consequences on coastal plain construction. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S.l.], v. 68, p. 303-354, 1996.

MILANI, Edison José *et al.* Petróleo na margem continental brasileira: Geologia, exploração, resultados e perspectivas. **Brazilian Journal of Geophysics**, [S.l.], v. 18, n. 3, p. 352-396, 2001.

NASCIMENTO, Anderson Coelho. **Neotectônica do grupo barreiras no litoral sul do estado da Bahia**. 2014. 107f. Monografia (Graduação) - Curso de Geologia, Departamento de Geologia, Universidade Federal da Bahia, Salvador, 2014.

NASCIMENTO, Dária Maria Cardoso; DOMINGUEZ, José Maria Landim. Avaliação da vulnerabilidade ambiental como instrumento de gestão costeira nos municípios de Belmonte e Canavieiras, Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 39, n. 3, p. 395-408, 2009.

NASCIMENTO, Lucas *et al.* Deriva litorânea ao longo da costa do Cacau, Bahia: repercussões na geomorfologia costeira. **Pesquisas em Geociências**, [S.l.], v. 34, p. 45-56, 2007.

PONÇANO, Waldir Lopes. Sobre a interpretação ambiental de parâmetros estatísticos granulométricos: exemplos de sedimentos quaternários da costa brasileira. **Revista brasileira de Geologia**, São Paulo, v. 16, p. 157-170, 1986.

ROSSETTI, Dilce de Fátima; DOMINGUEZ, José Maria Landim. Evidência marinha na Formação Barreiras do litoral do estado da Bahia. In: CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUATERNÁRIO (ABEQUA), 13., 2011, Armação dos Búzios. **Resumos expandidos**. [S.l]: [s.n], 2011. p. 1440 - 1447.

ROSSETTI, Dilce de Fátima; DOMINGUEZ, José Maria Landin. Tabuleiros Costeiros. In: **Geologia da Bahia: pesquisa e atualização** [Coord]. BARBOSA, Jôhildo Salomão Figueiredo. Salvador: CBPM. 2012. 643 p.

SANABRIA, LINA LILIANA OSORIO; PEREIRA Egberto; ANTONIOLI; Luzia. Revisão estratigráfica dos depósitos miocênicos aflorantes na região do Alto de Olivença, litoral sul do Estado da Bahia, Brasil. **Revista Brasileira de Paleontologia**, [S.l], v. 18, p. 475-488, 2015.

SANTOS, C.F., GONTIJO, R.C., ARAÚJO, M.B., FEIJÓ, F.J. Bacias de Cumuruxatiba e Jequitinhonha. **Boletim de Geociências da PETROBRAS**, [S.I], v. 8, p. 85-190, 1994.

SILVA, C. G *et al.* Ambientes costeiros de sedimentação costeira e processos morfodinâmicos atuantes na linha de costa. In: NETO, João Antônio Batista.; PONZI, Vera Regina Abelin; SICHEL, Susanna Eleonora (Orgs.). **Introdução à Geologia Marinha**. Rio de Janeiro (RJ): Interciência, 2004. p.175-218.

SILVA, Vicente de Paulo Rodrigues; PEREIRA, Emerson Ricardo Rodrigues; ALMEIDA, Rafaela Silveira Rodrigues. Estudo da variabilidade anual e intra-anual da precipitação na região Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Meteorologia**, [S.l], v. 27, p.163 – 172, 2012.

SILVEIRA, João Dias. Morfologia do litoral. In: AZEVEDO, Aroldo de (org.). **Brasil: a terra e o homem**. São Paulo: Companhia Editora Nacional. 1964. p.253-305.

SOUZA, Cristiano Marcelo Pereira. **Análise dos parâmetros sedimentológicos e caracterização de solos desenvolvidos de sedimentos pós-barreiras, Ilhéus-Ba.** 2014.72 f. Dissertação (Mestrado) - Programa de Pós-graduação em Solos e Nutrição de Plantas, Universidade Federal de Viçosa (UFV), Viçosa, 2014.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais: (passado + presente = futuro)**. São Paulo: Paulo's Comunicação e Artes Gráficas, 366p. 1999.

SUGUIO, Kenitiro. Tópicos de Geociências para o Desenvolvimento Sustentável: as regiões litorâneas. **Geol. USP, Série Didática**, São Paulo, v. 2, p. 11-29, 2003a.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher, 400p. 2003b.

SUGUIO, Kenitiro. **Geologia do Quaternário e mudanças ambientais**. São Paulo: Oficina de Textos, 273p. 2010.

SUGUIO, Kenitiro; MARTIN, Louis. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul fluminense. *In*: INTERNATIONAL SYMPOSIUM COASTAL EVOLUTION QUATERNARY, 1., 1978, São Paulo. **Anais...** . São Paulo: [s.n], 1978. p. 1 - 55.

SUGUIO, Kenitiro; BIDEKAN, Juan Carlos; MORNER, Nils-Axel. Dados preliminares sobre as idades paleomagnéticas do Grupo Barreiras e da Formação São Paulo. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], v. 16, p. 171-175, 1986.

SUGUIO, Kenitiro; MARTIN, Louis; FLEXOR, Jean Marie. Quaternary sea-levels of the Brazilian coast: recent progress. **Episodes**, [S.I.], v.11, p. 203-208. 1988.

SUGUIO, K.; NOGUEIRA, Afonso Cesar Rodrigues. Revisão crítica dos conhecimentos geológicos sobre a Formação (ou Grupo?) Barreiras do Neógeno e o seu possível significado como testemunho de alguns eventos geológicos mundiais. **Geociências**,[S.I.], v. 18, n.2, p. 461-479, 1999.

SUGUIO, Kenitiro; SALLUN, Alethea Eernandes Martins; SOARES, Emílio Alberto Amaral. Período Quaternário: "Quo Vadis"? **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], v.35, n3, p. 427-432, 2005.

SUGUIO, Kenitiro *et al.* Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], v. 15, n. 4, p. 273-286,1985.

TATUMI, Sonia H. *et al.* Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no norte do Brasil: implicações paleogeográficas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], v. 38, n. 3, p. 514-524, 2008.

TESSLER, Moysés Gonzalez.; GOYA, Samara Casoli. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, [S.I.], v. 17, p. 11-23, 2005.

TOMAZELLI, Luiz José; VILLWOCK, Jorge Alberto. Mapeamento geológico de planícies costeiras: o exemplo da costa do Rio Grande do Sul. **Gravel**, [S.I.], v. 3, p. 109- 115, 2005.

VASCONCELOS, Adriano de Oliveira; CELINO, Joil José. Geologia, geomorfologia e evolução dos ambientes costeiros nos municípios de Una, Canavieiras e Belmonte. *In*: CELINO, Joil José *et al.* (org). **Avaliação de ambientes costeiros da região Sul da Bahia: geoquímica, petróleo e sociedade**. Salvador: EDUFBA. 2014. p.15-37.

VILAS BOAS, Geraldo da Silva; BITTENCOURT, Abílio Carlos da Silva Pinto; MARTIN, Louis. Leques aluviais pleistocênicos da região costeira da Bahia: implicações paleoclimáticas. **Revista Brasileira de Geociências**, [S.I.], v. 15, n. 3, p. 255-258, 1985.

VILAS BOAS, Geraldo da Silva *et al.* The Barreiras Group in the Northeastern coast of the state of Bahia, Brazil: depositional mechanisms and processes. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, [S.l], v. 73, p. 417-427, 2001.

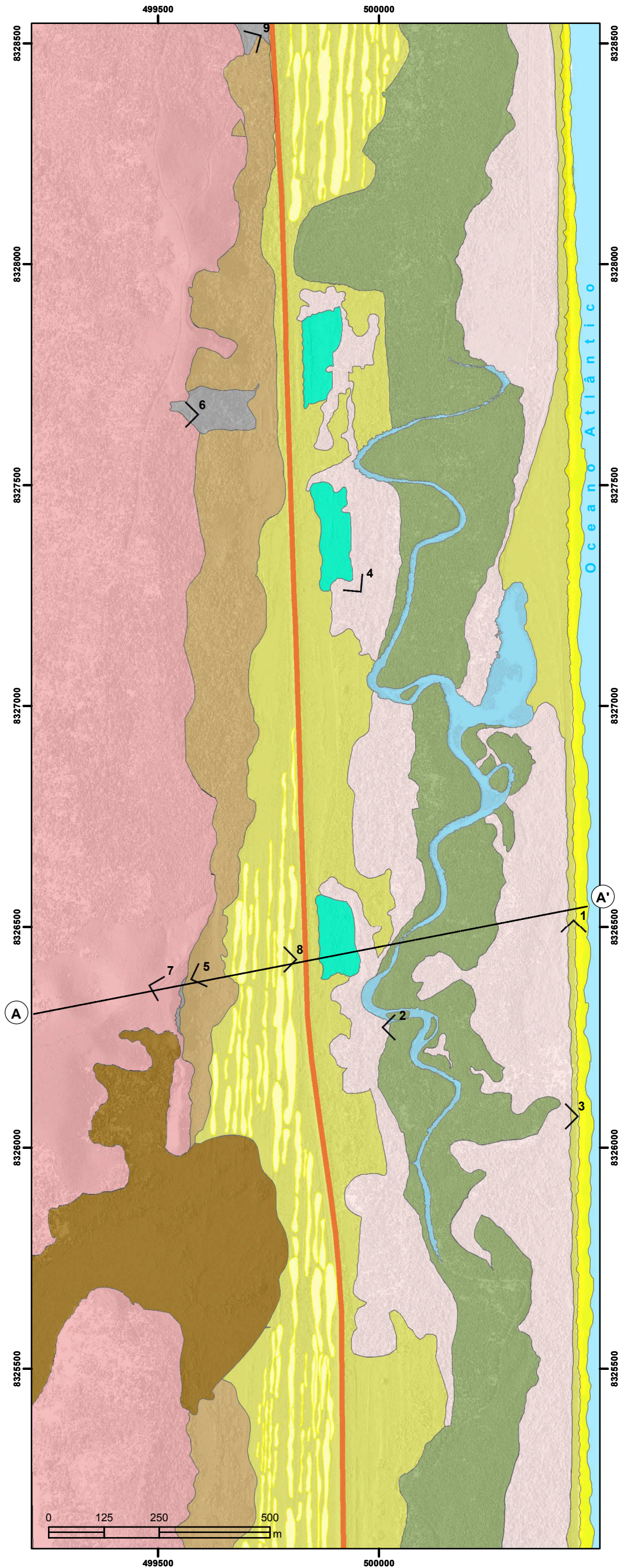
VILLWOCK, Jorge Alberto *et al.* Geologia e geomorfologia de regiões costeiras. *In*: SOUZA, Celia Regina de Gouveia; SUGUIO, Kenitiro; OLIVEIRA, Antônio Manoel dos Santos (Ed.). **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p.94-113.

VILLWOCK, Jorge Alberto *et al.* Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. *In*: RABASSA, Jorge. (Ed). **Quaternary of South America and Antarctic Peninsula**. 1986. p. 79-97.

WENTWORTH, Chester. K. A scale of grade and class terms for clastic sediments. **The Journal of Geology**, [S.l], v. 30, p. 377–392, 1922.

APÊNDICE – Mapa geológico-geomorfológico da planície costeira do balneário de Lençóis, município de Una, Bahia, Brasil.

Mapa Geológico-Geomorfológico da Planície Costeira do Balneário de Lençóis, Município de Una, Bahia, Brasil.



LEGENDA	UNIDADE GEOLÓGICA	UNIDADE GEOMORFOLÓGICA	SISTEMA DEPOSICIONAL	IDADE		
				PERÍODO	ÉPOCA	AP
1	Depósito marinho praiial	Praia	Transicional	Quaternário	Holoceno	±5 ka
2	Depósito paludial	Planície flúvio-marinha				
3	Depósito eólico	Duna				
4	Depósito lagunar	Terraço lagunar				
5	Depósito marinho praiial	Planície de cordões regressivos litorâneos				
6	Depósito eólico recobrimdo a Formação Barreiras	Manto eólico	Continental	Quaternário indiferenciado		±2 Ma
7	Depósito de leque aluvial	Leque aluvial				
8	Depósito colúvio-aluvionar	Rampa coluvial				
9	Formação Barreiras	Tabuleiro pré-litorâneo		Terciário	Plioceno superior*	5-3 Ma

*Sugão et al. (1986).



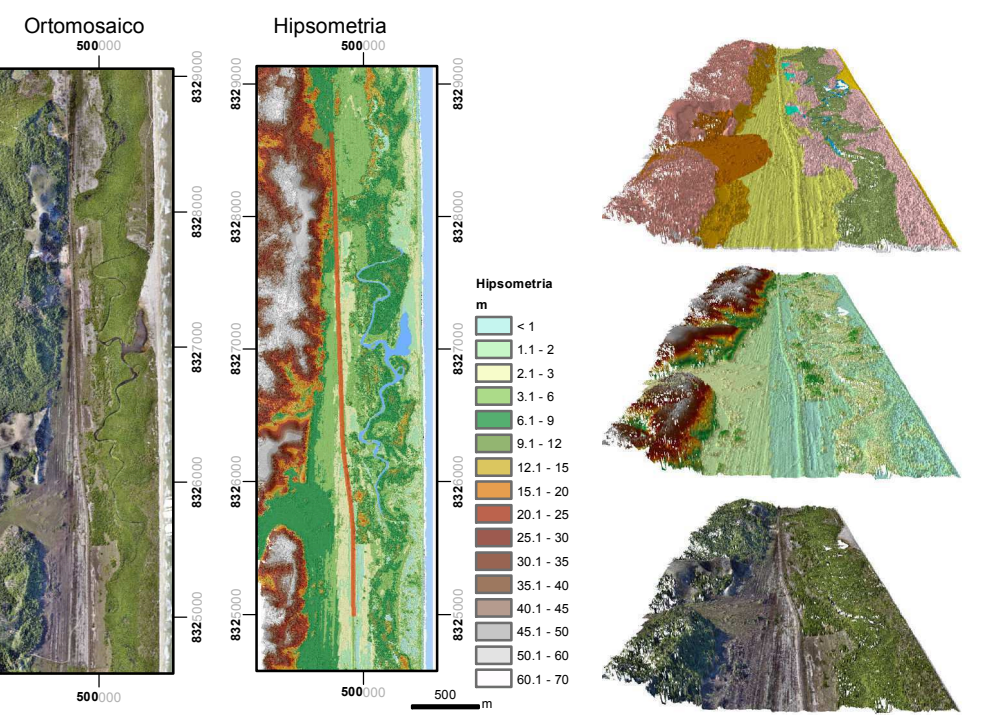
(1) Depósito marinho praiial composto por sedimentos arenosos finos no setor morfológico de pós-praia apresentando marcas de ondulações. (2) Depósito paludial, composto por areia fina, ocorrendo às margens de meandros, em forma de uma planície flúvio-marinha. (3) Depósito eólico constituído de sedimentos arenosos finos, bem eleccionados. Apresenta-se como dunas frontais, localizadas após o setor de pós-praia, evidenciando uma linha de falésias erodidas pela ação de ondas durante maré alta.



(4) Depósito lagunar composto por areia fina. Apresenta a forma de um terraço periodicamente inundável. (5) Depósito marinho praiial, composto por areia fina, formando uma planície de cordões regressivos litorâneos, dispostos paralelamente a linha de costa. (6) Depósito eólico composto por areia média a fina. Ocorre recobrimdo os sedimentos da Formação Barreiras como um manto eólico.

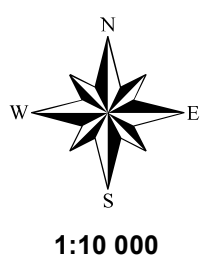


(7) Depósito de leque aluvial composto por areia média. Ocorre encaixado nas paleodrenagens da Formação Barreiras, interdigtados com os cordões regressivos litorâneos no domínio da planície costeira. (8) Depósito colúvio-aluvionar composto por sedimentos mal selecionados, contendo areia, silte e argila. Localizam-se no sopé das elevações da Formação Barreiras. (9) Afloramentos da Formação Barreiras, compostos por sedimentos mal selecionados, contendo frações de areia e silte. Ocorre em forma de tabuleiros pré-litorâneos com marcas de ravinações e relevo escarpado.



Convenções cartográficas

- Rodovia BA 001
- Fotografias (direção)
- Cristas praiiais
- Recursos hídricos



39°0'0"W

15°0'0"S

Projection: Transverse Mercator
 Coordinate System: WGS 1984 UTM Zone 24S
 Datum: WGS 1984
 false easting: 500 000.0000
 false northing: 10 000 000.0000
 central meridian: -39.0000
 scale factor: 0.9996
 latitude of origin: 0.0000
 Units: Meter

Autora: Ingrid Araújo Matos Góes
 Orientador: Norberto Olmiro Horn Filho
 Co-orientador: Gil Marcelo Reuss Strenzel
 Sources: Esri, USGS, NOAA

