Universidade de São Paulo
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas

RENATA DINIZ TELES

**Caracterização paleogeográfica de costões rochosos da
porção sul do município de Ubatuba, SP**

São Paulo

2016

RENATA DINIZ TELES

**Caracterização paleogeográfica de costões rochosos da porção sul do município
de Ubatuba, SP**

Dissertação apresentada ao Departamento de
Geografia Física da Universidade de São
Paulo para obtenção do título de mestre em
Geografia Física

Linha de pesquisa: Estudos
interdisciplinares em Pedologia e
Geomorfologia

Orientadora: Profa. Dra. Célia Regina
de Gouveia Souza

**São Paulo
2016**

Autorizo a reprodução e divulgação total ou parcial deste trabalho, por qualquer meio convencional ou eletrônico, para fins de estudo e pesquisa, desde que citada a fonte.

Catálogo na Publicação
Serviço de Biblioteca e Documentação
Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo

Tc Teles, Renata
Caracterização paleogeográfica de costões rochosos da porção sul do município de Ubatuba, SP / Renata Teles ; orientadora Célia Souza. - São Paulo, 2016. 93 f.

Dissertação (Mestrado)- Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo. Departamento de Geografia. Área de concentração: Geografia Física.

1. Paleogeografia. 2. Geomorfologia costeira. 3. Paleoníveis marinhos. I. Souza, Célia, orient. II. Título.

RESUMO

TELES, R. D. Caracterização paleogeográfica de costões rochosos da porção sul do município de Ubatuba, SP. 2016. Xxx f. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geografia Física, Universidade de São Paulo. São Paulo, 2016.

Responder às questões relacionadas aos paleoníveis marinhos reitera-se cada vez mais como uma tarefa importante das ciências relacionadas aos ambientes litorâneos. É importante progredir com os estudos, por meio da revisão e reinterpretação dos dados já existentes e da proposição de dados adicionais que elucidem as divergências que permeiam o delineamento das curvas de variação do nível do mar na costa brasileira e melhorem o diagnóstico dos paleoníveis. A importância dessas pesquisas reside no fato de que as variações contribuíram diretamente na formação e evolução das áreas costeiras.

O município de Ubatuba possui grande potencial para a ocorrência de indicadores biológicos e geomorfológicos de paleoníveis marinhos, ainda pouco estudados em todo o litoral paulista. Estudos prévios que encontraram paleoindicadores biológicos de variações holocênicas do NM em alguns costões rochosos de Ubatuba, são um bom exemplo desse potencial.

No presente trabalho avaliou-se 3 costões no município citado, quanto a suas características geomorfológicas e geológicas, e suas potencialidades para a ocorrência de indicadores de variação do NM.

Os resultados apresentados permitem concluir que esses costões apresentam características peculiares que permitem o desenvolvimento e preservação de registros de NM.

Pode-se inferir que as bandas de ouriços pormenorizadas no presente estudo definem níveis marinhos pretéritos, bem como os níveis de plataformas de abrasão marinha inativas aqui caracterizados. Tanto as plataformas quanto a presença das bandas sugerem pelo menos três estabilizações de NM mais alto que o atual, o que corrobora a literatura.

Para estabelecer correlações entre as áreas estudadas e delas com outras áreas do município, serão necessários estudos futuros, que contemplem ainda a datação de amostras de restos biogênicos, para que se possa relacionar os dados espaciais aqui apresentados com referências temporais.

Palavras-chave: Indicadores de nível do mar. Geomorfologia costeira. Paleogeografia. Costão rochoso.

ABSTRACT

Responding to issues related to marine paleolevels reiterated increasingly as an important task of the science related to coastal environments. It is important to make progress with the studies through the review and reinterpretation of existing data and additional data proposition elucidating the differences that permeate the design of the variation curves sea level on the Brazilian coast and improve the diagnosis of paleolevels. The importance of these studies lies in the fact that changes have contributed directly to the formation and evolution of coastal areas.

The city of Ubatuba has great potential for the occurrence of biological and geomorphological indicators of marine paleolevels, still understudied throughout the São Paulo coast. Previous studies have found that biological paleoindicadores of Holocene variations of sea level in some rocky shores of Ubatuba, are a good examples of this potential.

In the present study we evaluated three rocky shores in Ubatuba as its geomorphological and geological features, and its potential for the occurrence of NM variation indicators.

The results allow us to conclude that these shores have peculiar characteristics that enable the development and preservation of NM records.

It can be inferred that the hedgehogs bands detailed in this study define tenses sea levels as well as levels of inactive marine abrasion platforms here characterized. Both the platform and the presence of the bands suggest at least three higher NM stabilizations that the current, which corroborates the literature.

To establish correlations between them and studied areas with other areas of the municipality will require further study, still contemplating the dating of samples of biogenic remains, so that you can relate to the spatial data presented herein with temporal references.

Keywords: Sea level indicators. Coastal geomorphology. Paleogeography. rocky shore.

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Fatores responsáveis pelas mudanças nos níveis relativos do mar (fonte: Martin *et al.*, 1986).

Figura 2: Curvas de variação do nível do mar durante o Holoceno de diversos setores da costa brasileira (Martin, *et al.* 2003).

Figura 3: Zoneamento biológico de costão rochoso na costa de Pernambuco (Laborel, 1979).

Figura 4: (a) Fósseis de cracas (*Tesseropora cf. atlantica*) e (b) vermetídeos (*Dendropoma irregulare*) (fonte: Angulo *et al.*, 2013).

Figura 5: Vermetídeo vivo coletado em Angra dos Reis (Dias, 2009).

Figura 6: Modelo de evolução de costões rochosos. O modelo considera 5 tipos de paisagem inicial (I-V) e três categorias de dureza de rochas (a, b e c). Fonte: Sunamura, 1992.

Figura 7: Classificação geomorfológica da costa brasileira. Fonte: Vilcock *et al.* (2005).

Figura 8: Exemplar de *Echinometra lucunter* (Linnaeus, 1758) exposto durante maré baixa de sizígia no costão da Praia do Costa, Ubatuba, SP. Foto da autora.

Figura 9: (a): Distribuição das tocas e paleotocas de ouriços e paleotocas abandonadas acima do nível médio atual do mar atual no costão rochoso da Praia Dura em Ubatuba (SP) (fonte: Cunha e Andrade, 1971). (b): Paleolocas de ouriço na praia Domingas Dias, em Ubatuba. (Foto da autora).

Figura 10: Localização da área de estudo. Fonte: Google Earth.

Figura 11: Esboço do costão da Fortaleza indicando a zonation biológica e maregráfica média do costão e as relações altimétricas entre diferentes indicadores de níveis marinhos atuais e holocênicos: nível atual de vida de ouriços-do-mar (0,0m); três bandas de concentração de paleolocas de ouriços-do-mar definindo uma estratigrafia de paleoníveis marinhos ao longo do costão; banco de vermetídeos vivos vivendo numa faixa ao redor do nível médio do mar atual (segundo a referência do marégrafo de Ubatuba – Harari & Mesquista, 2011); e locais onde foram encontrados fósseis de vermetídeos e cracas (fonte: Vilano, 2013).

Figura 12: Seção-tipo no costão da Praia da Fortaleza, onde foram encontradas as três bandas com concentrações de paleolocas de ouriços-do-mar. Os gráficos de frequência (%) correspondem aos diâmetros das paleolocas medidas em cada banda. A: banda superior situada acima da zona de supralitoral atual. B: banda intermediária, situada na zona de supralitoral atual. C: banda inferior, localizada na zona de mesolitoral atual (notar que alguns ouriços vivos ocupam a base dessa banda) (fonte: Vilano, 2013).

Figura 13. Colônia de vermetídeos vivos da espécie *Petalochonchus varians* encontrada no Costão da Fortaleza. (A). Vista geral da colônia em maré de quadratura. (B). Vista da colônia durante a baixamar de sizígia (fonte: Vilano, 2013).

Figura 14: Afloramento de *Beachrock* na Praia do Tenório (Ubatuba), durante baixamar de sizígia. Foto: Celia R. de Gouveia Souza).

Figura 15: Localização dos costões das Praias Caçandoca, Costa e Fortaleza. Fonte: Google Earth.

Figura 16: Procedimento de obtenção de altimetria com trena eletrônica a laser. Foto: Célia R. G. Souza.

Figura 17: Medição do diâmetro de paleoloca com trena comum. Foto: Célia R. G. Souza.

Figura 18: Costão da Caçandoca. Coordenadas: 0477671 / 7394553. Extensão aproximada: 0,58km. Fonte: Google Earth.

Figura 19: Detalhe das rochas que formam o costão da Caçandoca. Foto: Celia R. de Gouveia Souza.

Figura 20: Costão da Caçandoca, com destaque para a área acessível, que possui 0,13km e segmento 1 em amarelo e 2 em vermelho. Fonte: Google Earth.

Figura 21: Vista do costão da Praia da Caçandoca, a partir da praia, com o segmento 1 em primeiro plano. Foto da autora.

Figura 22: Plataforma de abrasão marinha ativa na base do costão da Praia da Caçandoca. Foto: da autora.

Figura 23: Distribuição das 3 bandas (A – acima da linha vermelha, B – entre as linhas vermelha e amarela e C – abaixo da linha amarela) de paleolocas de ouriços-do-mar encontradas no costão da Caçandoca. (foto: Celia R. de Gouveia Souza).

Figura 24: Aspecto da Banda C sobre a PAM ativa na base do costão Caçandoca. Detalhe das paleolocas bem definidas e com diâmetros em torno de 5-6 cm; notar que algumas delas ocupam as paredes das fraturas abertas nas rochas, criando um padrão de locas alinhadas e orientadas. (fotos: Celia R. de Gouveia Souza).

Figura 25: Detalhe das paleolocas da Banda C em blocos da base do costão da Caçandoca em faces voltadas para o mar e para o costão. Fotos da autora.

Figura 26: Aspectos da Banda B ao longo do costão da Caçandoca. Fotos: Celia R. de Gouveia Souza.

Figura 27: Detalhe da rocha com aspecto de “cérebro” e de tamanho e distribuição das paleolocas da Banda B no costão da Caçandoca. Foto: Celia R. de Gouveia Souza.

Figura 28: Aspecto da Banda A no setor mais distante da praia do segmento 1 do costão da Caçandoca. Notar: o topo da banda B na base da foto; a baixa frequência de locas, algumas acompanhando as fraturas; ao fundo, o deslocamento de rocha fraturada com aspecto de “cérebro”, deslizando sobre uma superfície lisa condicionada pela foliação da rocha. Foto: Celia R. de Gouveia Souza.

Figura 29: Aspectos da colônia de vermetídeos fósseis da amostra Caçandoca-01 localizada na base da banda C, junto à praia (coordenadas: 0477652 / 73944556). Fotos: Celia R. de Gouveia Souza.

Figura 30: Incrustações de vermetídeos fósseis: amostras Caçandoca-02, 03 e 04.

Figura 31: Costão da Praia do Costa. Coordenadas: 0483050 / 7399578). Extensão aproximada de 0,46km. Destaque para os segmentos estudados: segmento 1 em vermelho, segmento 2 em amarelo e segmento 3 em azul. Fonte: modificado de Google Earth.

Figura 32: Costão da Praia do Costa. Detalhes da litologia e do bandamento gnáissico (à esquerda) e dos sistemas de fraturas sobre uma plataforma de abrasão marinha (centro) e porções ricas em fd-K (à direita). Fotos: Célia R. G. Souza.

Figura 33: Rampa de colúvio (anfiteatro de drenagem) com depósito de blocos e matacões no início do segmento 1, Praia do Costa.

Figura 34: Segmento 1 exibindo 3 níveis de PAM separados por fraturas paralelas e abertas. (Fotos: Celia R. G. Souza)

Figura 35: Segmento 2 exibindo matacões arredondados soltos ou imbricados sobre a PAM intermediária na base da vertente. Fotos: Celia R. G. Souza.

Figura 36: Vista geral da extensa PAM intermediária na base da vertente do segmento 3, no costão do Costa. Foto: Celia R. G. Souza.

Figura 37: Nichos com evidências de dissolução, erosão mecânica e bioerosão causada por ouriços-do-mar no segmento 3 do costão do Costa. Foto: Celia R. G. Souza.

Figura 38: Ocorrência de ouriços *E. lucunter* no costão do Costa.

Figura 39: Ocorrência da banca C segmento 1 do costão do Costa. Fotos: Celia R. G. Souza.

Figura 40: Paleocas em blocos e matacões e em fratura no segmento 2 do costão da Praia do Costa. Fotos: Celia R. G. Souza.

Figura 41: Banda C na base da PAM ativa do segmento 3 do Costão do Costa e faixa de paleocas reocupadas por ouriços vivos. Foto da autora.

Figura 42: Ocorrência de paleocas em antiga poça de maré (0,66 m de diâmetro), em porção de maior concentração de megacristais de feldspatos-potássicos.

Figura 43: Bandas A e B no afloramento do segmento 2 do costão da Praia do Costa, cuja base corresponde à PAM intermediária. (coordenadas 0483048/7399549). Foto: Celia R. G. Souza.

Figura 44: Detalhe das bandas A e B no afloramento do segmento 2 do costão do Costa.

Figura 45: Detalhe das paleocas da banda B no costão do Costa. Foto: Celia R. G. Souza.

Figura 46: Detalhe das paleocas da banda A no costão do Costa. Foto: Celia R. G. Souza.

Figura 47: Costão da Fortaleza, com destaque para a localização aproximada dos segmentos: 1 (vermelho), 2 (laranja), 3 (azul), 4(lilás), 5 (verde), 6 (rosa) e 7 (branco).

Figura 48: Plataforma de abrasão marinha no segmento 1 do costão da Praia da Fortaleza. Coordenadas 0483337 / 7397603. Fotos da autora.

Figura 49: Campo de blocos no segmento 2 do costão da Praia da Fortaleza. Coordenadas 0483284 / 7397621. Fotos da autora.

Figura 50: Segmento 3 do costão da Fortaleza, no setor exposto, exibindo 3 níveis de PAM, separados por fraturas paralelas. Foto da autora.

Figura 51: Estruturas de dissolução no segmento 4 da praia da Fortaleza.

Figura 52: Três níveis de plataforma de abrasão no segmento 4 do costão da Praia da Fortaleza. As linhas amarelas representam as zonas de fraturas que dividem a plataforma. Coordenadas: 0483702 / 7397724. Foto da autora.

Figura 53: Visão geral da PAM no segmento 5 da Praia da Fortaleza. Foto da autora.

Figura 54: Contexto geomorfológico do segmento 6, com matacões e blocos rolados e abatidos, muito fraturados e erodidos (esquerda) e detalhe da litologia e textura da rocha (direita). Fotos da autora.

Figura 55: Contexto geomorfológico do segmento 7, com PAM íngreme e muito fraturada. Fotos da autora.

Figura 56: Campo de blocos recobertos por paleolocas da banda C no segmento 2 do costão da Praia da Fortaleza. Foto: Célia R. G. Souza.

Figura 57: Banda C em matacão do segmento 4 (esquerda) e detalhe de ouriço atual realocando paleolocas desta banda no mesmo local (direita). Foto da autora.

Figura 58: Detalhe de paleolocas da banda C em bloco no segmento 4 do costão da praia da Fortaleza.

Figura 59: Registro da banda B em matacões abatidos no segmento 6 do costão da Praia da Fortaleza. Foto da autora.

Figura 60: Distribuição de paleolocas da Banda A nas laterais do afloramento do segmento 1 do costão da Praia da Fortaleza.

Figura 61: Perfil do afloramento no segmento 7 no costão da Fortaleza, com a presença das Bandas A, entre as linhas azul e vermelha, B, entre as linhas vermelha e amarela e C, abaixo da linha amarela. Foto: Celia R. G. Souza.

Figura 62: Detalhe das paleolocas nas bandas A (esquerda), B (centro) e C (direita) do segmento 7.

Figura 63: Localização a esquerda e detalhe da incrustação de vermetídeos fósseis. Foto: Célia R. G. Souza.

Figura 64: Localização de cracas fósseis no segmento 7, 1,20 m acima do topo da banda A, ou 6,14 m acima do NBSO. Fotos da autora.

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Datações ^{14}C de amostras de vermetídeos e associações altimétricas com as 3 bandas de paleolocas de ouriços-do-mar encontradas em costões rochosos de Ubatuba (os valores altimétricos indicam o topo de cada banda e as cotas das amostras de vermetídeos, em relação ao 0,0 m) (fonte: modificada de Vilano, 2013).

Tabela 2: Dados relativos aos diâmetros das paleolocas medidos nas 3 bandas no costão da Caçandoca.

Tabela 3: Dados relativos aos diâmetros das paleolocas medidos nas 3 bandas no costão da Praia do Costa.

Tabela 4: Dados relativos aos diâmetros das paleolocas medidos nas 3 bandas no costão da Praia da Fortaleza.

SUMÁRIO

1. Introdução	11
2. Justificativas	13
3. Objetivos	14
4. Revisão Bibliográfica	15
5. Área de Estudo	40
6. Materiais e Métodos	50
7. Resultados	54
8. Considerações Finais	83
9. Referências	84

1. INTRODUÇÃO

A zona litorânea do Brasil se estende por aproximadamente 9.200 km e apresenta um conjunto muito diversificado de ambientes costeiros, cujo patrimônio geológico resulta da evolução geotectônica iniciada com a separação continental do Gondwana, durante o Jurássico (e.g. Almeida, 1967).

De maneira geral, as planícies costeiras brasileiras foram esculpidas sobre terrenos do embasamento ígneo-metamórfico de idade precambriana-mesozóica nas regiões Sul e Sudeste, de rochas sedimentares de idade paleozóica na região Norte, e sobre os depósitos paleogênicos do Grupo Barreiras entre o Ceará e o norte do Rio de Janeiro (Souza *et al.* 2005).

As flutuações do nível relativo do mar (NM) foram fundamentais para a modelagem da paisagem costeira brasileira, a medida que provocaram exposição ou afogamento da plataforma continental, a progradação e retrogradação de praias e a formação de planícies de cordões litorâneos/cristas praiais, sistemas barreira-laguna, estuários e deltas, em meio a variações climáticas e eventos tectônicos, entre outros processos (e.g. Villwock *et al.* 2005; Dillenburg e Hesp, 2009; Souza, 2015).

De acordo com Angulo *et al.* (2006) há muitas lacunas na história das variações do NM durante o Holoceno no Brasil, apesar de haver mais de 1.000 datações de indicadores na costa brasileira. Dentre esses indicadores de paleoníveis marinhos, os autores apontam como os mais confiáveis aqueles presentes em costões rochosos.

Cerca de 10 anos depois, a magnitude e a idade das oscilações do NM durante o Holoceno ainda não são totalmente conhecidas no mundo e tampouco no Brasil, ainda que haja diversos estudos em muitas partes (e.g. Souza, 2015). A compreensão atual sobre a resposta não linear do NM frente às mudanças climáticas rápidas ocorridas durante essa época ainda é limitada e gera controvérsias entre a comunidade científica (Yu *et al.* 2009; Cronin, 2012). Opiniões divergentes se devem também ao fato de que as oscilações não foram simultâneas em todo o mundo e, portanto, podem ocorrer evidências opostas em diferentes locais, que necessitam de vasto conhecimento e entendimento (Jelgersma e Tooley, 1995). Além disso, a influência e a interferência da neotectônica, em especial nas áreas costeiras de margens passivas, ainda são pouco compreendidas e até negligenciadas (e.g. Souza, 2015).

Segundo Suguio (2005), responder às questões relacionadas aos paleoníveis marinhos reitera-se cada vez mais como uma tarefa importante das ciências relacionadas aos ambientes litorâneos. Para esse autor, é importante progredir com os estudos, por meio da revisão e reinterpretação dos dados já existentes e da proposição de dados adicionais que elucidem as divergências que permeiam o delineamento das curvas na costa brasileira e melhorem o diagnóstico dos paleoníveis, para que este sirva como um bom instrumento de prognóstico.

A importância dessas pesquisas reside no fato de que as variações contribuíram diretamente na formação e evolução das áreas costeiras atualmente mais ocupadas pelo homem (Suguio *et al.*, 2001).

Além disso, os registros de oscilações eustáticas durante o Holoceno são essenciais para subsidiar as respostas dos ambientes costeiros às projeções futuras de mudanças climáticas e de elevação do NM.

2. JUSTIFICATIVA

Estudos paleogeográficos e paleoceanográficos são essencialmente motivados pela necessidade científica elementar de entender o nosso planeta, em especial, com o propósito de discriminar a amplitude da variabilidade entre as mudanças naturais e aquelas causadas pelo homem e prever o efeito de impactos antrópicos sobre o sistema terrestre (Abrantes *et al.*, 2012).

De acordo com Coutinho (2002), o trecho norte do litoral paulista apresenta 331,7 km de costas rochosas. Nos municípios de Ubatuba, Ilhabela e São Sebastião se concentram as maiores extensões de costões rochosos do Estado de São Paulo, totalizando, respectivamente, 147, 120 e 55 km de linha de costa rochosa. Ainda de acordo com esse autor, estes ambientes são particularmente ricos de fontes de informação para pesquisa científica de cunho geográfico, geomorfológico, biológico e, ainda, multidisciplinar.

O município de Ubatuba possui, portanto, grande potencial para a ocorrência de indicadores biológicos e geomorfológicos de paleoníveis marinhos, ainda pouco estudados em todo o litoral paulista. Os estudos prévios de Vilano (2013), que encontrou paleoindicadores biológicos de variações holocênicas do NM em alguns costões rochosos de Ubatuba, são um bom exemplo desse potencial.

Por outro lado, a única curva de variação do NM durante o Holoceno disponível para o Litoral Norte de São Paulo e sul do Rio de Janeiro (Martin *et al.*, 2003), foi baseada em poucas evidências e não abrange o Holoceno tardio, por ausência de registros disponíveis.

Consequentemente, estudos sistemáticos nesses costões rochosos, que tragam evidências seguras sobre as variações holocênicas do NM serão fundamentais para a construção de uma curva de variação do NM mais robusta e coerente para o Litoral Norte do Estado de São Paulo.

3. OBJETIVOS

3.1. Objetivo geral

Estabelecer as características intrínsecas de cada costão rochoso como potencialidade para apresentar registros e indicadores de variações pretéritas do nível relativo do mar.

3.2. Objetivos específicos

- a) Caracterizar os principais aspectos geomorfológicos e geológicos dos costões rochosos da área de estudo;
- b) Identificar os principais organismos indicadores de limites bem conhecidos da zonation biológica de cada costão, em especial os indicadores de NM, com o objetivo de estabelecer a zona de vida dos homólogos vivos;
- c) Caracterizar o limite superior atual das bandas de ouriços vivos (= ao nível 0,0 m) e mapear e caracterizar as bandas de concentrações de paleolocas distribuídas nos costões, por meio de sua posição, dimensões e altimetria em relação ao 0,0 m, e da medição dos diâmetros das locas presentes;
- d) Buscar e identificar outros indicadores geomorfológicos e biológicos de paleoníveis marinhos nos costões rochosos, caracterizando sua posição, distribuição, dimensões e altimetria em relação ao nível 0,0 m atual;
- e) Comparar o conjunto de características de cada costão, a fim de estabelecer potencialidades para encontrar paleoindicadores.

4. REVISÃO BIBLIOGRÁFICA

4.1. Breve Histórico sobre Estudos em Áreas Costeiras no Mundo e no Brasil

As características da zona costeira variam consideravelmente em todo o mundo, mesmo ao longo de distâncias relativamente curtas; a característica particular de um trecho específico pode resultar de fatores de grande escala geológica, geologia local, processos de superfície e efeitos das recentes mudanças no nível relativo do mar (Davidson-Arnott, 2010). Por isso, a complexidade destes fatores deu origem a uma série de diferentes classificações de costas.

As origens dos estudos sobre regiões costeiras remontam das especulações dos antigos gregos e romanos, que tinham interesse prático nas zonas costeiras; já no século 4º a.C. estes povos estavam bem familiarizados com litorais do Mediterrâneo e do Mar Negro. No entanto, as primeiras teorias sobre as costas foram regidas pelas superstições, lendas e mitos intrínsecos aos povos do Mediterrâneo na época.

A presença de fósseis marinhos longe do mar levou Aristóteles (384-322 a.C.) a concluir que o mar tinha anteriormente ocupado níveis mais elevados que o de sua época. Estrabão citou a tentativa de melhorar o porto de Éfeso, no segundo século antes de Cristo, o que parece ser o primeiro estuo sobre o papel do homem como agente influenciador das regiões costeiras.

Durante os séculos 18 e 19 surgiram muitas propostas para explicar a Terra e as formas de sua superfície, cujos principais defensores são tratados em profundidade na obra *Study of Landforms*, (Chorley *et al.*, 1964). A maioria das teorias iniciais reflete elevado grau de influência bíblica, mas cada uma em sua maneira desempenhou um papel no desenvolvimento da geomorfologia costeira atual.

Os netunistas, dos quais Werner (1749-1817) foi o principal porta-voz, propuseram a existência de um oceano universal primordial; de acordo com essa teoria as rochas da Terra formaram-se através da sucessiva acumulação química precipitada no oceano. Os diluvialistas, representados por Buckland (1784-1856), propuseram uma teoria semelhante, na qual o dilúvio de Noé foi o agente destrutivo e construtivo das formas terrestres. Embora seja correto concluir que o domínio das escolas catastróficas retardou o estudo da geomorfologia, o estudo de formas e processos costeiros progrediu até certo ponto, a medida que passou-se a reconhecer

processos costeiros. Assim, durante e posteriormente à Renascença, surgiram alguns pensamentos relativamente avançados sobre zonas costeiras, alguns dos quais fizeram ultrapassar os limites dos dogmas da Igreja.

Guettard (1715-1786), famoso por seus mapas geológicos, descreveu o mar como principal agente de erosão dos solos, e os penhascos como remanescentes de antigos sistemas de colinas; observou ainda que os rios carregam sedimentos misturados com material erodido dos penhascos adjacentes e rochas submersas. Lavoisier (1743-1794) adotou a ideia de Guettard, de que materiais de fontes variadas compõem o substrato das regiões litorâneas, mas foi um passo além e propôs um gradiente de variação do tamanho dos grãos dos depósitos.

A partir do final do século 19, os estudos passaram a considerar a erosão marinha, como principal modificador da paisagem costeira, além de surgirem as primeiras ideias sobre erosão diferencial, a partir do estudo da dureza de falésias.

Gilbert (1843-1918) tratou de uma variedade de tópicos relacionados com a costa, incluindo a praias, falésias, terraços, barreiras, lagoas, ondas, correntes, ressaca, entre muitos outros; ao descrever formações costeiras em termos de processos físicos, Gilbert definiu o estilo para a pesquisa atual em geomorfologia costeira.

William Morris Davis (1850-1934) influenciou praticamente todos os aspectos da geomorfologia, incluindo a geomorfologia costeira; ao escrever cerca de três quartos de século depois de Darwin, Davis foi capaz de incorporar em seus escritos dados sobre as alterações do nível do mar durante o período glacial.

As abordagens qualitativas dominaram a investigação costeira entre a Primeira e a Segunda Guerra Mundial. O aumento das populações litorâneas resultou diretamente no incremento do uso dos recursos costeiros; como consequência ocorreu um impulso no número de estudos e pesquisas. O patrocínio do Conselho Nacional de Pesquisa dos Estados Unidos para estudos sobre marés e alterações do nível do mar em 1920, a criação da Comissão de Estudos Costeiros da União Soviética e do Centro de Pesquisa de Engenharia Costeira dos Estados Unidos são exemplos dos esforços organizados que começaram entre as duas grandes guerras.

Do ponto de vista da investigação costeira, mais importante do que os detalhes descritivos de muitas das praias do mundo que vieram a partir desses esforços, foi o desenvolvimento gerado pela guerra que afetou toda a ciência, como o surgimento de grupos de pesquisa e laboratórios, avanços tecnológicos em equipamentos úteis para investigação costeira, oportunidades de especialização em universidades e a

propagação da investigação científica em todo o mundo, através de conferências, workshops e simpósios. Em 1950 engenheiros costeiros começaram a realização de conferências bienais dos quais resultaram diversos trabalhos sobre temas costeiros. Ainda durante os anos 1950 e 60, técnicas variadas como traçadores radioativos, mergulho, imagens de satélite, microscopia eletrônica e computadores de alta velocidade despontaram no fornecimento de dados e análises sobre as formas e processos costeiros.

Durante o século XX houve uma rápida expansão na investigação sobre ambientes costeiros. A pesquisa se tornou mais sofisticada e diversificada, os equipamentos melhorados, a cooperação multidisciplinar expandida, houve aprimoramento das metodologias e maior financiamento para ciência, o que contribuiu para uma série de novos caminhos de pesquisa em geomorfologia costeira. Mesmo com a diversificação durante os anos 1980 e 1990, a pesquisa dedicada à morfologia e processos praia continuou a receber a maior atenção. Grande parte dessa atenção é dedicada a hidrodinâmica de pequena escala e transporte de sedimentos.

Dentre os temas de pesquisa científica em áreas costeiras que têm atraído maior atenção estão: as variações do NM, a evolução das planícies costeiras, a erosão costeira e a evolução das plataformas costeiras ou costas rochosas, além do papel do homem como agente geomorfológico.

No Brasil, Ab'Saber (2000) destaca que a geomorfologia de ambientes costeiros desenvolveu-se sobremaneira a partir do século XX. A classificação em costas de emersão e submersão perdeu validade ante a complexidade das formações costeiras, que demanda um aprofundamento nos fatores morfológicos, tectônicos, eustáticos, abrasivos e deposicionais de cada setor. O autor ressalta, ainda, que são poucas as contribuições de interesse especificamente geomorfológico na bibliografia referente ao litoral brasileiro.

4.2. Variações Eustáticas do Nível do Mar durante o Holoceno

As variações eustáticas do nível do mar ocorrem em diversas escalas temporais e espaciais e têm diversas causas, sendo as principais de origem climática, tectônica, gravitacional ou dinâmica (Mörner, 1987).

Segundo Suguio *et al.* (2005), a tectonoeustasia, a glacioeustasia e a geoidoeustasia controlam as oscilações dos NM. Em contrapartida, as variações dos níveis dos continentes (isostasia e tectonismo) são determinados pelos movimentos

tectônicos horizontais e verticais, movimentos isostáticos relacionados à sobrecargas exercidas pela expansão e retração das calotas glaciais ou erosão e deposição em bacias sedimentares, a transgressão e regressão sobre as plataformas continentais e as deformações das superfícies continentais por causas gravitacionais (**Figura 1**).

Figura 1: Fatores responsáveis pelas mudanças nos níveis relativos do mar (fonte: Martin *et al.*, 1986).

Durante o Último Máximo Glacial (UMG) o nível do mar desceu cerca de 110 metros abaixo do atual na região sudeste do Brasil (Kowsmann e Costa, 1979). A transgressão marinha que se sucedeu a partir de 20.000 anos AP, conhecida no Estado de São Paulo como Transgressão Santos, deixou registros de fases de estabilização na atual plataforma continental (Conti, 2004) e de níveis marinhos mais altos nas planícies costeiras (Suguio e Martin, 1978).

A parte final da transgressão holocênica na costa do Brasil e no mundo é bem conhecida, graças às numerosas reconstruções de posições antigas de NM mais altos que o atual (Souza, 2015). A partir dessas reconstruções, pôde-se delinear curvas ou esboços das flutuações do nível do mar para os últimos 5.600 anos cal AP (Martin *et al.*, 1979, 1986, 2003; Suguio *et al.*, 1980, 1985; Dominguez *et al.*, 1990; Angulo e Lessa 1997; Angulo *et al.*, 2006; Bezerra *et al.*, 2003; Caldas *et al.*, 2006). Embora

estas curvas sejam semelhantes entre si, elas mostram diferenças nas amplitudes verticais e demonstram que a última transgressão marinha pós-glacial atingiu o pico há aproximadamente 5.600 anos cal AP, quando o nível do mar estava 2,0 a 4,5 metros acima do atual. Registros de NM mais baixos que o atual são encontrados nas plataformas continentais, por meio de indicadores como escarpas e alinhamentos de rochas praias submersas (Corrêa, 1996; Conti, 2004).

Há curvas de variação do NM durante o Holoceno construídas para diversas áreas de todo o mundo. Alguns dos estudos efetuados na última década são destacados a seguir.

Galili *et al.* (2005) em estudos no litoral de Carmel (Israel) sugerem, a partir de evidências arqueológicas, fluviais e morfológicas, que o nível do mar estava entre 35 e 7 m abaixo do atual entre 8.900 e 7.000 anos cal AP, e subiu a uma taxa média de 12-14 mm/ano. Essa taxa diminuiu para 2-4 mm/ano entre 7.000 e 4.000 anos A.P. Entre 7.000 e 6.500 anos A.P., o mar esteve cerca de 9 m abaixo do atual. Desde 5.700 anos A.P. o nível do mar na costa de Israel passou a elevar-se e desde 4.000 anos A.P. se manteve em $\pm 0,5$ m.

Yu *et al.* (2007) reconstruíram a história do nível do mar no Holoceno na costa sudeste da Suécia, por datação sistemática de sequências sedimentares de transições lacustres-marinhas e marinhas-lacustres de oito bacias fechadas com um patamar de elevação conhecido. Os dados mostraram que o nível do mar local aumentou de forma constante entre 8.600 e 6.500 anos cal AP, seguido de um rápido aumento de aproximadamente 4,5 m em 3.600 anos cal AP, indicado por uma inundação quase síncrona em seis bacias. Desde então, o nível do mar local caiu monotonamente em direção à posição atual, processo este que, segundo os autores, foi principalmente uma expressão do ajustamento isostático lento do manto, enquanto o nível do mar permaneceu praticamente constante.

Existem muitos estudos na costa da Austrália, entre eles os de Lewis *et al.* (2008), que apresentaram uma curva de nível do mar nos últimos 7.000 anos A.P., obtida por meio da combinação de evidências de diferentes indicadores biológicos (micro-atóis de corais, conchas de ostras e cracas e vermetídeos fósseis). Os resultados sugerem que o nível do mar atingiu o seu máximo por volta de 5.000 a 6.000 anos AP, seguido de duas oscilações entre 0,3 e 1,0 m entre 4.800-4.500 e 3.000-2.700 anos AP, respectivamente, e queda depois de 2.000 anos AP até o NM atual.

Bird *et al.* (2010) apresentaram uma curva de nível do mar para a costa de Singapura a partir de 8.900 AP, que sugere rápida ascensão a uma taxa de 1,8 m/100 ano até 8.100 anos cal AP, uma estabilização entre cal. 7.800 e 7.400 anos AP, seguida por um novo aumento entre 4 e 5 m até 6.500 anos cal AP, que se aproxima de algumas curvas da costa brasileira.

Santos (2010) estudou o estuário do Tejo, em Portugal, e registrou presença de diatomáceas que marcam a existência de ambientes marinhos a salobros entre 11.500 e 4.000 anos cal A.P. A autora encontrou valores mínimos relacionados a prováveis eventos frios no Atlântico Norte entre 11.300 e 11.100; 10.500 e 10.000; 7.800; 6.600; 5.800; 5.000; 4.500 e entre 1.400 e 800 anos cal A.P.

Clark *et al.* (2011) realizaram investigações estratigráficas na costa sudeste da Tasmânia que sugerem que o aumento do nível do mar pós-glacial iniciou-se após 7.300 anos cal. A.P., e posteriormente houve queda; esse estudo identificou a presença de cinco depósitos anômalos, dos quais três possivelmente depositados por tsunami ou grandes tempestades ocorridas em 4.000 anos cal AP, 2.000 anos cal AP e <2.000 anos cal AP.

Lewis *et al.* (2012) revisaram os estudos australianos realizados nas últimas décadas, com o objetivo de interpretar a natureza da mudança do nível do mar pós-glacial ao redor da Austrália. Os autores concluíram que, assim como em outras partes do mundo, muitas das questões que desafiaram os investigadores do nível do mar no final do século XX ainda permanecem controversas, em especial em relação à: (i) exatamente quando o nível do mar atingiu o nível próximo ao atual após o início da transgressão marinha pós-glacial; (ii) o máximo que o NM atingiu durante o Holoceno; (iii) se o NM permaneceu mais alto que o atual por um período considerável antes de descer até a sua posição atual; (iv) se o NM sofreu uma série de oscilações moderadas durante sua fase de mar alto no Holoceno.

No Brasil, os primeiros registros de evidências de subida do nível do mar durante o Holoceno datam de cerca de 160 anos atrás, quando Charles Darwin referiu-se a rochas praiais ou *beachrocks*, na costa de Pernambuco. Em 1972 a implantação do projeto REMAC alavancou estudos relacionados aos ambientes costeiros, inclusive os relacionados aos paleoníveis do mar (Suguio *et al.*, 2005).

Alguns estudos pioneiros acerca das variações do nível relativo do mar no Brasil foram os de Suguio e Martin (1978) e Martin *et al.* (1979, 1980), nas costas da

Bahia, Rio de Janeiro e São Paulo. Esses estudos demonstraram a ocorrência de um paleonível máximo no Holoceno médio, seguido de rebaixamento do nível médio do mar até o atual. Entretanto, ha discrepâncias no comportamento dessas curvas durante a queda, cujas causas não são totalmente esclarecidas, possivelmente relacionadas com diferenças da costa desses estados (Angulo *et al.*, 2006).

Existem curvas de variação de paleonível do mar durante os últimos 7.000 anos para grande parte da costa brasileira (**Figura 2**), principalmente ocorridas nos últimos 6.500 anos da Transgressão Santos. Essas curvas são baseadas em registros de diversos indicadores geológicos, biológicos e pré-históricos (Suguio *et al.*, 2005). Dominguez *et al.* (1981) estabeleceram o modelo evolutivo geral mais completo da costa brasileira, valido para o trecho entre Macaé (RJ) e Recife (PE). O litoral norte do Brasil ainda é muito pouco conhecido (Suguio *et al.*, 2005).

Figura 2: Curvas de variação do nível do mar durante o Holoceno de diversos setores da costa brasileira (Martin, *et al.* 2003).

A curva estabelecida para Salvador por Suguio *et al.* (1985), calibrada por Martin *et al.* (2003), é a mais completa da costa brasileira e mostra uma sequência de três eventos transgressivos e três eventos regressivos de curto período relacionados com a Última Transgressão ou Transgressão Santos. Assim: entre 7.000 e 6.500 AP (7.800 anos cal AP) o NM superou o atual pela primeira vez durante o Holoceno; o NM esteve a 3-5 m acima do atual há cerca de 5.550 anos AP (5.600 anos cal AP);

então descendeu até 1,5 e 2 m abaixo do atual há 3.900 (5.300-4.200 anos cal AP); a seguir houve uma elevação para 2-4 m acima do atual há 3.000 (3.700-3500 anos cal AP) ; há 2.800 (3.500-2.800 anos cal AP) houve nova regressão para um nível inferior ao atual; nova elevação ocorreu entre 2.300-2.100 anos cal AP, quando atingiu paleonível entre 1,5 e 2 m acima do atual; a partir de 2100 anos cal AP o NM começou a descer até atingir o atual.

Corrêa (1996) determinou uma curva de variações de NM abaixo do atual para o litoral do Rio Grande do Sul desde o Último Máximo Glacial, baseado em estudos na plataforma continental. O autor apontou três períodos de estabilização do NM durante a transgressão holocênica, a saber: em 11.000 anos AP, entre os níveis de 60 e 70 m abaixo do atual; em 9.000 anos AP, entre os níveis de 32 e 45 m abaixo do atual; e em 8.000 anos AP, entre 20 e 25 m abaixo do atual.

Angulo e Lessa (1997), Angulo *et al.* (1999, 2002), elaboraram novas curvas de variação do NM holocênico, baseados essencialmente em datações de vermetídeos fósseis nas costas do Paraná e Santa Catarina e, a partir destas, questionaram as curvas propostas por Martin *et al.* (1980) e Suguio *et al.* (1985), em especial em relação às oscilações negativas, ao nível máximo transgressivo e a vários dos paleoindicadores utilizados por aqueles autores.

Angulo *et al.* (1999) delinearam a curva de variação do nível do mar para a região de Laguna-Imbituba, em Santa Catarina, através datações de vermetídeos coletados em costões rochosos que dataram 5.140 ± 80 e 190 ± 65 anos cal AP, associados a paleoníveis entre 2,10 e 0,20 metros acima do atual.

Angulo *et al.* (2002) dataram evidências simples e compostas de paleoníveis na costa paranaense. Datações de tubos de vermetídeos indicaram que a altura máxima do nível do mar durante o Holoceno, entre $3,5-3,6 \pm 1,0$ m ocorreu entre 5370 e 4630 anos cal AP; essa idade é compatível com outros estudos da costa brasileira. Em contrapartida, a altitude é superior ($< 2,5$ m) à definida por Martin *et al.* (1988), mas compatível com a altitude em torno de 4,0 m sugerida por Angulo & Suguio (1995) e semelhante à de 3,5 m identificada por Lessa *et al.* (2000). Esse estudo sugeriu que após o máximo, ocorreu um declínio progressivo do nível do mar, semelhante ao sugerido por Angulo e Lessa (1997) para o litoral do Brasil. Os autores não descartaram a ocorrência de oscilações de ordem de alguns decímetros.

Suguio *et al.* (2001) estudaram as variações no nível do mar na Paraíba e em Pernambuco, durante o Holoceno, com base em diversos indicadores (gastrópodes vermetídeos incrustados sobre arenitos praias, rochas vulcânicas; conchas de bivalves em paleomangues e conchas de bivalves contidas em arenitos praias). A curva delineada pelos autores para esse trecho da costa indicou que a transgressão marinha teve início entre 7.400 e 7.200 anos cal. AP, com pico entre 4.500 a 4.000 anos e atingiu, no máximo 3 metros acima do nível médio atual do mar.

Bezerra *et al.* (2003) estabeleceram a curva de variação do nível médio do mar no Rio Grande do Norte a partir de datações em conchas de moluscos, turfa, recifes de coral, vermetídeos em posição de vida e de morte, colônias incrustadas em *beachrock*, e planícies de maré abandonadas, que indicaram pelo menos uma oscilação negativa do nível do mar após o nível máximo no Holoceno, entre cal. 2.100 a 1.100 anos AP, diferente de outras curvas delineadas até então para a costa brasileira, fato que indica que acontecimentos locais têm um papel importante nos registros de variação.

Hussein *et al.* (2005), em estudo com emprego de algas diatomáceas na Lagoa Olho d'água em Recife, encontraram um nível mais baixo que o atual, há 7.300 anos AP, seguido de dois máximos transgressivos, entre 6.660 e 5.500 anos AP; os resultados desses autores sugerem ainda um rebaixamento do nível do mar posterior ao máximo transgressivo, com significativo aumento de água doce no sistema lacustre a aproximadamente 2.500 anos AP.

Vieira e Ros (2006) sobrepueram dados de indicadores obtidos em *beachrocks* no Rio Grande do Norte na curva de variação do nível relativo do mar proposta por Bezerra *et al.* (2003) e obtiveram resultados coincidentes, com depósitos de sedimentos praias entre 2.140 e 2.190 anos cal AP, quando, de acordo com a curva, houve rebaixamento do nível do mar.

Caldas *et al.* (2006) reconstruíram os paleoníveis da costa norte do Rio Grande do Norte a partir de sedimentologia e datações AMS em sedimentos de paleolagunas e *beachrocks*, concluindo que o nível médio do mar ultrapassou o atual em 6.700 anos cal AP e o nível máximo durante o Holoceno chegou a 1,3 metros acima do atual, em 5.700 anos cal AP.

Angulo *et al.* (2006) revisaram as curvas de variação de paleoníveis da costa brasileira nos últimos 7.000 anos, concluindo que após um máximo entre 2 e 3,5 m

houve uma tendência de rebaixamento do nível do mar suave ou ligeiramente oscilante.

Angulo *et al.* (2013) estudaram bioindicadores de paleoníveis no Arquipélago de São Paulo e São Pedro, que revelaram idades entre 43,6 e 18,9 ka correspondentes a níveis entre >8,2 e >12,1 m acima do atual, o que sugere uma taxa de elevação máxima de 3.3 e 2.9 mm/ano e uma taxa de elevação mínima de 0.8 e 1.2 mm/ano. As idades dos indicadores de NM durante o Holoceno oscilaram entre 6,2 ka e quase-presente (<100 anos) e as altitudes variaram de 1,0 a >13,3 m, que são valores mais elevados do que o registrado na literatura, o que sugere forte elevação nesse período e atividade tectônica. As taxas de variação do NM indicam um padrão claro de elevação episódica, o que é típico de movimentos cossísmicos. O cenário implica que terremotos médios e grandes (> 5,4) afetaram a área do arquipélago, onde houve um deslocamento vertical entre 2 e 3 m.

Souza (2015) enfatizou o papel da tectônica na evolução da planície costeira de Bertioga (Baixada Santista), ao lado de oscilações do NM (eustáticas ou não) e variações climáticas. Segundo a autora, durante o Holoceno, o NM em Bertioga apresentou oscilações positivas e negativas intercaladas por pulsos tectônicos, na seguinte sequência de fatos. (a) O NM cruzou o “zero” (linha de costa atual) por volta de 7000-6500 (7500 cal) anos AP. (b) O máximo da Transgressão Santos ocorreu por volta de 6500-6320 anos cal AP ou 5.660 ± 40 anos AP, quando o NM se encontrava cerca de 3,5-4 m acima do atual, e grande parte da planície costeira estava submersa; (c) Após o pico da Transgressão Santos o NM desceu até poucos metros abaixo do atual, com a linha de costa progradando rapidamente a partir da linha de falésias de terraços marinhos pleistocênicos baixos, resultando no desenvolvimento de cordões litorâneos regressivos em regime de baixa energia de ondas e grande aporte sedimentar, no mínimo desde 5100 anos AP. Simultaneamente, ocorreu o primeiro reajustamento da rede de drenagem no Holoceno, iniciado pouco antes de LOE 5580 anos AP. (d) A seguir, um novo e rápido pulso transgressivo, em que o NM atingiu o máximo de 2,5-3,0 m acima do atual, causou erosão e afogamento de parte dos cordões litorâneos. Este pode ter sido impulsionado por um novo evento tectônico, pouco após 4040 anos AP e antes de 3520 anos AP, que provocou abatimentos em depósitos ao fundo da planície costeira, dando origem a uma paleosuperfície abatida sobre terraços fluviais, onde se depositaram sedimentos fluviais e depois alúvio-coluviais (corridas de detritos). Outros reflexos desse evento tectônico foram

abatimentos diferenciais na porção central da planície, provocando a formação de pequenos lagos, e a implantação de sistemas de fraturas nos espodossolos de terraços marinhos baixos e altos. Esse intervalo corrobora com o sugerido para o evento tectônico que afetou o *beackrock* de Ubatuba, entre 4370-3860 anos AP (Souza 2013), conforme comentado anteriormente. (e) Na fase subsequente de rebaixamento do NM e, portanto, também do nível de base e do nível do lençol freático, iniciou-se uma nova fase de pedogênese, ao redor de 2740-2580 anos cal AP ou 2860 ± 30 anos AP, que provocou rejuvenescimentos e dismantelamentos de antigos Espodossolos nos terraços marinhos pleistocênicos altos e baixos, e iniciou a formação de Neossolos nos depósitos marinhos holocênicos recém-sedimentados. Na linha de costa, ocorria a progradação de cristas praias regressivas, governada por grande aporte sedimentar, estreito espaço de acomodação de sedimentos e intercalação de regimes de ondas inicialmente de baixa e posteriormente de alta energia, com maior influência de ciclones extratropicais na região, que perdurou por algumas centenas de anos até pouco antes da estabilização do NM em nível próximo ao atual ou pré-atual. Ao fundo da planície costeira essa fase seria marcada pela ocorrência de enxurradas e inundações, com intensa deposição de sedimentos alúvio-coluviais (corridas de detritos). (f) Com o final da regressão marinha, o término do ajustamento da rede de drenagem e a retomada do clima às condições semelhantes às atuais, os lagos na depressão central da planície costeira começaram a ser colmatados, transformando-se em ambientes paludiais confinados, onde organossolos começaram a se desenvolver. As praias atuais se estabeleceram quando o NM se estabilizou em posição semelhante à atual ou pré-atual, pelo menos anterior à fase de elevação histórica do NM. Aos poucos, as florestas se expandiram pela planície costeira, recobrando as áreas recém-sedimentadas e estabilizadas, e se especializando de acordo com o ambiente deposicional. Com isso, evoluíram para as diferentes fitofisionomias existentes na região (Souza *et al.* 2009).

4.3. Indicadores de Paleoníveis Marinhos

É possível reconstruir as posições ocupadas por paleoníveis do mar por meio de testemunhos ou evidências desses níveis no espaço (pela altitude de formação ou deposição desses indicadores) e no tempo (pela idade de sua formação ou deposição, determinada por métodos geocronológicos) (Suguio *et al.*, 2005).

Angulo e Souza (2014) realizaram uma revisão conceitual dos indicadores utilizados na costa brasileira como registros de paleoníveis marinhos, na qual apresentam proposta de classificação dos indicadores, descrição de suas características e discussão das incertezas e erros de interpretação, além de sugerirem a elaboração de mais e mais precisas curvas locais e regionais de NM para poder discriminar as diversas componentes das variações eustáticas e aparentes do NM.

Há quatro grupos de indicadores costeiros de paleoníveis marinhos: arqueológicos, geomorfológicos, faciográficos e biológicos (Suguio *et al.*, 2005; Angulo e Souza, 2014).

Os únicos indicadores de NM arqueológicos conhecidos no Brasil são os sambaquis (Suguio *et al.*, 2005). Segundo Martin *et al.* (2003), esses depósitos, compostos principalmente por conchas de moluscos, representam aspectos sociais e culturais das populações que habitavam as regiões costeiras, bem como padrões de subsistência e da vida cotidiana. Baseando-se no fato de que a proximidade com os bancos de moluscos, em zonas acima da linha de maré alta, sobre substrato seco, determina a implantação dos sítios arqueológicos, sua localização representa uma possível posição de nível relativo do mar. Por outro lado, Angulo e Lessa (1997) e Angulo *et al.* (2006), questionam o uso de sambaquis como indicadores de paleoníveis marinhos, uma vez que não há evidências de que os habitantes pré-históricos construíssem os depósitos imediatamente acima da linha de maré alta. Os indicadores biológicos e geológicos-geomorfológicos, menos complexos quanto ao modo de ocorrência, fornecem evidências seguras, e ganharam maior destaque nos estudos paleogeográficos (Scheel-Ybert *et al.*, 2009).

Os indicadores geomorfológicos são:

- 1) Terraços de abrasão marinha: superfícies erosivas sustentadas por rochas sedimentares ou cristalinas mais antigas do embasamento; começam como entalhes marinhos de reduzidas dimensões que progridem para cavernas marinhas e, posteriormente, com o colapso dos tetos devido à ação das ondas formam terraços (Suguio, 2003).
- 2) Entalhes ou cavas marinhas (*marine notches*): feições erosivas esculpidas sobre rochas costeiras por processos físicos, químicos ou biológicos, de tamanho e forma variados. Os entalhes podem ser classificados em estruturais, de abrasão e de corrosão (Pirazzoli 1986). Os entalhes estruturais são gerados por erosão diferencial

condicionada pelas estruturas das rochas, tais como fraturamento, estratificação ou mudança na composição, e sua altura varia em relação ao nível médio do mar, pois a sua localização é fortemente influenciada pela estrutura ou composição das rochas. Os entalhes de abrasão são gerados pela ação mecânica da areia ou cascalho lançado pelas ondas sobre as rochas. Eles se formam a diversas alturas em relação ao nível do mar, dependendo da amplitude das marés e da energia das ondas. Os entalhes de abrasão são indicadores pouco precisos, com margem de erro que pode alcançar vários metros (Pirazzoli, 1986 *apud* Angulo e Souza, 2014).

3) Plataformas de abrasão marinha: Almeida (1961) descreveu estes indicadores nas ilhas de Fernando de Noronha e da Trindade. São esculpidas em diversos níveis de acordo com a estrutura e a composição do substrato e os regimes de ondas e de marés; são geradas em diversas profundidades e até vários metros acima do nível médio do mar por ondas de tempestade. Para que sejam usadas como indicadores de NM, é necessário verificar se sua altura está ou não condicionada pela estrutura ou pela composição das rochas; se o substrato for homogêneo ou a plataforma cortar as estruturas, a altura da plataforma pode indicar um paleonível., que pode ser inferido pela diferença de altura entre a paleoplataforma e a plataforma atual, assumindo que as plataformas tenham-se originado pelos mesmos processos e que não hajam ocorrido mudanças significativas nos parâmetros oceanográficos no período entre a geração das duas plataformas (Angulo e Souza, 2014).

4) Pontes naturais e pilares marinhos: feições frequentes em costas em recuo, que resultam da erosão diferencial das rochas pelas ondas (Paleopilares, cuja base esteja sobrelevada em relação ao nível do mar atual, podem fornecer indicações sobre paleoníveis do mar, nos quais a base do pilar corresponde ao nível da plataforma de abrasão de ondas (Angulo e Souza, 2014).

5) Níveis de concentração de matacões: frequentes nas regiões Sul e Sudeste do Brasil, devido às características geológicas da costa. Encostas de morros sustentados por rochas cristalinas, tais como granitos e gnaisses, são recobertas por manto de intemperismo de espessura variável. Quando estas encostas são alcançadas pelas ondas, os sedimentos mais finos são removidos, o que resulta na concentração residual de matacões. As concentrações atuais ocorrem até o nível de ação de ondas de tempestade. Os níveis mais elevados, com evidências de não mais serem atingidos pelas ondas, tais como vegetação e formação de solo, permitem inferir paleoníveis

marinhos, comparando a suas alturas com a de níveis homólogos atuais (Angulo e Souza, 2014).

6) Terraços de construção marinha: formas de relevo associadas à transgressão e regressão marinhas. Formam-se por processos intempéricos e erosivos dos compartimentos rochosos pré-existent, como costões rochosos e/ou falésias e distribuição dos sedimentos produzidos ao longo da faixa de contato terra-mar. O mapeamento geológico sistemático e as datações absolutas permitem distinguir várias gerações de terraços arenosos, construídos após os níveis máximos relacionados a diferentes episódios transgressivos (Martin *et al.*, 1987).

7) Rochas Praiais ou *Beachrocks*: típicas de regiões de climas quentes; constituem-se de materiais arenosos ou cascalhosos provenientes de paleopraias, cimentados por CaCO_3 , conchas de moluscos e outros fragmentos biodetríticos; indicam com precisão de 50 centímetros a posição do nível relativo do mar na ocasião de sua deposição, através de estudos granulométricos e sedimentológicos (Suguio, 2003).

Os indicadores biológicos mais conhecidos e de ampla utilização em pesquisas acerca de paleoníveis do mar são elementos morfológicos bioerosivos (buracos e perfurações), bioconstruções (recifes de corais fixos, por exemplo) e restos biogênicos de vegetais ou fósseis-traço de invertebrados fora de seu limite superior de vida (Suguio *et al.*, 2005).

Laborel e Laborel-Deguen (1996) demonstraram a importância desses indicadores biológicos nos costões rochosos, uma vez que esse ambiente apresenta zoneamento biológico, ou seja, distribuição dos organismos em faixas paralelas à linha de costa em consequência de gradientes ecológicos verticais (**Figura 3**). Vários fatores físicos influenciam na distribuição vertical das espécies nos costões, entre eles: luminosidade, temperatura, oscilação e intensidade das marés, ação das ondas, salinidade, topografia e tipo de substrato do costão. Assim, as espécies que têm esse ambiente como habitat se adaptam a essas condições peculiares (Coutinho, 2002). A zonation nos costões permite comparar a altura dos indicadores biológicos fossilizados com a posição atual de sua forma viva. Laborel e Laborel-Deguen (1996) destacam ainda que as mudanças sazonais ou oscilações aperiódicas do nível do mar não têm influência na zonation biológica.

Dentre os bioindicadores de paleoníveis se destacam: cirrípedes (cracas) (**figura 4a**) e vermetídeos (**figuras 4b e 5**), gastrópodes sésseis e coloniais, que

habitam o limite inferior do infralitoral nos costões rochosos, acima da faixa de vida das algas marrons do gênero *Sargassum*.

A altimetria de ocorrência de paleocolônias de vermetídeos e datações ao radiocarbono dos tubos fossilizados são ferramentas fundamentais na determinação de paleoníveis marinhos e na compreensão da evolução costeira do Pleistoceno superior e Holoceno (e.g. Angulo et al., 2002, 2006).

Figura 3: Zoneamento biológico de costão rochoso na costa de Pernambuco (Laborel, 1979).

Figura 4: (a) Fósseis de cracas (*Tesseropora cf. atlantica*) e (b) vermetídeos (*Dendropoma irregulare*) (fonte: Angulo et al., 2013).

Figura 5: Vermetídeo vivo coletado em Angra dos Reis (Dias, 2009).

Baker & Haworth (2000) desenvolveram um método baseado na presença de assembleias de indicadores biológicos sésseis, como as colônias de vermetídeos, ostras e cracas, em costões rochosos do sul da Austrália, para construir uma curva de variação do NM durante o Holoceno tardio. Com base nesse método, Baker *et al.* (2000, 2001) verificaram que os vestígios fósseis desses organismos muitas vezes estão enterrados em áreas acima dos costões, ou submersos em consequência do rápido aumento do nível do mar, e que são mais propensos a serem encontrados e preservados em situações de rebaixamento lento e gradual do NM.

A espécie de vermetídeo *Petalochuchus varians*, atualmente a mais comum na costa brasileira, encontra condições ótimas ambientais na zona entremarés ou imediatamente submarés, onde a exposição à ação das ondas permite o acesso ao suprimento alimentar, retira os resíduos metabólicos e reduz o número dos competidores (Laborel, 1979, 1986; Vescogni *et al.*, 2008). A precisão dessa espécie está entre ± 0.1 e ± 1.0 m, variável em função do nível de energia das ondas (Laborel, 1979, 1986; Angulo *et al.*, 2002).

Dias (2009) e Breves-Ramos (2012), registraram a ocorrência colônias de vermetídeos vivos da espécie *Petalochuchus varians* na Baía da Ilha Grande (Rio de Janeiro), sendo que estes eram os registros de ocorrência mais ao sul para essa espécie até então. Vilano (2013) obteve os primeiros registros de colônias vivas em Ubatuba, no costão da Praia da Fortaleza.

Soares *et al.* (2010) estudaram as estruturas carbonáticas de vermetídeos no Atol das Rocas e concluíram que a distribuição das bioconstruções depende de condições paleoambientais específicas, entre elas: a água rica em alimento que

suporta o gregarismo, a turbidez, a capacidade dos vermetídeos de otimizar recursos alimentares, o fenômeno da ressurgência ou à influência de correntes superficiais do Atlântico Sul e fatores ambientais (ondas, correntes, tempestades) que distribuem as larvas e as oscilações do NM. Os bancos de conchas são comuns em costas sujeitas à ação de surfe moderada ou elevada; a forma e tamanho das colônias de vermetídeos está sujeita a variações, de acordo com a natureza do substrato (Laborel, 1986).

4.4. Costões Rochosos

Costões rochosos são ambientes erosivos que se formam no litoral como resultado do recuo da linha de costa em direção à terra; a superfície destas plataformas podem ser subhorizontais ou apresentar declive suave em direção ao oceano. As costas rochosas são acidentes geográficos costeiros negligenciados, em especial seu processo de morfodinâmica (Trenhaile 1980, 2002; Stephenson 2000); as referências mais importantes sobre o tema foram produzidas mais de duas décadas atrás e ainda representam as fontes acadêmicas mais acessadas quando se procura compreender a morfologia e dinâmica dos costões rochosos. Grande parte da investigação recente concentra-se em uma abordagem de estudo de caso, baseada em dados de campo locais, para inferir modelos morfológicos amplos de sistemas de plataforma ou penhasco (Kennedy *et al.*, 2014).

A abundância de umidade, sais e vida orgânica fazem dos costões rochosos um ambiente de intemperismo único; processos mecânicos e químicos como a influência das ondas, das marés e fatores geológicos atuam para quebrar as rochas, simultaneamente a organismos, que influenciam esse ambiente através de bioerosão, bioconstrução e bioproteção, que têm consequências geomorfológicas e ecológicas (Coombes, 2014).

A atividade biológica soma complexidade aos ambientes ocupados por costões rochosos, pelo fato de ser erosiva, protetora e construtora, ou uma variedade de combinações de cada tipo, e mantém, ainda, estreita ligação com outras intempéries e agentes erosivos (Coombes, 2014).

Os processos subaéreos, biológicos e marinhos controlam a evolução das formas de relevo relacionadas aos costões, através da ação do intemperismo que remove material rochoso diretamente, ou que o torna mais suscetível à erosão por processos marinhos, nomeadamente ondas e marés. A forma atual de uma linha

costeira é, portanto, dependente do equilíbrio entre as forças erosivas de ataque e as forças de resistência da rocha (Coombes, 2014).

A geologia sobre a qual os costões evoluem determina tanto a rapidez com que sofrem erosão quanto a forma que adquirem. Em geral, penhascos mais altos ou plataformas em maior altitude formam-se sobre rochas mais duras (Kennedy e Dickson, 2006). A dureza da rocha contudo, não implica em resistência erosional, já que as fraturas proporcionam linhas de fraqueza na rocha, o que aumenta a sua suscetibilidade à erosão. O grau de articulação do fraturamento não só afeta a quantidade de erosão, mas também influencia nos seus produtos (Stephenson e Naylor, 2011).

Há casos que em muitas unidades litológicas diferentes afloram em um determinado trecho de costa onde ocorrem costões, cada um com propriedades geotécnicas únicas. A orientação dos planos de estratificação tem forte influência sobre diferentes formas de relevo, tanto vertical como horizontalmente; afloramentos de materiais mais macios são erodidos preferencialmente aos mais duros, como ocorre nas costas rochosas dos Estados Unidos, México (Hapke *et al.*, 2014), e América do Sul (Blanco-Chao *et al.*, 2014).

A hidrogeologia de uma determinada seção de costa também conduz sua evolução, pois as águas subterrâneas se concentram dentro das unidades litológicas específicas, de acordo com sua permeabilidade e porosidade, e isso influencia na resistência de erosão e força geotécnica do leito rochoso (Duperret *et al.*, 2005; Castedo *et al.*, 2012)..

As condições climáticas, particularmente temperatura e umidade, influenciam fortemente os mecanismos de intemperismo físico, biológico e químico nos costões rochosos; nos trópicos, os perfis de intemperismo terrestres são profundos, o que diminui a resistência das rochas (Nott, 1994). Em latitudes maiores, por outro lado, ocorrem menores taxas de erosão química, mas altas taxas de erosão física (Hansom *et al.*, 2014).

Sunamura (1992) propôs uma tentativa de modelagem de evolução de costões rochosos (Figura x), para costas sob regime de micromarés, na qual descreve cinco tipos de costa: Costa I, que apresenta inclinação uniforme e baixo gradiente, de tal forma que as ondas quebram no mar; Costa II é formada por uma falésia, mas também está exposta a ondas já quebradas; Costa III também tem ondas que quebram no mar, a certa distância, mas a profundidade no sopé do penhasco é mais elevada, uma vez

que essa costa rochosa recebe maior energia hidrodinâmica; a Costa IV recebe ação direta das ondas; e a Costa V, que recebe apenas ondas estacionárias (**figura 6**).

Figura 6: Modelo de evolução de costões rochosos. O modelo considera 5 tipos de paisagem inicial (I-V) e três categorias de dureza de rochas (a, b e c). Fonte: Sunamura, 1992.

O modelo de Sunamura (1992) indica que grande parte da morfologia das plataformas em terra se explica em função da quantificação da dureza da rocha e ação hidrodinâmica, mas ainda necessita ser amplamente testado.

No Brasil, o limite de ocorrência de costões ao Sul se dá em Torres (RS) e ao Norte, na Baía de São Marcos (MA), mas a maior concentração desses ambientes está na região Sudeste, e por isso a linha de costa é bastante recortada (Villwock et al., 2005) (**Figura 7**). Nessa região os costões são formados por rochas ígneas e metamórficas de idades pré-cambriana e mesozoica. A geomorfologia é extremamente heterogênea, podendo ser formado por paredões verticais bastante uniformes, que se estendem muitos metros acima e abaixo da superfície da água, ou por matacões e blocos, além de plataformas de abrasão marinha de baixa inclinação.

Figura 7: Classificação geomorfológica da costa brasileira. Fonte: Vilwock *et al.* (2005).

Dentre as feições geomórficas presentes nos costões rochosos estão as vertentes, definidas em três formas básicas: reta, côncava e convexa (e.g. Ruhe, 1975; Kozera, 2008). A combinação entre elas caracteriza outras formas mais complexas, agrupadas em conjuntos distintos que possibilitam melhor compreensão da dinâmica do fluxo hídrico ao longo das superfícies e influenciam na formação fitogeográfica do local, juntamente com o componente pedológico.

Sanders (1968) explica que as inclinações mais baixas dos costões ocorrem em função das rochas ígneas e metamórficas duras, expostas ao clima tropical com taxas elevadas de intemperismo químico. Ainda segundo esse autor, o fator principal são as ondas pequenas, com altura média de 1 m, que se chocam contra as costas tropicais. Nos climas frios e temperados a maior desagregação mecânica das rochas e ondas de tempestade grandes e frequentes, criam formas costeiras abruptas, enquanto nos trópicos elas tendem a ser mais suaves.

Emery & Kuhn (1980) concluíram que os perfis convexos e suaves são típicos de rochas duras homogêneas, que dificultam os processos de decomposição litológica,

e onde os processos morfogenéticos subaéreos são iguais ou mais eficientes que a erosão marinha.

A inclinação do costão influencia diretamente na sua fitofisionomia, em razão da distribuição desuniforme do teor de umidade do solo, na disponibilidade de nutrientes e nos processos de erosão e lixiviação (Resende, 1971). Já, o posicionamento geográfico da vertente na encosta pode interferir na quantidade da incidência solar recebida ao longo de um período distinto, o que promove variações na distribuição da temperatura (Hannah, 1968 *apud* Louzada, 2002; Fernandes, 1998).

Vale ressaltar que são raros os estudos acerca da geomorfologia de costões rochosos no Brasil, principalmente no Estado de São Paulo. Não há trabalhos acerca da classificação geomorfológica de costões disponíveis para essa área.

Os costões rochosos comportam uma rica e complexa comunidade biológica. O substrato duro favorece a fixação de larvas de diversas espécies de invertebrados, e é comum a ocupação do espaço por faixas densas de espécies sésseis. A depender das condições locais onde o costão se situa, ocorre uma distribuição de organismos diferenciada, em faixas horizontais, de acordo com suas adaptações; a essa distribuição se dá o nome de zonação (Coutinho, 2002).

Há vários estudos acerca do padrão de zonação biológica em costas rochosas por inúmeros pesquisadores, desde o século XIX. Stephenson e Stephenson (1949) definiram um padrão de zonação universal baseado principalmente na distribuição dos organismos. Lewis (1964), considerando os níveis de maré e a distribuição dos organismos, incluiu o efeito das ondas na sua classificação. Independentemente da metodologia adotada, definiu-se, de modo geral, três principais zonas de distribuição, de acordo com Coutinho (2002):

- a). Supralitoral: região superior do costão rochoso permanentemente exposta ao ar, onde somente chegam borrifos de água do mar. Esta área está compreendida entre o limite inferior de distribuição da vegetação terrestre, que é representada por líquens ou plantas vasculares (bromeliáceas, cactáceas, entre outras) e o limite superior de ocorrência de cirripédios do gênero *Chthamalus* ou, por vezes, de gastrópodos do gênero *Littorina*. Nesta faixa, os fatores abióticos como temperatura e radiação solar possuem grande importância na distribuição dos organismos, os quais são muito adaptados à perda de água e à variação da temperatura;
- b). Mesolitoral: região sujeita às flutuações da maré, submersa durante a maré alta e exposta durante a maré baixa. Seu limite superior é caracterizado, geralmente, pela

ocorrência de cirripédios do gênero *Chthamalus* e o inferior pela alga parda *Sargassum sp.* É o ambiente marinho mais conhecido e estudado. Os organismos sésseis desta região estão adaptados à esta variação diária e consequentemente à todas as mudanças físicas que isto implica. Também pela variação da maré, se restringem a um período reduzido de alimentação e liberação de larvas, eventos dependentes da maré cheia. Já os organismos errantes, podem migrar para regiões inferiores na maré baixa, permanecendo assim, sempre submersos. Aqui se formam as "poças de maré", depressões onde a água do mar fica represada durante a maré baixa e que podem estar sujeitas a alta exposição ao calor, sofrendo grandes alterações de temperatura e salinidade.

c) Infralitoral: Região permanentemente submersa, apresentando seu limite superior caracterizado pela zona de *Sargassum sp.* O limite inferior pode ser determinado pelo encontro das rochas com o substrato arenoso, perpendicular ao costão. Nesta região começam a ter mais importância as relações bióticas (predação, herbivoria, competição) na determinação da distribuição dos organismos, uma vez que os fatores ambientais são mais estáveis.

4.5. Ouriços-do-Mar

Os ouriços-do-mar são um dos principais organismos que habitam os costões rochosos. Atualmente, a espécie mais conhecida na costa brasileira é o *Echinometra lucunter* (Linnaeus, 1758), ou ouriço preto, , chamado popularmente de pinaúna ou pindá (**Figura 8**).

Figura 8: Exemplar de *Echinometra lucunter* (Linnaeus, 1758) exposto durante maré baixa de sizígia no costão da Praia do Costa, Ubatuba, SP. Foto da autora.

O *Echinometra lucunter* ocorre em densidades bastante elevadas nos costões rochosos, em especial da região Sudeste, e nas formações recifais do Brasil, sendo frequentemente utilizado como um indicador da transição infralitoral-mesolitoral, ou do nível 0,0 m (e.g. Tommasi, 1966; Fernandes *et al.*, 2002; Cerqueira, 2008).

Essa espécie ocorre em águas tropicais e temperadas do oceano Atlântico, geralmente entre o limite da baixa-mar até 45 metros de profundidade (Tavares, 2004). Nas Américas, se distribui desde a Carolina do Norte (Estados Unidos) até Florianópolis (Brasil), sendo registrada também na costa oeste africana (Hadel *et al.*, 1999; Tavares, 2004).

Giordano (1986), em estudo no Canal de São Sebastião, encontrou animais com carapaça entre 20 e 60 mm. O perímetro da carapaça varia desde elíptico até perfeitamente circular. Os espinhos são aguçados, de comprimento variável, que podem ultrapassar o tamanho da carapaça.

Esses equinóides são herbívoros, sendo que o hábito alimentar da espécie *Echinometra lucunter* foi descrito por vários autores, como Lawrence (1975) e McClanahan e Muthiga (2007), que notaram não haver uma uniformidade no tipo de alimentação da espécie, que varia de acordo com o habitat. Pode apresentar comportamento onívoro quando se alimenta de animais, tais como esponjas, microcrustáceos e corais (Erickson *et al.*, 2006).

Os ouriços são predominantemente encontrados em ambientes expostos a águas turbulentas (Barnes, 1996). Aproveitam as fendas e fraturas naturais das rochas para construção de locas e estabelecimento de refúgios (Cuevas, 2005).

Labbe-Bellas (2013) verificou que a abundância de *E. lucunter* em costas rochosas do sul do Brasil correlacionam-se com habitats de alta complexidade, que proporcionam refúgio contra predadores e contra ondas fortes e correntes. Além disso, habitats complexos têm maiores quantidades de anfractuosidades (poços, furos, rachaduras ou projeções), que fornecem mais de espaço disponível ou área de superfície e de alimentação e recursos mais abundantes e ou diversificados. No referido estudo, a profundidade também influenciou na distribuição das assembleias de ouriços, que mostraram-se mais abundantes no intervalo de 1-10 m ao longo das costas rochosas amostradas.

Os ouriços possuem intenso potencial bioerosivo, característica que lhe confere grande importância ecológica, pois modifica a arquitetura do ecossistema e a estrutura da comunidade residente (Flammang, 2005; Tavares, 2004). São capazes de aumentar a profundidade de depressões ou mesmo escavar buracos (locas) em rochas e outros materiais firmes. Esse comportamento perfurador parece ser uma adaptação para compensar a ação das ondas (Barnes, 1996). Calçam-se firmemente dentro dos buracos com seus espinhos, que os impedem de ser varridos pela ação hidrodinâmica (Shooppe e Werding, 1996).

Andrews e Williams (2000) apontam que a bioerosão é particularmente importante em calcários tropicais e temperados, mas que pouco se sabe sobre as taxas reais de destruição. Os autores encontraram taxas médias estimadas de 0,15 mm/ano, sendo que taxas mais elevadas como de 0,49 mm/ano ocorreram em locais onde havia uma alta concentração animais. Spencer (1988) descreveu taxas de erosão para equinodermos da ordem de 0.25–14.0 cm³ a 1

Os ouriços são predominantemente encontrados em ambientes expostos a águas turbulentas (Barnes, 1996). Aproveitam as fendas e fraturas naturais das rochas para construção de locas e estabelecimento de refúgios (Cuevas, 2005). As locas/paleolocas de ouriços-do-mar (figura 6) configuram registros importantes de oscilações no NM, mas necessitam ser correlacionadas com outros indicadores passíveis de datação geocronológica (Martin *et al.*, 1979/1980).

Fewkes (1890) fez uma importante discussão sobre a provável origem das locas dos ouriços. Observou que o comportamento bioerosivo ocorre em vários tipos de substratos, entre eles “giz, calcário coralíneo, arenito, gnaiss e lavas”, além de muitas outras rochas não identificadas até então. O autor descreve as depressões com a concavidade correspondente ao formato dos equinodermos, de profundidade maior do que o diâmetro menor do animal. A borda uma aresta de entre duas escavações contíguas é muitas vezes cobertas por uma incrustação de gêneros de algas marinhas calcárias. O autor observou ainda que novos ouriços realocam depressões abandonadas, e continuam o processo de escavação. Importante ressaltar que este autor observou que os animais que vivem em áreas protegidas do batimento das ondas, ou mesmo submersos na coluna d’água, não apresentam comportamento escavador, o que indica que certas particularidades do ambiente favorecem este comportamento adaptativo, especialmente da espécie *E. lucunter*.

As locas/paleolocas de ouriços-do-mar configuram registros importantes de oscilações no NM, mas necessitam ser correlacionadas com outros indicadores passíveis de datação geocronológica (Martin *et al.*, 1979/1980). Estes indicadores, sobrelevados em relação ao nível de vida atual são notáveis e abundantes nas costas rochosas brasileiras, desde a Região Nordeste até a Região Sul (Angulo e Soares, 2014) e representam paleonível marinho em torno de +2 m (Laborel, 1964) (**figura 9**).

Segundo Angulo e Soares (2014) o diâmetro das locas varia de 4 a 14 cm e a profundidade de 1 a 6 cm no litoral brasileiro,

Figura 9: (a): Distribuição das tocas e paleotocas de ouriços e paleotocas abandonadas acima do nível médio atual do mar atual no costão rochoso da Praia Dura em Ubatuba (SP) (fonte: Cunha e Andrade, 1971). (b): Paleolocas de ouriço na praia Domingas Dias, em Ubatuba. (Foto da autora).

5. ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo se localiza no município de Ubatuba, localizado no extremo norte do Litoral Norte de São Paulo (**Figura 10**).

Figura 10: Localização da área de estudo. Fonte: Google Earth.

5.1. Geologia e Geomorfologia

A costa de São Paulo possui dois grandes compartimentos geológico-geomorfológicas: Serrania Costeira, representada pela Serra do Mar e algumas colinas isoladas nas planícies costeiras e Baixada Litorânea (Almeida 1964). A Serra do Mar é uma escarpa estrutural formada na borda do Planalto Atlântico no sudeste do Brasil, e suas elevações máximas na faixa São Paulo atingem de 800 a 1000 metros (Souza, 2015). Segundo a autora, a fisiografia costeira resulta de uma sequência de eventos e geológica, geomorfológicos, climatológicos e processos oceanográficos que determinaram a evolução, a gênese e desenvolvimento das bacias hidrográficas e das planícies costeiras, e a consolidação atual da costa e das praias, a saber:

1. Os vários ciclos orogênicos entre o Neoproterozóico e o Paleozóico mais antigos, que resultaram na colisão e fusão de crátons;
2. Consolidação do embasamento da Plataforma Sul-Americana (final do Proterozóico ao Cambriano), com a formação de faixas móveis;
3. Efeitos da implantação e evolução da Bacia do Paraná, entre o Paleozóico e o Mesozóico.
4. Separação do supercontinente Gondwana, e abertura do Oceano Atlântico Sul, com desenvolvimento da Bacia de Santos (Jurássico-Paleógeno), intrusão de diques e de diabásio em rochas da margem continental, e soerguimento contínuo da margem continental;
5. Compensação isostática entre o final do Cretáceo e do Quaternário que levou à elevação progressiva da Serra do Mar, a intrusão de corpos alcalinos na região costeira, a inclinação das superfícies de nivelamento antigos e condução de grande parte da rede de drenagem para o interior do continente, bem como o desenvolvimento e evolução do *rift* continental da região sudeste do Brasil.

O município de Ubatuba se encontra sobre conjunto litológico do Complexo Costeiro Cristalino, composto por gnaisses e metassedimentos de alto grau metamórfico, em níveis crustais mais profundos, alçados por processos tectônicos (Hasui et al., 1994). Ainda segundo esses autores, também se encontram na região corpos intrusivos ou coberturas sedimentares mais recentes (fanerozóicas), representadas por granitoides, diques e sills de rochas intermediárias a ultrabásicas compostas principalmente por diabásio, e corpos intrusivos de rochas alcalinas.

As planícies costeiras desse município são descontínuas e pequenas, separadas por afloramentos de rochas do embasamento cristalino (Hasui et al. 1994).

A reduzida expressividade dessas planícies costeiras, bem como em Caraguatatuba e São Sebastião, explica-se pela proximidade da Serra do Mar e o Oceano Atlântico (Suguio e Martin, 1976, 1978).

Nessas planícies os sedimentos quaternários apresentam constituição heterogênea, variando desde depósitos fluviais em aluviões e terraços, depósitos marinhos pré-atuais e atuais de ambiente de transição continental e marinho, e sedimentos marinhos atuais na orla litorânea (Fúlfaro e Suguio, 1974).

Os sedimentos relacionados à Transgressão Santos ocorrem em terraços mais baixos que os da Formação Cananéia, depositados aproximadamente na elevação máxima do nível do mar, há cerca de 5.100 anos A.P. (Suguio e Martin, 1978), ou

5.600 anos cal AP (Martin *et al.*, 2003). De acordo com Tessler (2006) esses depósitos arenosos litorâneos e cordões regressivos dispõem-se sobre depósitos lagunares, originários do início da subida do mar ou, sobre o embasamento cristalino.

Souza e Luna (2008) mapearam as unidades Quaternárias no Litoral Norte de São Paulo e identificaram seis tipos relacionados à planícies costeiras de Ubatuba e um à baixa encosta, conforme segue:

a. Planícies de Maré Atuais: depósitos pelítico-arenosos orgânicos atuais que recebem influência diária dos ciclos de maré.

b. Cordões Litorâneos e Terraços Marinhos Holocênicos: depósitos marinhos arenosos formados por areias finas a médias, muito bem a moderadamente selecionadas, localizados entre 1,50 a 4,0 metros acima do nível do mar atual.

c. Terraços Marinhos Pleistocênicos: depósitos marinhos arenosos, de idade pleistocênica, formados por areias muito finas a finas, bem a muito bem selecionadas. São terraços bastante erodidos e mais localizam-se entre 5 e 10 metros acima do nível do mar atual.

d. Depósitos Fluviais Holocênicos a Atuais: depósitos de planície de inundação, de barras e leito, que constituem ambientes sedimentares ainda em atividade.

e. Depressões Paleolagunares: formadas por paleolagunas ativas durante o evento Transgressivo Santos, parcialmente preenchidas por sedimentos flúvio-lagunares pelíticos recobertos por pacotes de colúvios de baixada de idade holocênica até recente.

f. Depósitos Mistos: constituem uma associação indiferenciada de depósitos aluviais e colúvios de baixada holocênicos a atuais, recobrindo as porções mais distais e planas da planície costeira, junto às encostas da Serra do Mar.

g. Depósitos de Encosta: depósitos de baixa a média encosta (rampas de colúvio, tálus e leques aluviais) de idade pleistocênica a atual. São constituídos de sedimentos com ampla variação granulométrica, desde argilas até matacões.

Quanto à geomorfologia, segundo Ponçano *et al.* (1981), o município pertence à Província Costeira, cujos terrenos enquadram-se, de acordo com Almeida (1964), nas Serranias Costeiras e Baixadas Litorâneas já citados. Na fisiografia costeira predominam as estruturas da Serra do Mar, intercaladas por pequenas planícies e enseadas. Nas Serras Alongadas e Morros Isolados predominam declividades acima

de 15% e amplitudes locais superiores a 100 metros. Nas Baixadas Litorâneas predominam os relevos de agradação como planícies costeiras, terraços marinhos e mangues, de menor expressão na área. As Escarpas Festonadas, em muitos casos, terminam diretamente sobre o oceano.

De acordo com o Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo proposto por Ross e Moroz (1997) a área de estudo se insere em duas morfoesculturas: Planalto Atlântico e Planícies Litorâneas e Fluviais da unidade morfológica do Litoral Norte. Das unidades morfológicas do Planalto Atlântico, o Planalto de Paraitinga-Paraibuna aparece em uma faixa estreita e segmentada que circunda as escarpas da Serra do Mar no norte do município de Ubatuba, com altitudes entre 900 e 1000 metros. Caracteriza-se por morfologia de morros baixos, com amplitudes de 40 a 100 metros e vales estreitos a abertos, com planícies aluviais incipientes. As escarpas da Serra do Mar são abruptas, pouco dissecadas, com altitudes de 900 a 1000 metros, com declividades elevadas, exceto na base, onde ocorrem depósitos de tálus e colúvios. Há escarpas com espigões transversais, entremeadas por anfiteatros que seguem a direção estrutural do substrato geológico.

Ainda segundo a classificação de Ross e Moroz (1997), ocorrem em Ubatuba os Morros Litorâneos de três tipos: morros de topos angulosos, com altitudes de 100 a 500 metros, com vertentes retilíneas, côncavas e convexo-côncavas, que se orientam segundo a direção estrutural NE; morros de topos convexos, que se encontram na base das escarpas e dos morros de topos angulosos ou ainda isolados na planície, de vertentes convexas e convexo-côncavas e altitude entre 20 e 200 metros; e rampas coluviais, que ocorrem na base das vertentes e correspondem à zonas de acúmulo de tálus e colúvios.

De acordo com Castro Filho (1996), a plataforma interna ao largo de Ubatuba é dominada por águas costeiras quentes e com baixas salinidades. As massas de água presentes na região apresentam uma dinâmica dependente principalmente do vento (direção, intensidade e tempo de atuação sobre a superfície do oceano), das correntes e do relevo submarino.

Furtado e Mahiques (1990) afirmam que a ação das ondas é o processo oceanográfico mais atuante sobre o assoalho marinho da região costeira de Ubatuba. As ondas de direção SW-SE associam-se à passagem das frentes frias e retribuem os sedimentos previamente depositados porque são relativamente mais energéticas. Já

as ondas de direção E-NE associam-se às fases pós-frontais e contribuem para a dinâmica de fundo oceânico apenas durante o inverno (Rodrigues, 2006).

Os estudos de Conti (2004) demonstram que a área de plataforma interna de Ubatuba apresenta predominância de material fino, como argila, silte e areia fina e muito fina. Apresenta, em média, menor declividade do que as outras áreas do litoral norte de São Paulo.

5.2. Paleoníveis marinhos Holocênicos em Ubatuba

O trabalho mais detalhado acerca das variações do nível do na região do Litoral Norte do Estado de São Paulo é o de Duleba *et al.* (1994). Os autores estudaram as oscilações eustáticas no município de Ubatuba, a partir da análise de morfogrupo e morfologia de espécies de foraminíferos em testemunhos da Baía do Flamengo. Os testemunhos apresentaram base arenosa estéril, correspondente à paleoplanície pleistocênica, seguida de fácies pobres em microfauna, com sinais de abrasão, típicas de ambientes com condições hidrodinâmicas mais intensas que as atuais, provavelmente do início da Transgressão Santos. As fácies sobre sequentes apresentaram-se ricas em espécies da infauna com sinais de corrosão, imposta por ambiente redutor, provavelmente ligado ao afogamento da baía devido ao evento transgressivo entre 5.100 e 3.000 anos AP.

Mahiques e Souza (1999) analisaram sedimentos de testemunhos da área compreendida entre as baías do Flamengo e das Palmas, em Ubatuba, e encontraram depósitos marinhos a partir de 7.500 anos AP, relacionados à Transgressão Santos.

Sonvesso (2007) analisou testemunhos provenientes do Saco de Ribeira, Enseada do Flamengo e próximo da Praia do Lázaro (Enseada da Fortaleza), em Ubatuba, e investigou as mudanças nas taxas de acumulação e na natureza da matéria orgânica sedimentar, e suas relações com as variações climáticas e flutuações do NM durante os últimos 8.500 anos cal AP. O estudo demonstrou ocorrência de clima quente, entre 8.000 e 6.000 anos cal AP, evidenciado por um aumento na taxa de acumulação de carbono. Próximo ao máximo transgressivo, de 5.100 anos cal AP, houve aumento na deposição de sedimentos mais grossos, acompanhados de aumento na tendência continental da natureza da matéria orgânica. Esses resultados se mostraram em acordo com as curvas de variação do NM descritas na literatura brasileira, e também revelaram um evento regressivo-transgressivo ainda não referido para o Estado de São Paulo até então: em 2.000 anos cal AP, o mar possivelmente

atingiu um nível mais baixo que o atual, com o mínimo entre 1.500-1.200 anos cal AP.

Silva (2008) também utilizou associações de foraminíferos e análises sedimentológicas para caracterizar as variações do NM nas enseadas do Flamengo e da Fortaleza, em Ubatuba. Na base do testemunho da Enseada do Flamengo, as datações revelaram idade de 7.290 ± 40 anos cal AP entre 32 e 12 cm e na Enseada da Fortaleza (Praia do Lazaro), 7.530 ± 40 anos cal AP, entre 32 e 12 cm de profundidade. O acúmulo de matéria orgânica e baixas concentrações de oxigênio caracterizam ambientes com energia de fundo moderada, em ambos os locais, nos últimos 7.500 anos cal AP. O estudo de Silva (2008) corroborou o de Duleba *et al.* (1999), quanto ao comportamento eustático do local durante o Holoceno, com uma fase transgressiva até aproximadamente 5.100 anos AP.

Alves (2012) estudou a sedimentação no Canal de São Sebastião, a partir de sismoestratigrafia, e encontrou tratos de sistemas de mar alto, de mar baixo e transgressivo bem definidos, correlacionáveis com as curvas eustáticas de Suguio e Martin (1978), Mahiques e Souza (1999) e Angulo *et al.* (2006).

A **Figura 11** mostra um importante conjunto de indicadores biológicos e geomorfológicos de NM atual e pretérito encontrados por Vilano (2013) no costão rochoso da Praia da Fortaleza, onde foram definidas 3 bandas de paleolocas de ouriços-do-mar (Vilano, 2013; Vilano *et al.*, 2013) bem marcadas nos costões rochosos estudados (**figura 12**).

Figura 11: Esboço do costão da Fortaleza indicando a zonação biológica e maregráfica média do costão e as relações altimétricas entre diferentes indicadores de níveis

marinhos atuais e holocênicos: nível atual de vida de ouriços-do-mar (0,0m); três bandas de concentração de paleolocas de ouriços-do-mar definindo uma estratigrafia de paleoníveis marinhos ao longo do costão; banco de vermetídeos vivos vivendo numa faixa ao redor do nível médio do mar atual (segundo a referência do marégrafo de Ubatuba – Harari & Mesquista, 2011); e locais onde foram encontrados fósseis de vermetídeos e cracas (fonte: Vilano, 2013).

Figura 12: Seção-tipo no costão da Praia da Fortaleza, onde foram encontradas as três bandas com concentrações de paleolocas de ouriços-do-mar. Os gráficos de frequência (%) correspondem aos diâmetros das paleolocas medidas em cada banda. A: banda superior situada acima da zona de supralitoral atual. B: banda intermediária, situada na zona de supralitoral atual. C: banda inferior, localizada na zona de mesolitoral atual (notar que alguns ouriços vivos ocupam a base dessa banda) (fonte: Vilano, 2013).

A zonation biológica atual observada nos costões de Ubatuba é semelhante à descrita por Cunha e Andrade (1970/1971) para um costão rochoso na Baía da Guanabara. Esses autores também se referiram a uma banda de paleolocas a 2,7 m acima do 0,0 m (cota de topo dos ouriços atuais), que corresponde à Banda B descrita por Vilano (2013). Dias (2009) também encontrou níveis de paleolocas em Cabo Frio e Búzios, entre 0,82 e 2,44 m acima do nível médio do mar atual (referência IBGE), portanto a alturas semelhantes às encontradas em Ubatuba.

As amostras de fósseis de vermetídeos encontradas dentro de cada banda de paleolocas de ouriços-do-mar, em quatro costões rochosos de Ubatuba, foram datadas, conforme exibido na **Tabela 1**. Os resultados apontam para, pelo menos, três fases de estabilização de NM mais alto que o atual durante o Holoceno superior, com o pico da

transgressão atingindo $4,55 \pm 0,5$ m. Entretanto, segundo Souza e Azevedo Sobrinho (2015), levando em consideração a zonation ecológica atual desses costões, os fósseis de vermetídeos encontrados nas bandas A e B seriam correlatos às bandas B e C, respectivamente, e os fósseis correlatos à Banda A ainda foram encontrados (podem estar soterrados sob a vegetação) ou, então, essa banda pertenceria a um NM do Pleistoceno. Neste sentido, a hipótese de que os fósseis da Banda A ainda não foram encontrados é plausível, já que, como comentado anteriormente, o pico do evento transgressivo em São Paulo teria ocorrido por volta de 5.600 anos cal AP.

Tabela 1. Datações ^{14}C de amostras de vermetídeos e associações altimétricas com as 3 bandas de paleolocas de ouriços-do-mar encontradas em costões rochosos de Ubatuba (os valores altimétricos indicam o topo de cada banda e as cotas das amostras de vermetídeos, em relação ao 0,0 m) (fonte: modificada de Vilano, 2013).

Amostra (Número)	Altitude (m)	Associação	Observações
1 (1000)	0,00	Banda A	
2 (1000)	0,00	Banda B	
3 (1000)	0,00	Banda C	
4 (1000)	0,00	Banda A	

Até poucos anos atrás, a ocorrência de vermetídeos vivos mais ao sul da costa brasileira era atribuída à Baía de Ilha Grande (RJ). Dias (2009) encontrou agregados de indivíduos vivos de *Petalochonchus varians*, entre -0,105 (áreas mais abrigadas) e 1,02 m (áreas sujeitas a maior energia de ondas) em relação ao nível médio do mar (referência IBGE), corroborando Laborel (1979, 1986) e demonstrando que esse gênero não desapareceu nesse trecho da costa brasileira. Breves-Ramos (2012) mapeou e estudou as colônias de vermetídeos vivos na Baía de Ilha Grande e concluiu que existe somente uma espécie de *Vermetidae*, o *Petalochonchus varians* (d'Orbigny, 1841), a qual é encontrada em altas densidades nos costões rochosos, independente do grau de exposição às ondas, formando uma larga faixa na porção média do mesolitoral que tem correlação negativa com a inclinação dos costões rochosos.

Vilano & Souza (2013) e Vilano (2013) encontraram uma colônia de vermetídeos vivos no costão da Praia da Fortaleza em Ubatuba, da espécie *Petalochonchus varians* (figura 13). Até fevereiro de 2013 suas dimensões eram de

0,50 m de largura e 1,50 m de comprimento, estando seu topo a cerca de 0,85 m acima do nível de baixamar de sizígia ordinária (0,0 m = topo do nível de vida dos ouriços-do-mar atuais).

Figura 13. Colônia de vermetídeos vivos da espécie *Petaloconchus varians* encontrada no Costão da Fortaleza. (A). Vista geral da colônia em maré de quadratura. (B). Vista da colônia durante a baixamar de sizígia (fonte: Vilano, 2013).

Ainda acerca dos estudos de paleoníveis na área de estudo, Souza (2013) registrou a ocorrência de *beachrock* na Praia do Tenório, em Ubatuba, cujo topo se encontra 0,4 m abaixo do nível médio do mar atual (**Figura 14**). A autora sugeriu a ocorrência de um nível marinho mais baixo ou próximo ao atual entre 4820-3630 anos cal AP. Em continuidade a esses estudos e levando em consideração as características sedimentológicas do depósito praial que originou o *beachrock*, os tipos de cimentos encontrados no corpo e em fraturas preenchidas e cimentadas e as datações desses cimentos, bem como os dados sobre duas bandas de paleolocas de ouriços-do-mar encontradas em costões rochosos da região e as datações de vermetídeos fósseis associados a elas (Vilano, 2013), Souza e Azevedo Sobrinho (2015) concluíram que: (a) o depósito praial que deu origem ao *beachrock* foi formado numa fase de NM cerca de 0,4 m abaixo do atual, após o máximo transgressivo Santos, ocorrido em 5600 anos cal BP; (b) entre 4820-4440 anos cal AP ocorreu a cimentação do corpo, com NM em posição próxima à da formação do depósito, e em águas pouco mais quentes e com maior concentração de $MgCaCO_3$ que as atuais; (c) por volta de 3950-3630 anos cal AP se instalaram as fraturas da primeira geração, que foram rapidamente preenchidas por sedimentos formados na pós-praia e ali cimentadas, sugerindo que o NM estava em ligeira elevação, e as águas eram bem mais quentes e com maior concentração de $MgCaCO_3$ que as atuais; (d) o NM subiu rapidamente até se estabilizar em +3,55 m, entre 3810-2710 anos cal AP, quando foram escavadas as locas maiores de ouriços; (e) depois o NM tornou a descer, havendo então duas

possibilidades – admitindo que a segunda geração de fraturas não seja tectônica, então seria necessário que o NM baixasse até um nível próximo ou pouco abaixo do atual para a sua formação, para então tornar a subir até se estabilizar em +2,01 m, entre 1910-780 anos cal AP, quando as locas menores de ouriços foram escavadas; admitindo que essas fraturas sejam tectônicas, então o NM poderia ter simplesmente baixado até esse nível.

Figura 14: Afloramento de *Beachrock* na Praia do Tenório (Ubatuba), durante baixamar de sizígia. Foto: Celia R. de Gouveia Souza).

Até o momento não há estudos detalhados acerca das variações paleoníveis do mar na costa dos municípios de Caraguatatuba e Ilhabela, e grande parte do comportamento das curvas de variação do litoral de São Sebastião e Ubatuba segue desconhecido.

6. MATERIAIS E MÉTODOS

Os desafios relacionados à realização do presente trabalho associam-se, primordialmente, à complexidade que o próprio ambiente alvo da pesquisa exhibe.

Os costões rochosos sofrem, o tempo todo, a influência de processos exógenos relacionados à dinâmica costeira (ondas, oscilações de marés e variações do NM de longo período), aos eventos meteorológicos-oceanográficos extremos (ressacas, marés altas, ventanias, chuvas fortes, ondas de calor etc.), e à dinâmica de evolução geomorfológica das vertentes. Além disso, processos endógenos, como movimentos tectônicos derivados, por exemplo, da evolução tardia do Gráben do Paraíba, também podem afetar a fisiografia desses ambientes. Todos esses fatores, adicionados ao fato de serem áreas de difícil acesso (às vezes sendo necessário o transporte com barco) e alta periculosidade, tornam a obtenção de dados e a interpretação dos resultados tarefas bastante árduas e abstrusas. Além disso, o perfil irregular e fragmentado da maioria das vertentes dos costões, constitui outra importante dificuldade para obter precisão na localização e no registro da altimetria das amostras de fósseis e as associações e correlações com as bandas de ouriços.

Dentro do vasto universo de costões rochosos de Ubatuba, para a escolha dos costões a serem estudados levou-se em consideração a maior potencialidade de apresentarem indicadores geomorfológicos e biológicos de paleoníveis marinhos, tendo como base os trabalhos prévios desenvolvidos por Vilano (2013) e avaliações preliminares de campo.

Inicialmente foram visitados todos os costões rochosos de Ubatuba (continente), exceto aqueles com acesso extremamente restrito, e selecionados aqueles com: melhores exposições laterais e verticais de costões, homogeneidade litológica, mesma orientação espacial, diversidade geomorfológica de vertentes, diferentes posições geográficas em relação à exposição às ondas (atuais e pretéritas) e à distância da boca da baía, presença simultânea de indicadores geomorfológicos e indicadores biológicos de paleoníveis marinhos (condição fundamental), presença das três bandas de concentração de paleolocas de ouriços-do-mar (condição fundamental), presença de ouriços vivos (homólogos) proximidade geográfica entre os costões, e boa acessibilidade e segurança para a condução dos trabalhos.

Desta forma, foram selecionados três costões rochosos: da Fortaleza, do Costa e da Caçandoca (**Figuras 15**).

Figura 15: Localização dos costões das Praias Caçandoca, Costa e Fortaleza. Fonte: Google Earth.

O costão da Fortaleza é um costão-guia, que possui: alta variabilidade geomorfológica, vários segmentos com bandas de paleolocas de ouriços bem marcadas, abriga uma colônia de vermetídeos vivos e lá foram encontradas várias amostras de vermetídeos fósseis já datadas. Além disso, na sua porção mais externa, tanto do lado voltado para o interior da Baía da Fortaleza, quanto do lado voltado para o mar aberto, afloram até três níveis de plataformas de abrasão marinha, provavelmente indicativas de paleoníveis marinhos holocênicos e pleistocênicos.

Os trabalhos de campo nos costões rochosos foram limitados à acessibilidade e segurança no acesso.

Os costões foram subdivididos em segmentos, de acordo com conjuntos de características geomorfológicas das vertentes. A cada segmento foi atribuído um número.

Cada segmento foi estudado quanto à:

- a. Identificação da litologia e das estruturas principais das rochas;
- b. Descrição e caracterização morfológica local;
- c. Identificação da zona de vida atual dos principais indicadores de NM como ouriços-do-mar, cracas e algas do gênero *Sargassum*, e busca de colônias de vermetídeos vivos;

d. Identificação e caracterização dos tipos de indicadores geomorfológicos e biológicos de paleoníveis marinhos, em especial as plataformas de abrasão marinha e bandas de concentração de paleolocas de ouriços-do-mar;

e. Georreferenciamento de topo e base desses indicadores (GPS Garmin Map 76CSX), medição de extensões laterais e largas (trena comum) e medição das respectivas altimetrias em relação ao topo de vida dos ouriços pretos (ou nível 0,0 m), ou nível de baixamar de sizígia ordinária (com régua de nível e trena eletrônica laser da marca Leica Disto, modelo D8) (**Figura 16**);

f. Medição do diâmetro das paleolocas em cada banda (mínimo de 20 paleolocas) (**figura 17**);

Figura 16: Procedimento de obtenção de altimetria com trena eletrônica a laser.

Foto: Célia R. G. Souza.

Figura 17: Medição do diâmetro de paleoloca com trena comum. Foto: Célia R. G. Souza.

A partir da demarcação de topo e base de cada banda (A, B ou C) procedeu-se à busca e à coleta de amostras de fósseis correlatos à formação de cada banda, como vermetídeos, cracas e ostras, assegurando-se da presença *in situ*. Da mesma forma, essas amostras foram georreferenciadas e a sua altimetria obtida em relação ao topo de vida dos ouriços vivos.

Na área de estudo o nível médio de vida de vermetídeos homólogos atuais é de +0,60m acima do NBSO (0,5m de largura, entre +0,35 e +0,85m), que corresponde ao nível médio do mar atual medido no marégrafo de Ubatuba (+0,66m) (Vilano, 2013). Porém, de acordo com Souza e Vilano (2015), como durante o Holoceno as colônias certamente eram mais expressivas do que na atualidade, deve-se adotar uma largura máxima possível de, pelo menos, o dobro da colônia atual, o que representaria um erro de $\pm 0,25\text{m}$ para cima e para baixo em relação aos limites dos homólogos vivos e, portanto, uma distribuição entre 0,1 e 1,1m acima do NBSO. Isto corrobora com Laborel (1986), que estimou a precisão da espécie *Petalconchus varians* entre $\pm 0,1$ e $\pm 1,0\text{ m}$.

As amostras de fósseis coletadas foram acondicionadas e catalogadas. Datações ao radiocarbono serão realizadas no futuro.

7. RESULTADOS

7.1. Costão da Caçandoca

O Costão da Praia da Caçandoca possui orientação SW-NE. Sua extensão é de aproximadamente 0,58 quilômetros (Figura XX).

Figura 18: Costão da Caçandoca. Coordenadas: 0477671 / 7394553. Extensão aproximada: 0,58km. Fonte: Google Earth.

Quanto à litologia, ocorrem granitos rosados porfiroblásticos e foliados (**Figura 19**), com foliação N50E subvertical mergulhando para ora para SE ora para NW, localmente fraturados.

Figura 19: Detalhe das rochas que formam o costão da Caçandoca. Foto: Celia R. de Gouveia Souza.

O setor acessível do costão (Figura XX) possui extensão aproximada de 0,13km e apresenta 2 segmentos com formas de vertentes diferentes. O segmento 1, entre a praia e a porção central do costão apresenta perfil irregular, retilíneo sub-vertical (falésia) no topo e fragmentado até a base do perfil, devido ao elevado grau de fraturamento da rocha, e onde ocorrem campos de blocos até matacões, muito isolados e outros ainda imbricados junto à face do costão. No segmento 2 a forma das vertentes é predominantemente retilínea e com alta declividade.

No segmento 1 há pelo menos um nível de pequenas plataformas de abrasão marinha (PAM), na base do costão onde os blocos são mais esparsos, sendo esta a PAM atual ou ativa e cujo topo atinge até 2,0 m acima da NBSO (**Figura 20**). Dois níveis de PAMs antigas, um intermediário e um superior aparecem melhor definidos apenas localmente e associados às bandas de ouriços, como será visto adiante. No topo do costão é comum se observar deslocamentos de rocha em locais de alta declividade.

Figura 20: Costão da Caçandoca, com destaque para a área acessível, que possui 0,13km e segmento 1 em amarelo e 2 em vermelho. Fonte: Google Earth.

Figura 21: Vista do costão da Praia da Caçandoca, a partir da praia, com o segmento 1 em primeiro plano. Foto da autora.

Figura 22: Plataforma de abrasão marinha ativa na base do costão da Praia da Caçandoca. Foto: da autora.

Neste costão ocorrem as 3 bandas de concentração de paleolocas descritas por Vilano (2013), dispostas em diferentes altimetrias (**Figura 23**). Não foram encontrados ouriços vivos ocupando a base do costão acessível, pois a mesma sempre termina em areia. Assim, a NBSO foi determinada em função de um banco de *Sargassum sp.* encontrado nas porções mais distais do costão em relação à praia, além do controle do NBSO de sizígia e das variações da maré durante o trabalho de campo.

A **Tabela 2** mostra os dados relativos aos diâmetros das paleolocas medidos nas 3 bandas.

Figura 23: Distribuição das 3 bandas (A – acima da linha vermelha, B – entre as linhas vermelha e amarela e C – abaixo da linha amarela) de paleolocas de ouriços-do-mar encontradas no costão da Caçandoca. (foto: Celia R. de Gouveia Souza).

Tabela 2: Dados relativos aos diâmetros das paleolocas medidos nas 3 bandas no costão da Caçandoca.

Banda	Total de paleolocas	Média do diâmetro
A	54	10,18
B	113	8,63
C	83	5,55

Banda C

Ocupa toda a base do costão, e está associada à plataforma de abrasão marinha ativa (**Figura 24**). O topo desta banda está a 0,90 m acima da NBSO e a base até este nível.

As paleolocas se distribuem numa faixa de cerca de 2 m de largura sobre a plataforma de abrasão marinha ativa e também ao redor (nas faces voltadas para o mar e para o costão) de praticamente todos os blocos dispersos ao longo da base do costão do segmento 1, o que evidencia que os mesmos já estavam ali quando a banda foi escavada. Essas locas são sempre muito bem desenvolvidas e ocorrem em alta

densidade em distribuição, apresentando diâmetros entre 3 e 14 cm, sendo a média de 5,6 cm (**figuras 25**).

Figura 24: Aspecto da Banda C sobre a PAM ativa na base do costão Caçandoca. Detalhe das paleolocas bem definidas e com diâmetros em torno de 5-6 cm; notar que algumas delas ocupam as paredes das fraturas abertas nas rochas, criando um padrão de locas alinhadas e orientadas. (fotos: Celia R. de Gouveia Souza).

Figura 25: Detalhe das paleolocas da Banda C em blocos da base do costão da Caçandoca em faces voltadas para o mar e para o costão. Fotos da autora.

Banda B:

Ocupa a porção intermediária das vertentes dos costões, disposta entre 2,75 m (topo) e 1,32 m (base) acima da NBSO, e condicionada pela PAM intermediária (**Figura 26**). Na porção mais próxima à praia, em local onde ocorrem matacões isolados, a banda B se encontra aparentemente abatida, já que seu topo está a 1,78 m e a base a 0,70 m acima da NBSO. Esta banda está associada a um nível em que as

rochas estão muito fraturadas, e que as fraturas ortogonais e o intemperismo profundo resultaram num aspecto semelhante a um “cérebro” (**Figura 27**).

Figura 26: Aspectos da Banda B ao longo do costão da Caçandoca. Fotos: Celia R. de Gouveia Souza.

Figura 27: Detalhe da rocha com aspecto de “cérebro” e de tamanho e distribuição das paleocas da Banda B no costão da Caçandoca. Foto: Celia R. de Gouveia Souza.

Aqui as paleocas possuem diâmetro em geral maior que na banda C, variando entre 4 e 15 cm, mas com média de 8,6 cm. A densidade de locas também é menor que na banda C.

Banda A:

Ocupa a porção superior das vertentes dos costões, entre 3,89 m (topo) e 2,95 m (base) acima da NBSO, sendo condicionada pela PAM superior (**Figura 28**). Ocorre somente no final do segmento 1 (porção mais distal da praia), mas no restante do segmento pode estar soterrada por solo e vegetação, ou encoberta por blocos deslocados, ou mesmo pode ter sido abatida. Nesta banda as paleolocas são mais dispersas, menos definidas e de maior tamanho que nas demais bandas. O diâmetro varia entre 4 e 22 cm e a média é de 10,2 cm. Em geral ocorrem isoladas ou acompanham zonas de fraqueza na rocha, como fraturas e áreas com maior dissolução.

Figura 28: Aspecto da Banda A no setor mais distante da praia do segmento 1 do costão da Caçandoca. Notar: o topo da banda B na base da foto; a baixa frequência de locas, algumas acompanhando as fraturas; ao fundo, o deslocamento de rocha fraturada com aspecto de “cérebro”, deslizando sobre uma superfície lisa condicionada pela foliação da rocha. Foto: Celia R. de Gouveia Souza.

Neste costão foram encontrados alguns remanescentes de colônias de vermetídeos fósseis e uma colônia de vermetídeos vivos / sub-atuais. A colônia aqui referida como Caçandoca-01 (coordenadas de uma amostra: 0477652/7394556) é de vermetídeos vivos / sub-atuais e ocupa todas as faces de blocos abatidos localizados na banda C do segmento 1 nas proximidades da praia. Essa incrustação ocupa extensão linear de 18,2 m e largura aproximada de 1 m, sendo que a altura do topo se encontra a 0,80 m acima do NBSO (**Figura 29**).

Figura 29: Aspectos da colônia de vermetídeos fósseis da amostra Caçandoca-01 localizada na base da banda C, junto à praia (coordenadas: 0477652 / 73944556). Fotos: Celia R. de Gouveia Souza.

Restos de vermetídeos fósseis, nomeados como amostras Caçandoca-02, (coordenadas 0477671/7394553), Caçandoca-03 (0477671/7394558) e Caçandoca-04 (0477672/7394559) foram encontrados, respectivamente, nas seguintes altimetrias: 3,4 m (até 2 cm de espessura), 2,9 m (até 2 cm de espessura) e 1,78 m (até 25 cm de espessura) acima da NBSO (**Figura 30**).

Figura 30: Incrustações de vermetídeos fósseis: amostras Caçandoca-02, 03 e 04.

7.2. Costão da Praia do Costa

O costão praia do Costa possui orientação geral SW-NE e sua extensão é de aproximadamente 0,46km. Praticamente toda esta extensão é acessível, dependendo das condições da maré e batimento de ondas.

Foi dividido em 3 segmentos, de acordo com suas características geomorfológicas (**Figura 31**).

7.2. Costão da Praia do Costa

O costão praia do Costa possui orientação geral SW-NE e sua extensão é de aproximadamente 0,46km. Praticamente toda esta extensão é acessível, dependendo das condições da maré e batimento de ondas.

Foi dividido em 3 segmentos, de acordo com suas características geomorfológicas (**Figura 31**).

Figura 31: Costão da Praia do Costa. Coordenadas: 0483050 / 7399578). Extensão aproximada de 0,46km. Destaque para os segmentos estudados: segmento 1 em vermelho, segmento 2 em amarelo e segmento 3 em azul. Fonte: modificado de Google Earth.

Este costão é composto por granito-gnáissico pré-cambriano, ora bandado (formado em ambiente dúctil) e fraturado, com frequente presença de porções mais ricas de feldspato potássico orientado segundo a foliação metamórfica (**Figura 32**).

Figura 32: Costão da Praia do Costa. Detalhes da litologia e do bandamento gnáissico (à esquerda) e dos sistemas de fraturas sobre uma plataforma de abrasão marinha (centro) e porções ricas em fd-K (à direita). Fotos: Célia R. G. Souza.

Próximo à praia a encosta exibe ampla rampa de colúvio que termina em base rochosa inclinada, de 1,5 m de altura, com pequenos blocos rolados (**Figura 33**).

Figura 33: Rampa de colúvio (anfiteatro de drenagem) com depósito de blocos e matacões no início do segmento 1, Praia do Costa.

O segmento 1 é caracterizado pela presença de 3 níveis de PAM com declividade moderada, separados por fraturas subverticais paralelas e abertas, dispostas horizontalmente na mesma orientação geral do costão (N40E), além da presença de blocos rolados na sua base (**figura 34**). O nível mais alto, aqui denominado PAM superior, tem o topo em 3,09 m acima do NBSO e possui largura de 7,2 m (medida até a fratura que a separa da PAM intermediária). A PAM intermediária tem seu topo a 1,42 m acima do NBSO, e possui 5,40 m de largura (até a fratura de contato com a PAM inferior). O topo da PAM inferior (ativa) está em 1,05-1,25 m acima do NBSO, e mede 2,9 m de largura.

Figura 34: Segmento 1 exibindo 3 níveis de PAM separados por fraturas paralelas e abertas. (Fotos: Celia R. G. Souza)

O segmento 2 está localizado num trecho estreito, onde a encosta é convexa e a linha de costa muda de orientação. É caracterizado pela presença de matacões fraturados e arredondados, ora imbricados, ora parcialmente isolados sobre a PAM intermediária de baixa declividade que avança para o mar na base da vertente (**Figura 35**).

Figura 35: Segmento 2 exibindo matacões arredondados soltos ou imbricados sobre a PAM intermediária na base da vertente. Fotos: Celia R. G. Souza.

No segmento 3 os matacões desaparecem e a extensa PAM intermediária, também com baixa declividade ($2,7^\circ$), fica completamente exposta na base vertente (**Figura 36**). Chama atenção a presença de nichos com concentrações de feldspatos (escala de dureza muito baixa) onde existem evidências de dissolução e erosão mecânica associados a bioerosão por ouriços-do-mar (**figura 37**). Esses nichos foram provavelmente ambientes de poças de maré.

Figura 36: Vista geral da extensa PAM intermediária na base da vertente do segmento 3, no costão do Costa. Foto: Celia R. G. Souza.

Figura 37: Nichos com evidências de dissolução, erosão mecânica e bioerosão causada por ouriços-do-mar no segmento 3 do costão do Costa. Foto: Celia R. G. Souza.

Ouriços vivos da espécie *E. lucunter* ocorrem nas áreas mais externas do costão (figura), e serviram de base para a determinação do NBSO (**figura 38**).

Figura 38: Ocorrência de ouriços *E. lucunter* no costão do Costa.

Neste costão ocorrem as 3 bandas de concentração de paleolocas descritas por Vilano (2013). A **Tabela 3** mostra uma síntese das medidas de diâmetros das paleolocas.

Tabela 3: Dados relativos aos diâmetros das paleolocas medidos nas 3 bandas no costão da Praia do Costa.

Banda	Nº Total de Paleolocas Medidas	Intervalos (cm)	Média do diâmetro (cm)
A	69	7-16	10,84
B	76	6-14	8,12
C	324	4-10	5,88

Banda C

Esta banda de concentração de paleolocas ocorre em toda a extensão do costão na base da PAM e nos blocos e matacões parcialmente submersos (**Figura 39**).

No segmento 1 a altimetria máxima da banda C está a 0,71 m em relação à NBSO (**Figura 39**). Os diâmetros das paleolocas variaram entre 4 e 10 cm e a média é de 5,88 cm.

Figura 39: Ocorrência da banca C segmento 1 do costão do Costa. Fotos: Celia R. G. Souza.

No segmento 2 a banda C ocorre nos blocos e matacões e nas fraturas do embasamento (**Figura 40**) e se distribui lateralmente por 6,4 metros e em faixa de 2 m de largura, com topo em 1,09 m com relação ao NBSO.

Figura 40: Paleolocas em blocos e matacões e em fratura no segmento 2 do costão da Praia do Costa. Fotos: Celia R. G. Souza.

No segmento 3 a banda C ocorre na base da plataforma de abrasão marinha, estendendo-se uma faixa de 7 m de largura, sendo que essas paleolocas estão sendo reocupadas por ouriços atuais ao longo de uma faixa de 2,7 m (**figura 41**). Como comentando anteriormente, observa-se a presença de nichos onde a maior suscetibilidade ao intemperismo em uma porção de maior concentração de megacristais de feldspatos potássicos, facilitou a escavação da rocha pelos ouriços, provavelmente num ambiente de poça de maré (**figura 42**).

Figura 41: Banda C na base da PAM ativa do segmento 3 do Costão do Costa e faixa de paleolocas reocupadas por ouriços vivos. Foto da autora.

Figura 42: Ocorrência de paleolocas em antiga poça de maré (0,66 m de diâmetro), em porção de maior concentração de megacristais de feldspatos-potássicos.

Bandas A e B:

Ambas são observadas apenas na zona de transição entre os segmentos 2 e 3, num afloramento de perfil subvertical em granitóide muito fraturado (**Figuras 43**). A base desse afloramento coincide com a PAM intermediária cujo topo está 1,42 m acima do NBSO. Portanto, a PAM intermediária está geneticamente associada ao NM que escavou a banda B.

A banda A está alçada entre 4,77 e 3,97 m acima do NBSO, A banda B está entre 3,77 e 2,67 metros acima da NBSO. Entre elas ocorre uma faixa de largura

variável entre 0,20-0,45 m onde não ocorrem locas. Em ambas as bandas as paleolocas ocupam as faces voltadas para o mar e também para a encosta (**figura 44**).

Figura 43: Bandas A e B no afloramento do segmento 2 do costão da Praia do Costa, cuja base corresponde à PAM intermediária. (coordenadas 0483048/7399549). Foto: Celia R. G. Souza.

Figura 44: Detalhe das bandas A e B no afloramento do segmento 2 do costão do Costa.

A Banda B está associada a granitoide muito fraturado, com aspecto de “cérebro”. Nessa banda as paleolocas estão mais bem preservadas que na banda A, e apresentam diâmetros variando de 6 a 14 cm, com média de 8,12 cm (**Figura 45**). Na banda A as paleolocas estão pouco preservadas, às vezes restando apenas cicatrizes ou restos recortados, com diâmetros variando de 7 a 16 cm e média de 10,84 cm (**Figura 46**).

Figura 45: Detalhe das paleolocas da banda B no costão do Costa. Foto: Celia R. G. Souza.

Figura 46: Detalhe das paleolocas da banda A no costão do Costa. Foto: Celia R. G. Souza.

A ausência das bandas A e B no restante do costão pode estar associada ao deslocamento e abatimento das mesmas para níveis inferiores do costão.

7.3. Costão da Praia da Fortaleza

O costão da Praia da Fortaleza possui orientação SW-NE e é o mais heterogêneo e extenso dentre os estudados, com 0,98 km. Por essa razão, foi necessário subdividi-lo em 7 segmentos diferentes quando as formas e vertentes, distribuídos ao longo do costão de acordo com a possibilidade de acesso durante os trabalhos de campo (**Figura 47**).

O costão é composto majoritariamente de granito-gnáissico, com foliação N15E mergulhando para NW, ora muito fraturado, ora maciço.

Figura 47: Costão da Fortaleza, com destaque para a localização aproximada dos segmentos: 1 (vermelho), 2 (laranja), 3 (azul), 4(lilás), 5 (verde), 6 (rosa) e 7 (branco).

O segmento 1, próximo da praia, é formado por um afloramento rochoso *in situ* (**figura 48**), foliado e fraturas N34E verticais, e possui largura aflorante de 7,50 m e declividade de 25°. Alguns blocos soltos jazem mergulhados na areia.

O segmento 2 é representado por uma ampla rampa de colúvios (anfiteatro) na base da qual se projeta um vasto campo de blocos de diversos tamanhos, que se estende por centenas de metros para o mar (**figura 49**).

Figura 48: Plataforma de abrasão marinha no segmento 1 do costão da Praia da Fortaleza. Coordenadas 0483337 / 7397603. Fotos da autora.

Figura 49: Campo de blocos no segmento 2 do costão da Praia da Fortaleza. Coordenadas 0483284 / 7397621. Fotos da autora.

O segmento 3 está localizado na extremidade NE do costão, mas do lado exposto voltado para o mar. É caracterizado por 3 níveis de PAM separados por fraturas (da mesma forma que nos demais costões) (**Figura 50**). A PAM inferior (ativa) situa-se a 1,90 m acima do NBSO, e apresenta largura de 14,1 m. A PAM intermediária situa-se a 2,73 m acima do NBSO e tem 11 m de largura, e a PAM superior está a 5,03 m acima do NBSO e tem 6 m de largura. Esse conjunto apresenta fraturas verticais penetrativas, paralelas e abertas, que apresentam a mesma direção da foliação (N40E mergulhando para 25NE), e a mesma orientação do costão, portanto condicionam a linha de costa local. No topo nota-se processo de esfoliação esferoidal na rocha.

Figura 50: Segmento 3 do costão da Fortaleza, no setor exposto, exibindo 3 níveis de PAM, separados por fraturas paralelas. Foto da autora.

O segmento 4 se localiza no mesmo pontão rochoso do costão da Praia da Fortaleza, porém no lado interno voltado para a baía. É representando por afloramento rochoso composto de granitóide moderadamente fraturado (fraturas verticais de orientação N40E). Apresenta esfoliação esferoidal em alguns pontos, além de diversas estruturas de dissolução da rocha (**figura 51**). Também ocorrem 3 níveis de PAM e blocos abatidos na base. Assim como no segmento 3, as PAM são separadas por fraturas paralelas e abertas. A PAM inferior têm altura de 1,05 m, a intermediária 2,02 m e a superior a 4,02 m (**figura 52**).

Figura 51: Estruturas de dissolução no segmento 4 da praia da Fortaleza.

Figura 52: Três níveis de plataforma de abrasão no segmento 4 do costão da Praia da Fortaleza. As linhas amarelas representam as zonas de fraturas que dividem a plataforma. Coordenadas: 0483702 / 7397724. Foto da autora.

O segmento 5 é representado por uma extensa PAM ativa (**figura 53**). Não há dados relativos a altura ou extensão dessa plataforma, devido a impossibilidade de acesso.

Figura 53: Visão geral da PAM no segmento 5 da Praia da Fortaleza. Foto da autora.

No segmento 6 ocorre um campo de blocos e matacões de granito-gnáissico muito fraturado e intemperizado (**figura 54**).

Figura 54: Contexto geomorfológico do segmento 6, com matacões e blocos rolados e abatidos, muito fraturados e erodidos (esquerda) e detalhe da litologia e textura da rocha (direita). Fotos da autora.

No segmento 7 ocorre uma PAM íngreme e muito fraturada (**figura 55**).

Figura 55: Contexto geomorfológico do segmento 7, com PAM íngreme e muito fraturada. Fotos da autora.

No costão da Praia da Fortaleza ocorrem as 3 bandas de ouriço descritas por Vilano (2013). As concentrações e diâmetros das locas nesse costão estão descritas na **Tabela 4**.

Tabela 4: Dados relativos aos diâmetros das paleolocas medidos nas 3 bandas no costão da Praia da Fortaleza.

Banda	Nº Total de Paleolocas Medidas	Intervalos (cm)	Média do diâmetro (cm)
A	103	7-16	10,85
B	184	6-14	9,80
C	215	2-12	6,05

Banda C

A banda C ocorre em todo o costão, na base da PAM inferior (ativa) e ao redor de blocos rolados e matacões na base dos costões. Os diâmetros dessas paleolocas variam entre 2 e 12 cm, com média de 6,05 cm. No segmento 2, a banda C se apresenta ao redor de blocos (**figura 56**). Nas partes externas do costão, parte dessa banda encontra-se reocupada por ouriços atuais, como ocorre no segmento 4 (**figuras 57 e 58**).

Figura 56: Campo de blocos recobertos por paleolocas da banda C no segmento 2 do costão da Praia da Fortaleza. Foto: Célia R. G. Souza.

Figura 57: Banda C em matacão do segmento 4 (esquerda) e detalhe de ouriço atual realocando paleolocas desta banda no mesmo local (direita). Foto da autora.

Figura 58: Detalhe de paleolocas da banda C em bloco no segmento 4 do costão da praia da Fortaleza.

Banda B

A banda B está predominantemente associada às rochas muito fraturadas com aspecto de “cérebro” (assim como nos demais costões) e ocorre em afloramentos *in situ* nos segmentos 4 e 7, ao redor de muitos blocos e matacões imbricados nas base das vertentes e mas posicionada na altimetria original dessa banda, e em blocos e matacões rolados e abatidos para níveis altimétricos inferiores, onde as paleolocas foram reocupadas na fase de escavação da banda B.

O diâmetro das paleolocas varia entre 6 e 14 cm, e a média é de 9,8 cm. O segmento 6 compõe-se de um mar de matacões, com registros Banda B abatida e realocada pela Banda C nas áreas mais rebaixadas e parcialmente submersas (**figura 59**). O topo da Banda B nesses blocos situa-se a 3,36 metros com relação ao NBSO.

Figura 59: Registro da banda B em matacões abatidos no segmento 6 do costão da Praia da Fortaleza. Foto da autora.

Banda A

A banda A é observada nos segmentos 1, 3 e 7.

No segmento 1, essa banda ocorre na parte superior da plataforma rochosa, próximo da encosta. Neste afloramento, as paleolocas ocorrem em tanto nas faces voltadas para o mar, quanto nas laterais e nas voltadas para a floresta (**figura 60**).

Figura 60: Distribuição de paleolocas da Banda A nas laterais do afloramento do segmento 1 do costão da Praia da Fortaleza.

O segmento 7 é a seção-tipo das 3 bandas, pois elas ocorrem sequencialmente no mesmo perfil (**Figura 61**). A Banda C distribui-se pela base deste afloramento e pelos matacões defronte, com topo atingindo 1,35 m acima do NBSO; as locas desta

banda apresentaram diâmetro médio de 5,96 cm neste segmento. A Banda B está imediatamente acima da C, e o topo localiza-se a 2,45 m do nível dos ouriços atuais, com locas de 8,35 cm de diâmetro médio. A Banda A apresenta topo a 4,94 m acima do NBSO e base a 3,17 m, com paleolocas com 10 cm de diâmetro médio.

Figura 61: Perfil do afloramento no segmento 7 no costão da Fortaleza, com a presença das Bandas A, entre as linhas azul e vermelha, B, entre as linhas vermelha e amarela e C, abaixo da linha amarela. Foto: Celia R. G. Souza.

A **figura 62** mostra detalhes das paleolocas nas 3 bandas do segmento 7.

Figura 62: Detalhe das paleolocas nas bandas A (esquerda), B (centro) e C (direta) do segmento 7.

No costão da Fortaleza foram encontradas ainda amostras de restos biogênicos de colônias e de animais preservados. No segmento 4 foi encontrada uma amostra de incrustação de vermetídeos fósseis, aparentemente com restos de outros animais e areia (coordenadas 0483818/7397825), a 1,64 m acima do NBSO. Essa incrustação está em local abrigado, sob matacões, e ocupa diversas faces dos matacão de baixo e parte do afloramento no qual se apoiam, como mostra a **figura 63**. A extensão aparente dessa colônia é de 3,50 m e a espessura de 0,50 centímetros.

Figura 63: Localização a esquerda e detalhe da incrustação de vermetídeos fósseis.
Foto: Célia R. G. Souza.

No segmento 7 foram encontradas cracas fósseis a 1,20 m acima do topo da banda A, portanto a 6,14 m acima do NBSO (**Figura 64**).

Figura 64: Localização de cracas fósseis no segmento 7, 1,20 m acima do topo da banda A, ou 6,14 m acima do NBSO. Fotos da autora.

8. CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos acerca da geomorfologia de costões rochosos, em especial sobre classificação geomorfológica dessas áreas, ainda são escassos na literatura científica brasileira. Isso implicou em um desafio para a presente pesquisa.

Ainda que hajam muitos estudos paleogeográficos e paleoceanográficos e sobre as variações holocênicas do nível do mar, os dados ainda são esparsos para a área de estudo.

A utilização de bandas de paleolocas de ouriços, associadas a indicadores geomorfológicos e biológicos também não foi explorada ainda na costa brasileira. Portanto, o presente estudo configura em registro importante para estudos posteriores.

Estes dados permitem chegar a conclusão de que os três costões estudados apresentaram a mesma orientação geral (SW-NE), o que significa que recebem, e receberam em situações pretéritas de NM mais alto ou mais baixo, a mesma intensidade de ondulação, devido ao seu posicionamento com relação a boca das baías em que se encontram.

A composição dos costões é, em geral, semelhante e a maior parte deles apresenta sistemas de fraturas e estruturas de dissolução, que estabelecem ambiente favorável para a instalação de ouriços e, conseqüentemente, a escavação de locas.

São comuns as rampas de colúvio e anfiteatros de drenagem, formas que evidenciam processos erosivos e deposicionais que caracterizaram e condicionaram as vertentes dos costões, em conjunto com os sistemas de fraturas, e a presença de matacões e blocos. Essas formas, texturas e estruturas favorecem a formação de refúgios para as espécies que, de acordo com a literatura, configuram registros de NM. O arranjo desses costões também favorece a preservação desses registros.

Os resultados apresentados permitem concluir que as bandas de ouriços descritas por Vilano (2013) e pormenorizadas no presente estudo definem níveis marinhos pretéritos, bem como as plataformas de abrasão marinha inativas aqui caracterizadas. Tanto as plataforma quanto a presença das bandas sugerem pelo menos três estabilizações de NM mais alto que o atual.

Para estabelecer correlações entre as áreas estudadas e delas com outras áreas do município, serão necessários estudos futuros, que contemplem ainda a datação de amostras de restos biogênicos, para que se possa relacionar os dados espaciais aqui apresentados com referências temporais.

9. BIBLIOGRAFIA

ABRANTES, F.; VOELKER, A.; SIERRO, F.; NAUGHTON, F.; RODRIGUES, T.; CACHO, I.; ARIZTEGUI, D.; BRAYSHAW, D.; SICRE, M.; BATISTA, L. Paleoclimate Variability in the Mediterranean Region. IN: LIONELLO, P. The Climate of Mediterranean Region. 1.ed.: Elsevier. p.114-129. 2012.

Almeida, F.F.M. Fundamentos geológicos do relevo paulista. In: Instituto Geográfico e Cartográfico (ed.). Geologia do Estado de São Paulo (Boletim 41). São Paulo: IGC, cap. 2, p.167-262. 1964.

ALMEIDA, F.F.M. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. DNPM-DGM Boletim 241, 36p. 1967.

ALVES, B.G.R. Dinâmica do acoplamento bento-pelágico na plataforma interna ao largo de Ubatuba (São Paulo, Brasil). Dissertação (Mestrado) Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 2009.

ALVES, M.A. Correntes de maré e inerciais na plataforma continental ao largo de Ubatuba (SP). Dissertação (Mestrado) Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 1992.

AMARAL, A.C.Z. e NALIN, S.A.H. Biodiversidade e ecossistemas bentônicos marinhos do Litoral Norte de São Paulo, Sudeste do Brasil. Campinas: UNICAMP/IB, 574p. 2011.

ANGULO R.J.; LESSA G.C.; SOUZA M.C. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. *Quaternary Science Review*, v. 25, p.486-506. 2006.

ANGULO R.J. e LESSA, G.C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia regions. *Marine Geology*, v. 140 (1-2), p.141-166. 1997.

ANGULO R.J.; PAULO, C.F. GIANNINI, B.; SUGUIO, K.; PESSENDA, L.C.R. Relative sea-level changes in the last 5500 years in southern Brazil (Laguna–Imbituba region, Santa Catarina State) based on vermetid ¹⁴C ages. *Marine Geology*, v.159, p.323–339.1999.

ANGULO, R.J.; PESSENDA, L.C.R; SOUZA, M.C. O significado das datações ao ¹⁴C na reconstrução de paleoníveis marinhos e na evolução das barreiras Quaternárias do litoral paranaense. *Revista Brasileira de Geociências*, v.32 (1), p.95-106. 2002.

ANGULO, R.J., SOUZA, M.C., FERNANDES, L.A., DISARO, S.T. Quaternary sea-level changes and aeolianites in the Fernando de Noronha archipelago, northeastern Brazil. *Quaternary International*, 305:15-30. 2013

ALVES, D. A evolução sedimentar do Canal de São Sebastião, no litoral norte do estado de São Paulo, estudada a partir de uma abordagem sismoestratigráfica. Dissertação. Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo. 2012.

BARNES, R.D. 1996. Zoologia dos invertebrados. São Paulo: Editora Roca, 6ª ed., 1029p.

BARRETO, A.M.F.; BEZERRA, F.H.R.; SUGUIO, K.; TATUMI, S.H.; YEE, M.; PAIVA, R.P.; MUNTA, C.S. Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. n.179, p.57–69. 2002.

BEZERRA, F.H.R.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K. Holocene sea-level history on the Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, v.196, p.73-89. 2003.

BIRD, M.I.; AUSTIN, W.E.N.; WURSTER, C.M.; FIFIELD, L.K.; MOJTAHID, M.; SARGAENT, C. Punctuated eustatic sea-level rise in the early mid-Holocene. *Geology*, v.38, p.803-806. 2010.

BIRD, E. Physiographic indications of a rising sea level. *Melbourne: Discussion paper* – Department of Geography, University of Melbourne. 1987.

BREVES-RAMOS, A.; JUNQUEIRA, A. O. R.; LAVRADO, H. P.; SILVA, S. H. G. & FERREIRA-SILVA, M. A. G. Population structure of the invasive bivalve *Isognomon bicolor* on rocky shores of Rio de Janeiro State (Brazil). *Journal of the Marine Biological Association of the United Kingdom* 90(6):453-459. 2010.

BRIGATTI, N. Variação do nível do mar associada às situações sinóticas na gênese dos episódios extremos no município de Ubatuba-SP. Dissertação (Mestrado). Faculdade de Ciências e Tecnologia de Presidente Prudente. Universidade Estadual Paulista. 2008.

CALDAS, L.H.O.; A, STATTEGGER, K.; VITAL, H. Holocene sea-level history: Evidence from coastal sediments of the northern Rio Grande do Norte coast, NE Brazil. *Marine Geology*, v.228, p.39–53. 2006.

CAMPOS, E.J.D.; GONÇALVES, J.E.; IKEDA, Y. Water mass structure and geostrophic circulation in the South Brazil Bight - Summer of 1991. *J. Geophysics Research*, n.100, pp.18.537-18.550. 1995.

CASTRO FILHO, B. M de. Correntes e massas de água da plataforma continental norte de São Paulo. Tese (Livre Docência). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo, São Paulo. 1996.

CLARK, K; COCHRAN, U; MAZENGARB, C. Holocene coastal evolution and evidence for paleotsunami from a tectonically stable region, Tasmania, Australia. *The Holocene*, v.21, p.883–895. 2011.

CONTI, L. A. Geomorfologia da plataforma continental do Estado de São Paulo. Tese (Doutorado). Instituto Oceanográfico, Universidade de São Paulo. 2004.

CORRÊA, I. C. S. Les variations du niveau de la mer durant les derniers 17.500 ans BP: l'exemple de la plate-forme continentale du Rio Grande do Sul-Brésil. *Marine Geology*, v.130 p.163-178. 1996.

COUTINHO, R. Programa Nacional da Biodiversidade – PRONABIO. Projeto de

Conservação e utilização sustentável da diversidade biológica brasileira – PROBIO Subprojeto: Avaliação e ações prioritárias para a zona costeira marinha. Ministério do meio Ambiente. 102 p. 2002.

CRONIN, A. Rapid Sea-Level Rise. *Quaternary Science Reviews* (56):11-30. 2012.

CUEVAS, J. M. O ouriço do mar *Echinometra lucunter* (Linnaeus, 1758) como potencial recurso pesqueiro no sul da Bahia. Ilhéus. Dissertação de Mestrado, Universidade Estadual de Santa Cruz. 2005.

CUNHA, F.L.S. E ANDRADE, A.B. Evidências glácio-eustáticas no litoral de Niterói, RJ. *Delfos*. v.11/12, p. 32-39. 1972.

DIAS, F.F.; CASTRO, J.W.A; SEOANE, J.C.S.; CAMARGO, L.H.R. Indicadores de Mudanças Climáticas e de Variações do Nível do Mar na Costa do Rio de Janeiro: Aquecimento ou Resfriamento? *Observatorium: Revista Eletrônica de Geografia*, v.1, n.1, p.21-32, 2009.

DILLEMBURG, S. e HESP, P. *Geology and Geomorphology of Holocene Coastal Barriers of Brazil*. Springer. 2009.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; LEÃO, Z.M.A.N.; AZEVEDO, A.E.G. Geologia do Quaternário costeiro do estado de Pernambuco. *Revista Brasileira de Geociências*, v.20, p.208–215. 1990.

DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P.; MARTIN, L. 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*, v.11, p. 225-237. 1981.

DULEBA, W. Interpretações paleoambientais obtidas a partir das variações na coloração das carapaças de foraminíferos da Enseada do Flamengo, SP. *Boletim do Instituto Oceanográfico*, 42: 63-72. 1994.

DULEBA, W.; PETRI, S; COIMBRA, J.C.S. Foraminíferos, tecamebas e ostracodes sub-recentes e fosseis do Quaternário do Brasil. *Revista do Instituto de Geociências da USP– Publicação especial*, v.2. 2003.

EMERY, K. O. e KUHN, G.G. Erosion of rock shores at La Jolla, California. *Marine Geology*, 37, p. 197-208. 1980.

ENGELHART, S. E. Sea-level changes along the U.S. atlantic coast: Implications for glacial isostatic adjustment models and current rates of sea-level. *Publicly accessible Penn Dissertations*. Paper 407. 2010.

FERNANDES, A.C.S.; BORGHI, L.; CARVALHO, I.S.; ABREU, C.J. Estruturas de Bioerosão. In: CARVALHO, I.S.; FERNANDES, A.C.S. *Guia dos Icnofósseis Invertebrados do Brasil*. 1.ed. Rio de Janeiro: Interciências. 2002.

FIERZ, M.S.M. As abordagens sistêmica e do equilíbrio dinâmico na análise da fragilidade ambiental do litoral do Estado de São Paulo: contribuição à geomorfologia

das planícies costeiras. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, Departamento de Geografia Física - FFLCH. 2008.

FÚLFARO, V.J., SUGUIO, K. O Cenozoico paulista: gênese e idade. In: *Congresso Brasileiro de Geologia*, 28. Anais. Porto Alegre: SBG, v. 3. p. 91-101, 1974.

FURTADO, V. V. e MAHIQUES, M. M. Distribuição de sedimentos em regiões costeiras e plataforma continental norte do Estado de São Paulo. In: *Simpósio de Ecossistemas da Costa Sul e Sudeste Brasileira, Estrutura, Função e Manejo*, 2. Academia de Ciências do Estado de São Paulo, n.71, v.1, p.20-29. 1990.

GALILI, E.; ZVIELY, D.; WEISTEIN-EVRON, M. Holocene sea-level changes and landscape evolution on the northern Carmel coast (Israel). *Environnements Littoraux Méditerranéens, Héritages et Mobilité*, n.1. 2005.

GOULD, S. J., *Petalonchus sculpturatus alaminatus*, a new Pliocene subspecies of vermetid gastropods lacking its defining generic character, with comments on vermetid systematics in general. *Journal of Paleontology*. n.68, p.1025-1036. 1994.

HARARI, J. E MESQUITA, A.F. Tábuas das marés de Ubatuba, Santos e Cananéia para os anos de 2012 e 2013. Relat. Téc. Inst. Oceanogr.-USP, (56):1-27. 2011.

HASUI, Y; MIOTO, J.A.; MORALES, M. Geologia do Pré-cambriano. In: FALCONI, F.F.; NEGRO JR., A. (eds.) Solos do Estado de São Paulo. ABMS. p.41-68. 1994.

HEARTY, P.J. The geology of Eleuthera Island, Bahamas: a rosetta stone of Quaternary stratigraphy and sea-level history. *Quaternary Science Review*. n.17, p.333-355. 1998.

HOPLEY, D. Beachrock as a sea-level indicator. In: Van de Plassche O. (Ed.). *Sea-level Research: a Manual for Collection and Evaluation of Data*. Norwich: Geo Books, pp. 157-173. 1986.

HUSSEIN, M. C.; OLIVEIRA, P.E.; BARRETO, A.M.F.; SUGUIO, K; BEZERRA, H.R. Emprego de algas diatomáceas no estudo da variação do nível do mar do Holoceno da lagoa Olho D'Água, Recife, Pe. In: *X Congresso da ABEQUA – Associação Brasileira de Estudos do Quaternário* (Anais), 2005.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA - IBGE. Censo demográfico: resultados preliminares. (Recenseamento Geral do Brasil). São Paulo, 2010.

JELGERSMA, S. TOOLEY; M.J. Sea-Level Changes During the Recent Geological Past. *Journal of Coastal Research Special Issue*. n. 17. p.123-139. 1995.

KLEIN, D.A. e MAHIQUES, M.M. Evidências de variações do nível relativo do mar durante do ultimo ciclo glacial na porção norte do Canal de São Sebastiao, Litoral Norte do Estado de São Paulo. In: *II Congresso sobre Planejamento e Gestão das Zonas Costeiras dos Países de Expressão Portuguesa* (Anais). 2003.

KOWSMANN, R.O.; COSTA, M.P.A. Sedimentação quaternária da margem continental brasileira e das áreas oceânicas adjacentes. *Projeto REMAC*, 8. CENPES, Rio de Janeiro, 35 p, 1979.

LABOREL, J.; LABOREL-DEGUEN, F. Biological indicators of Holocene sea-level and climatic variations on rocky coasts of tropical and subtropical regions. *Quaternary international*, n. 31. pp. 53-60. 1996.

LABOREL, J. Vermetid gastropods as sea-level indicators. In: VAN de PLASSCHE, O. (Ed.), *Sea-level Research: a Manual for the Collection and Evaluation of Data*. Geo Books, pp. 281-310. 1986.

LABOREL, J. Fixed marine organisms as biological indicators for the study of recent sea-level and climatic variations along the Brazilian tropical coast. In: *Proceedings 1978 International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*. (SUGUIO, K., FAIRCHILD, T.R., MARTIN, L. E FLEXOR, J.M., (eds.), p.193-211. 1979.

LESSA, G.; ANGULO, R. J.; GIANNINI, P.C.F.; ARAÚJO, A.D. Stratigraphy and Holocene evolution of a regressive barrier in south Brazil. *Marine Geology*, v.165, p.87-108. 2000.

LEWIS, S.E.; WUST, R.A.J; WEBSTER, J.M.; SHIELDS, G.A. Mid-late Holocene sea-level variability in eastern Australia. *Terra Nova*, v. 20, n. 1, 74–8. 2008.

MAHIQUES, M.M., TESSLER, M.G., CIOTTI, A.M., SILVEIRA, I.C.A., SOUSA, S.H.M., FIGUEIRA, R.C.L., TASSINARI, C.C.G., FURTADO, V.V. e PASSOS, R.F., Hydrodynamically driven patterns of recent sedimentation in the shelf and upper slope off Southeast Brazil. *Continental Shelf Research*. v.24, p.1685-1697. 2004.

MAHIQUES, M.M.; SOUZA, L.A.P. Shallow seismic reflectors and upper Quaternary sea level changes in the Ubatuba region, São Paulo State, Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Oceanografia*, v.47, n.1 p.1-10. 1999.

MAHIQUES, M.M. Variações temporais na sedimentação quaternária dos embaixamentos da região de Ubatuba, Estado de São Paulo. Tese (Doutorado). Universidade de São Paulo, Instituto Oceanográfico. 2 vol. 1992.

MANSUR, K.L.; RAMOS, R.R.C.; GODOY, J.M.O.; NASCIMENTO, V.M.R. Beachrock de Jacaré, Maricá e Saquarema - RJ: importância para a história da ciência e para o conhecimento geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, n.41, v.2, p.290-303. 2011.

MARTIN, L.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A.C.S.P. Fluctuating Holocene sea levels in Eastern and Southeastern Brazil: Evidence from multiple fossil and geometric indicators. *Journal of Coastal Research*, v.19, n.1, p.101-124. 2003.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M. Le Quaternaire marin du littoral brésilien entre Cananéia (SP) et Barra de Guaratiba (RJ). In: SUGUIO, K., FAIRCHILD, T.R., MARTIN, L., FLEXOR, J.M. (Eds.), *Proceedings of the International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary*, p.296–331. 1979-80.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J. M.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; VILAS-BOAS, G. Le Quaternaire marin brésilien (Littoral pauliste, sud fluminense et bahianais). *Cahiers O.R.S.T.O.M., ser. Geology*, v.11, p.95-124. 1980.

MARTIN, L.; MORNER, N.; FLEXOR, J.; SUGUIO, K. Fundamentos e reconstrução de antigos níveis marinhos do quaternário. *Boletim IG-USP*. Publicação Especial. n. 4. Universidade de São Paulo. Instituto de Geociências. São Paulo, SP. 1986.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M.; DOMINGUEZ, J.M.L.; BITTENCOURT, A. C. S. P. Quaternary evolution of the central part of the Brazilian coast. The role of relative sea-level variation and of shoreline drift. *UNESCO Technical Papers in Marine Science*, v. 43, p. 97-145. 1987.

MARTIN, L.; SUGUIO, K.; FLEXOR, J.M. e AZEVEDO A.E.G. Mapa geológico do Quaternário costeiro dos Estados do Paraná e Santa Catarina. DNPM, 40p, 2 mapas (Série Geológica Boletim 28). 1988.

MIRANDA L.B. Análise de massas de água da plataforma continental e da região oceânica adjacente: Cabo de São Tomé (RJ) e Ilha de São Sebastião (SP). Tese (Livre-Docência). Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 1982.

MONTEIRO, C.A. de F.; A dinâmica climática e as chuvas no estado de São Paulo: Estudo em forma de Atlas. São Paulo: IGEOG/USP, 1973.

MORENO, T. R. e ROCHA, R. M. Ecologia de costões rochosos. *Estudos de Biologia: Ambiente e Diversidade*, v.34, n.83, p.191-201. 2012.

MORNER N.A. Models of global sea level changes. In: Tooley M.J., Shennan I. (Eds.). *Sea level changes*. Blackwell Oxford, p. 332-355. 1987.

MUEHE, D. Definição de limites e tipologias da orla sob os aspectos morfodinâmico e evolutivo. In: BRASIL. MINISTÉRIO DO MEIO AMBIENTE. *Projeto Orla: subsídios para um projeto de gestão*. Brasília: MMA, 2004.

PONÇANO, W.L.; CARNEIRO, C.D.R.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, F.F.M. DE; PRANDINI, F.L. Mapa Geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo: Instituto de Pesquisas Tecnológicas. 94 p.1981.

RODRIGUES, S.C. Tafonomia de moluscos bivalves e braquiópodes das enseadas de Ubatuba e Picinguaba, norte do estado de São Paulo: implicações do uso de assinaturas tafonômicas no reconhecimento de gradientes ambientais. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 118 p. 2006.

ROSS, J.L.S.; MOROZ, I.C. Mapa geomorfológico do Estado de São Paulo. São Paulo, SP: FFLCH/USP e IPT/FAPESP. Mapas e Relatórios. 1997.

RUFFATO, D.G. Circulação na Plataforma Continental Interna e Média do Estado de São Paulo durante o verão: estudos numéricos. Dissertação (Mestrado). Instituto Oceanográfico. Universidade de São Paulo. 2011.

SAINT-MARTIN, J. P.; CONESA, G.; CORNÉE, J. J.; MARTIN, S. S.; ANDRÉ, J.

P.; RIBAUD-LAURENTI, A e BENMOUSSA, A. Un processus original de construction-accumulation à vermetes (Messinien, Maroc). *Comptes Rendus Paleo*, v.6, p.73-85. 2007.

SANDERS, N.K. The Development of Tasmanian Shore Platforms. Univ. Tasmania, Ph.D. Thesis. 1968.

SANT'ANNA NETO, J. L.; Tipologia dos sistemas naturais costeiros do Estado de São Paulo. *Revista de Geografia*, n. 12, p.47-86, 1993.

SANT'ANNA NETO, J. L. Ritmo climático e a gênese das chuvas na zona costeira paulista. Dissertação (Mestrado). Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas, Universidade de São Paulo, 1990.

SANTOS, C.T.N. Reconstrução das condições paleoambientais e paleoclimáticas no estuário do Tejo durante o Holocénico (~ 12000 anos). Dissertação de mestrado em Ciências do Mar. Universidade do Porto. 2010.

SCHEEL-YBERT, R; AFONSO, M.C.; BARBOSA-GUIMARÃES, M.; GASPARA, M. D.; YBERTA, J.P. Considerações sobre o papel dos sambaquis como indicadores do nível do mar. *Quaternary and Environmental Geosciences*, v. 01(1), p.03-09. 2009.

SILVA, J. B. Reconstituição paleoambiental das enseadas do Flamengo e da Fortaleza, Ubatuba, S.P., durante o Holoceno, inferida a partir da variação das associações de foraminíferos. Dissertação (Mestrado em Paleontologia e Bioestratigrafia) - Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

SILVEIRA, I.C.A.; SCHMIDT, A.C.K.; CAMPOS, E.J.D.; GODOI, S.S.; IKEDA, YOSHIMINE. A Corrente do Brasil ao Largo da Costa Leste Brasileira. *Revista Brasileira de Oceanografia*. n.48, v.2, p.171-183. 2000.

SOARES, M.O.; MEIRELLES, C.A.O e LEMOS, V.B. Distribuição espacial de vermetídeos (Mollusca:Gastropoda) no Atol das Rocas, Atlântico Sul Equatorial. *Boletim Emílio Goeldi de Ciências Naturais*. v.5, n. 2, p. 225-231. 2010.

SONVESSO, S.S. Variações na acumulação de matéria orgânica ao longo do Holoceno em sedimentos da região costeira de Ubatuba – São Paulo. Dissertação de Mestrado. Universidade de São Paulo. 2007.

SOUZA, C.R. de G. Planialtimetria de detalhe e os paleoníveis marinhos quaternários na planície costeira de Caraguatatuba, Estado de São Paulo. In: Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário (ABEQUA), 1o, Porto Alegre. Anais, p. 297-302. 1987.

SOUZA, C.R. de G. Evidence for an Holocene lagoonal environment on the Caraguatatuba coastal plain, State of São Paulo, Brazil. In: International Symposium of Global Change in South America during the Quaternary, São Paulo. Special Publication nº1, p. 312-316. 1989.

SOUZA, C.R. de G. Considerações sobre os Processos Sedimentares Pretéritos e Atuais na Região de Caraguatatuba, Litoral Norte do Estado de São Paulo. Dissertação de Mestrado apresentada ao Instituto Oceanográfico - USP, São Paulo. 314p. 1990.

SOUZA, C.R. de G. Ambientes sedimentares de planície costeira e baixa-média encosta em Bertioga (SP). In: XI Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA, Belém, PA, 04-11 de novembro de 2007. Anais. (CD-ROM). 2007.

SOUZA, C.R. de G. The Ubatuba beachrock (State of São Paulo, Brazil): a new evidence of a mid-Holocene negative sea-level. 8th International Conference on Geomorphology (AIG), Paris, 27-31/08/2013. Abstracts, p. 917 (pen-drive). 2013.

SOUZA, C.R. DE G. The Bertioga Coastal Plain: An Example of Morphotectonic Evolution. In: VIEIRA, B.C.; SALGADO, A.A.R AND SANTOS, L.J.C (EDS.). The Geomorphology of Brazil, Chapter 7. Springer (em publicação). 2014.

SOUZA, C.R. de G.; AZEVEDO SOBRINHO, J.M.. 2015. Beachrock de Ubatuba (Litoral Norte de São Paulo): Evidências de Oscilações negativas e positivas do nível do mar no Holoceno médio a superior*. In: XV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA, Tramandaí/Imbé (RS). 18-23/10/2015. Anais: [HTTP://abequa.org.br/trabalhos/Anais_XV_ABEQUA.pdf](http://abequa.org.br/trabalhos/Anais_XV_ABEQUA.pdf)

SOUZA, C.R. DE G.; LUNA, G.C. Unidades quaternárias e vegetação nativa de planície costeira e baixa encosta no litoral Norte de São Paulo. *Revista do Instituto Geológico*, n.29 v.1/2., p.1-18. 2008.

SOUZA, C.R. DE G. E LUNA, G.C. Variação da linha de costa e balanço sedimentar de longo período em praias sob risco muito alto de erosão no município de Caraguatatuba (Litoral Norte de São Paulo, Brasil). *Revista de Gestão Costeira Integrada/Journal of Integrated Coastal Zone Management*, 10(2): 179-199. (também disponível em <http://www.aprh.pt/rgci/revista10f2.html>). 2010.

SOUZA, C.R. de G. E VILANO, W. F. Fatores condicionantes da biogeografia de costões rochosos. In: XIV Congresso Latino-Americano de Ciências do Mar - COLACMAR, Balneário Camboriú (SC), 30/10 - 04/11/2011. Boletim de Resumos Expandidos (CD-ROM). 2011.

SOUZA, C.R. de G.; VILANO, V.F. 2015. Utilização de bandas de paleolocas de ouriços-do-mar como indicadores de estabilização do nível do mar no Holoceno. In: VX Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA, Tramandaí/Imbé (RS). 18-23/10/2015. Anais: http://abequa.org.br/trabalhos/Anais_XV_ABEQUA.pdf

SOUZA, C. R. G. e SUGUIO, K. The coastal erosion risk zoning and the São Paulo state for coastal management. *Journal of Coastal Research*, Special Issue, 35: 530-547, 2003.

SOUZA, C.R; SUGUIO, K.; OLIVEIRA, A.M.S.; OLIVEIRA, P.E. Quaternário do Brasil. Holos. 2005.

SUGUIO, K., ANGULO, R.J., CARVALHO, A.M., CORRÊA, I.C.S., TOMAZELLI, L.J. E VITAL, H. Paleoníveis do Mar e Paleolinhas de Costa. In: OLIVEIRA, A.M.; SOUZA, C.R.G.S.; SUGUIO, K. e OLIVEIRA, P.E. *Quaternário do Brasil*. 1.ed. Ribeirão Preto: Holos Editora. p.114-129. 2005.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Formações quaternárias marinhas do litoral paulista e sul-fluminense. In: *International Symposium on Coastal Evolution in the Quaternary. Special Publication*. v.1, p.1-5. 1978.

SUGUIO, K.; MARTIN, L. Geologia do Quaternário. In: Falconi, FF Nigro Jr. A (eds) Solos do Litoral de São Paulo. ABMS/ASSECOB, São Paulo, pp 69–97. 1994.

SUGUIO, K.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. P.; DOMINGUEZ, J. M. L.; FLEXOR, J. M.; AZEVEDO, A. E. G. 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*. v. 15, p. 273-286, 1985.

SUGUIO, K.; BARRETO, A.M.F; BEZERRA, F.H.R.; OLIVEIRA, P.E. Variações do nível relativo do mar no Holoceno em Pernambuco e Paraíba. 2001.

SUGUIO, K. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. *Revista do Instituto de Geociências da USP*, São Paulo, v. 1, p. 1-40, 2003.

TAVARES, R., ARMANI, G., PRESSINOTTI, M. M. N., SANTORO, J., GALINA, M. H. Análise da variabilidade temporal e espacial das chuvas associada aos movimentos gravitacionais de massa na Baixada Santista-SP In: *11 Congresso Brasileiro de Geologia de Engenharia e Ambiental*. Anais. Florianópolis-SC: ABGE. p.1067-1083. 2005.

TESSLER, M. G. Erosão e progradação no litoral brasileiro. In: MUEHE, D. (org). *Erosão e progradação no litoral brasileiro*. Brasília. MMA. p.297-346. 2006.

TESSLER, M. G. Dinâmica Sedimentar Quaternária do Litoral Sul Paulista. Tese (Doutorado). Instituto de Geociências, Universidade São Paulo. 1988.

TOMMASI, L.R. Lista dos equinóides recentes do Brasil. Contribuições Instituto Oceanográfico da Universidade de São Paulo, Sér. Ocean. Biol. 11: 1–50. 1966.

TOMAZELLI, L.J.; VILLWOCK, J.A. (O Cenozóico no Rio Grande do Sul: Geologia da planície costeira. In: HOLZ, M., DE ROS, L.F. (eds). *Geologia do Rio Grande do Sul*. CIGO/UFRGS, Porto Alegre, p 375-406. 2000.

VESCOGNI, A.; BOSELLINI, F. R.; REUTER, M. e BRACHERT, T. C. Vermetid reefs and their use as paleobathymetric markers: New insights from the Late Miocene of the Mediterranean (Southern Italy, Crete). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n. 267, p.89-101. 2008.

VIEIRA, M.M; DE ROS, L.F. Cementation patterns and genetic implications of Holocene beachrocks from northeastern Brazil. *Sedimentary Geology*, n.192, p.207–230. 2006.

VILANO, W.F. Aspectos Biogeográficos e Paleogeográficos de Costões Rochosos de Ubatuba, São Paulo. Dissertação de Mestrado, Universidade de São Paulo. 2013.

VILANO, W.F. & SOUZA, C.R. de G. Biogeografia de costões rochosos e sua importância para os estudos do Quaternário. In: XIII Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA e III Encontro do Quaternário Sul-Americano, Búzios (RJ), 09/10 - 14/10/2011. Resumo Expandido publicado em: http://www.abequa.org.br/trabalhos/ABEQUA2011_CostoesRoch.pdf. 2011.

VILANO, W.F. & SOUZA, C.R. de G. Primeiro registro da ocorrência de vermetídeos fósseis e vivos no Litoral Norte do Estado de São Paulo. In: XIV Congresso da Associação Brasileira de Estudos do Quaternário – ABEQUA, Natal (RN), 04-08/08/2013. Resumos (CD-ROM). 2013.

VILANO, W.F.; SOUZA, C.R. de G.; CANTARELI, C.V.; SILVA, W.W.D.B. 2013. Sea urchin burrows in rocky shores as indicator of Holocene sea-levels at the northern coast of the State of São Paulo, Brazil. 8th International Conference on Geomorphology (AIG), Paris, 27-31/08/2013. Abstracts, p. 361 (pen-drive).

VILLWOCK, J.A.; TOMAZELLI, J.L., LOSS, E.L., DEHNHARD, E.A.; HORN FILHO, N.O.; BACHI, F.A.; DEHNHARD, B.A. Geology of the Rio Grande do Sul coastal province. In: RABASSA, J. (ed). *Quaternary of South America and Antarctic Peninsula*. v.4. Balkema, Rotterdam, pp 79–97. 1986.

VOUSDOUKAS, M.I.; VELEGRAKIS, A.F.; PLOMARITIS, T.A. Beachrock occurrence, characteristics, formation mechanisms and impacts. *Earth-Science Reviews*, 85:23-46. 2007.

ZEMBRUSKI, S. Geomorfologia da margem continental sul brasileira e das bacias oceânicas adjacentes. In: *PROJETO REMAC*. PETROBRAS. CENPES. DINTOP. n.7, p.129-177. 1979.

WOODROFFE, C.D. Coasts: Form, Process and Evolution. Cambridge University Press. Cap. 4: Rocky Coasts, p. 143-188. 2002.

YU, S.Y.; LI, Y.X.; TÖRNQVIST, T.E. Tempo of global deglaciation during the early Holocene: A sea level perspective. *PAGES News*, v.17, n.2. 2009.

YU, S.Y.; BERGLUND, B.E.B.; SANDGREN, P.; LAMBECK, K. Evidence for a rapid sea-level rise 7600 yr ago. *Geology*, n.10, p.891–894. 2007.