**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE CIÊNCIAS, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOGRAFIA FÍSICA**

ADRIANA APARECIDA FURLAN

Falésias na Formação Barreiras: análise regional e proposta tipológica

**SÃO PAULO
2014**

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
FACULDADE DE CIÊNCIAS, LETRAS E CIÊNCIAS HUMANAS
DEPARTAMENTO DE GEOGRAFIA

Falésias na Formação Barreiras: análise regional e proposta tipológica

Tese apresentada do Programa de Pós-graduação em Geografia Física, do Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geografia.
Orientador: Prof. Dr. Antonio Carlos Colangelo.

ADRIANA APARECIDA FURLAN

SÃO PAULO
2014

ADRIANA APARECIDA FURLAN

Falésias na Formação Barreiras: análise regional e proposta tipológica

Tese apresentada ao Departamento de Geografia da Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências Humanas da Universidade de São Paulo, como parte dos requisitos para obtenção do título de Doutora em Geografia.

Professor orientador

Profº Dr. Antonio Carlos Colangelo

Professor convidado

Profº Dr. Adilson Avansi de Abreu

Professor convidado

Profº Dr. Jurandyr Luciano Sanches Ross

Professora convidada

Profª. Drª. Katia Canil

Professora convidada

Profª Drª. Vilma Alves Campanha

São Paulo, _____ de _____ de 2014.

AGRADECIMENTOS

Agradeço,

- a Rita de Cássia Ariza da Cruz pelas contribuições, apoio e incentivo;
- a Gabrielle Cifelli pelo incentivo e pelo apoio na realização da pesquisa bibliográfica na Universidade de Coimbra, Portugal,
- aos professores Jurandyr L. Sanches Ross e Marisa Souto M. Fierz pelas contribuições e orientações na banca de qualificação;
- a Silvia Regina A. Pereira, Ronaldo Decicino e Simone Moretto pela companhia nos trabalhos de campo;
- aos professores do curso de Geografia da Universidade Cruzeiro do Sul Carlos Eduardo Martins e Flavio Bezerra da Silva, pelo incentivo e apoio;
- a Vivian Fiori pela colaboração e incentivo;
- a Maria José (Zezé) do Colégio Ítaca, pelo apoio;
- a Suely Naime, pelo incentivo constante;
- a Ana Bárbara Pederiva, pelas contribuições;
- a Inês Confuorto, pela colaboração;
- A Universidade Cruzeiro do Sul pela disponibilização do Laboratório de Informática e do software ArcGis para elaboração dos mapas deste trabalho;
- A Universidade de Coimbra, Portugal, por permitir meu acesso à biblioteca e a impressão de textos;
- aos professores da Banca de Defesa, por aceitar o convite para participar da avaliação desta tese;
- especialmente, ao Prof. Dr. Antonio Carlos Colangelo por ter acreditado em meu projeto e pela sua orientação.

*Dedico,
aos meus pais Clair e Ignácio
e a minha irmã Andréa.*

RESUMO

As formas naturais do relevo costeiro são resultantes da atuação e interação de processos continentais, oceânicos e atmosféricos. Dentre as diversas feições costeiras destacam-se as falésias e, nesta tese, serão discutidas estas feições esculpidas na Formação Barreiras, sendo esta uma vasta área sedimentar que se estende desde o estado do Rio de Janeiro até o estado do Amapá. Há um grande conjunto de elementos em interação atuando na morfogênese e evolução das falésias e estes são considerados dentro de uma perspectiva de análise sistêmica, sendo estes agrupados e caracterizados como elementos de um “Sistema Natural”, considerando-se o sistema como um conjunto formado por materiais, processos e formas, tratados, nesta tese, como um sistema geomórfico dinâmico com entrada (inputs) e saída (outputs) de energia e materiais identificáveis, dirigidos e controlados pelas condições ambientais, no qual inúmeros tipos de processos ocorrem simultaneamente. Estudos teóricos e de campo foram realizados em Beberibe-CE, Mucuri-BA e Tibau do Sul-RN e possibilitaram a observação e identificação de características e indícios da morfogênese e evolução das falésias, permitindo a proposição de uma classificação, dentro de um quadro regional da Formação Barreiras, destas feições em: 1) falésia precedida por praia; 2) falésia não precedida por praia.

Palavras-chave: geomorfologia costeira, falésia, sistema natural, processos erosivos.

ABSTRACT

Natural forms of coastal relief are the result of the action and interaction of continental, oceanic and atmospheric processes. Among various coastal features, cliffs stand out and in this thesis, we discuss these features carved into Formação Barreiras, which is a vast sedimentary area stretching from Rio de Janeiro to Amapá State. There is a large set of elements in interaction taking part in the morphogenesis and in the evolution of cliffs which are considered here within the perspective of a systemic analysis. These elements are classified and characterized as elements of a "Natural System", considered system as a whole formed by materials, processes and forms, treated, in this thesis, as a dynamic geomorphic system with inputs and outputs of strength and materials identifiable, directed and controlled by environmental conditions, in which numberless types of material processes occur simultaneously. Theoretical and field studies performed in Beberibe-CE, Mucuri-BA and Tibau do Sul-RN, allowed us to observe and identify characteristics and evidences of cliffs morphogenesis and evolution, making possible we propose a classification of these features, within a regional framework of Formação Barreiras: 1) cliffs preceded by a beach; 2) cliffs not preceded by a beach.

Key-words: coastal geomorphology, cliffs, natural system, erosive processes.

LISTA DE FIGURAS

FIGURA	TÍTULO	PÁG.
Figura 1	Localização das áreas de observações de campo	16
Figura 2	Localização das falésias observadas em Beberibe, CE	17
Figura 3	Localização das falésias observadas em Mucuri, BA	18
Figura 4	Localização das falésias observadas em Tibau do Sul, RN	19
Figura 5	O ciclo Davisiano aplicado à costa	22
Figura 6	Estágios esquemáticos na evolução de uma linha de costa de submersão	23
Figura 7	Comparação da altura e direção das ondas em janeiro e julho de 2012 (Oceano Atlântico e costa brasileira)	41
Figura 8	Ventos e ondas no litoral brasileiro	42
Figura 9	Massas de ar que atuam no Brasil (verão/inverno)	56
Figura 10	Comparação da altura e direção das ondas em janeiro e julho de 2012 (Oceano Atlântico e costa brasileira)	57
Figura 11	Ventos predominantes no Brasil	58
Figura 12	Ventos predominantes no Brasil em diferentes épocas do ano	59
Figura 13	Velocidade média anual dos ventos no Nordeste do Brasil	60
Figura 14	Padrões de circulação dos ventos na costa central brasileira	61

Figura 15	Mapa: Natal e Tibau do Sul, RN - aspectos oceanográficos	63
Figura 16	Falésia, município de Tibau do Sul, RN	66
Figura 17	Exemplo de falhas planares pós-deposicionais presentes na localidade de Ponta Grossa, RN	86
Figura 18	Camadas e falhas na Formação Barreiras em Ponta Grossa, RN	86
Figura 19	Dobramento na localidade de Vila Nova, RN	87
Figura 20	Modelo geral de evolução geológica das planícies costeiras da porção central do litoral brasileiro durante o Quaternário	92
Figura 21	Tipos de falésias em termos de atividade	97
Figura 22	Representação generalizada do sistema morfodinâmico de falésia costeira	100
Figura 23	Detalhe do entalhe na base da falésia em Tibau do Sul, RN	102
Figura 24	Dissecação de um promontório rochoso	118
Figura 25	Ravinas na face da falésia em Tibau do Sul, RN	122
Figura 26	Três morfologias principais em rochas costeiras e características erosivas nas feições da plataforma	125
Figura 27	Modelo para recuo da falésia induzido pela erosão na base	137
Figura 28	Dois modelos de recuo da falésia associados com o desenvolvimento de entalhe	139
Figura 29	Exemplos de formas de entalhe cortados em rochas não calcárias	140
Figura 30	Fases de deposição para a Formação Barreiras	144

Figura 31	Mapa: Formação Barreiras e hidrografia - Mucuri, BA	147
Figura 32	Mapa: Formação Barreiras e hidrografia – Tibau do Sul, RN	156
Figura 33	Mudança da linha de costa em relevo alto composto por material coesivo	163
Figura 34	Quadro com as grandes glaciações do Quaternário	169
Figura 35	Quadro com os climas na Era Cenozóica	170
Figura 36	Variações de temperatura durante os últimos 425.000 anos do Pleistoceno	170
Figura 37	Classificação climática de Strahler (1951)	171
Figura 38	Classificação climática de Köppen (1936)	171
Figura 39	Esquema demonstrativo de falésia ativa (A) e inativa (B)	174
Figura 40	Localização de falésia inativa em Natal, RN	175
Figura 41	Detalhe da área com falésia inativa em Porto Seguro, BA	176
Figura 42	Localização de falésia inativa em Porto Seguro, BA	176
Figura 43	Falésia com topo vegetado em Tibau do Sul, RN	181
Figura 44	Aspectos da vegetação no topo de falésias em Mucuri, BA	183
Figura 45	Falésia com pronunciado processo erosivo no topo	184
Figura 46	Infraestrutura construída em falésia para facilitar o acesso à praia	185
Figura 47	Barracas de praia construídas na base da falésia	185

Figura 48	Ocupação da praia por barracas em Canoa Quebrada, CE	186
Figura 49	Ocupação com consequente retirada da vegetação na parte superior da falésia	186
Figura 50	Infraestrutura construída em falésia para facilitar o acesso à praia	187
Figura 51	Ocupação no topo da falésia	187
Figura 52	Ocupação no topo da falésia e acelerado processo erosivo	188
Figura 53	Mapa: Afloramentos da Formação Barreiras, áreas de estudo e hidrografia	189
Figura 54	Areia em nível mais alto do que a praia	198
Figura 55	Areia em nível mais alto do que a praia nas reentrâncias da formação rochosa	199
Figura 56	Depósito de areia na base da falésia	199
Figura 57	Degrau produzido pelo acúmulo de areias misturadas a detritos na base da falésia	200
Figura 58	Depósito de areias no entalhe na base da falésia	200
Figura 59	Areia acumulada na base da falésia por ação das ondas, na junção falésia-praia	201
Figura 60	Depósitos de areias com diferentes níveis de altura na base da falésia	201
Figura 61	Pequenos fragmentos soltos na base da falésia	202
Figura 62	Presença de laterita na base da falésia	204
Figura 63	Mapa: Mucuri, BA – aspectos oceanográficos	207

Figura 64	Ação das ondas na base da falésia	210
Figura 65 e 66	Entalhe na base da falésia provocado pela ação das ondas	211
Figura 67 e 68	Detalhe do entalhe	212
Figura 69	Contato entre camadas de diferente composição e entalhe provocado pelas ondas	213
Figura 70	Entalhe (pronunciado) produzido na base da falésia por ação das ondas	213
Figura 71	Entalhe na base da falésia em nível mais elevado (acima do depósito de detritos)	215
Figura 72 e 73	Detritos na base da falésia em Tibau do Sul, RN	218
Figura 74	Detritos na base da falésia em Mucuri, BA	219
Figura 75	Detritos na base da falésia em Natal, RN	219
Figura 76	Detritos na base da falésia e ao longo da praia que a precede em Mucuri, BA	220
Figura 77	Detritos na base da falésia com a ação das ondas	221
Figura 78	Vista aérea do promontório formado em função da proteção da base da falésia pelo depósito de detritos em Mucuri, BA	221
Figura 79	Vista aérea do promontório formado em função da proteção da base da falésia pelo depósito de detritos e pilhas de detritos em direção ao oceano (<i>stacks</i>) em Mucuri, BA	222
Figura 80	Pilha de detritos (<i>stacks</i>) em Mucuri, BA	222

Figura 81	Vista da pilha de detritos (<i>stacks</i>) separada da falésia em Mucuri, BA.	223
Figura 82	Detalhe da pilha de detritos (<i>stacks</i>) separados da falésia	223
Figura 83	Ação das ondas na pilha de detritos (<i>stacks</i>)	224
Figura 84	Detritos espalhados na praia	224
Figura 85	Presença de <i>beach rocks</i> em Beberibe, CE	225
Figura 86	Movimento de massa em falésia em Tibau do Sul, RN.	228
Figura 87	Movimento de massa com cicatriz de ruptura em falésia em Natal, RN	229
Figura 88	Movimento de massa em falésia em Tibau do Sul, RN	230
Figura 89	Ravinas	231
Figura 90	Detalhe de erosão no topo da falésia	232
Figura 91	Ravina e depósito de detritos na base da falésia em Muruci, BA	232
Figura 92	Detalhe da profundidade do sulco na ravina em falésia	233
Figura 93	Detalhe do processo erosivo intenso do topo de falésia em Mucuri, BA	233
Figura 94	Erosão no topo de falésia em Beberibe, CE	234
Figura 95	Processo erosivo na face da falésia em Tibau do Sul, RN	234
Figura 96	Processo erosivo na parte superior da falésia em Beberibe, CE	235

Figura 97	Sulcos pronunciados na parte superior de falésia em Beberibe, CE	235
Figura 98	Infiltração em entalhe de falésia em Beberibe, CE	236
Figura 99	Parâmetros do balanço de sedimentos	238
Figura 100 e 101	Falésia não precedida por praia em Tibau do Sul, RN	240

SUMÁRIO

CAPÍTULO 1 – ELEMENTOS INTRODUTÓRIOS	1
1.1. Introdução.....	1
1.2. Objetivo e justificativa.....	3
1.2.1. Objetivos Gerais.....	3
1.2.2. Justificativa.....	3
1.2.3. Hipótese.....	5
CAPÍTULO 2 – BASES TEÓRICO-METODOLÓGICAS	6
2.1. Proposta metodológica para o estudo das falésias.....	6
2.2. Atividades de Gabinete e campo.....	14
CAPÍTULO 3 – GEOMORFOLOGIA COSTEIRA	20
3.1. Pressupostos Teórico-Conceituais da Geomorfologia e da Geomorfologia Costeira.....	20
3.2. A zona costeira.....	25
3.2.1 Correntes.....	33
3.2.2 Marés.....	36
3.2.3 Ondas.....	37
3.2.4 Abrasão marinha.....	45
3.2.5 Variação relativa do nível do mar.....	46
3.2.6 Ventos e clima.....	55
CAPÍTULO 4 – FORMAÇÃO BARREIRAS	67
4.1. Formação Barreiras – estudo regional.....	67

CAPÍTULO 5 – SISTEMA FALÉSIA	95
5.1. O sistema falésia.....	95
5.2. Falésia como resultado de um sistema erosivo.....	95
5.3. Evolução das falésias	114
5.4. Morfologia das falésias.....	159
5.5. Processos antigos (herança)	167
5.6. Fatores climáticos e do intemperismo.....	169
CAPÍTULO 6 – FALÉSIAS: PROPOSTA TIPOLOGICA	173
6.1. Falésias: tipologia.....	173
6.2. Falésia precedida por praia.....	190
6.3. Falésia não precedida por praia.....	236
7 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	241
REFERÊNCIAS.....	244
ANEXOS.....	256

CAPÍTULO 1 – ELEMENTOS INTRODUTÓRIOS

1.1 - Introdução

As formas naturais do relevo costeiro são resultantes da atuação e interação de processos continentais, oceânicos e atmosféricos. A particularidade de cada forma resulta de uma complexa interação entre estes diversos elementos em distintas escalas de tempo. A evolução das formas se dá em função de sua localização frente aos fatores atuantes.

Dentre as diversas feições costeiras destacam-se as falésias e, neste estudo, especificamente as falésias esculpidas na Formação Barreiras.

A Formação Barreiras é constituída por sedimentos de origem continental (em sua maior parte) depositados em uma bacia de subsidência formada no período Terciário, concomitantemente à separação dos continentes sul-americano e africano. Uma série de movimentos tectônicos proporcionou tanto a formação da bacia de deposição quanto a elevação da borda continental resultando no surgimento de elevações interiores que seriam, com o tempo, rebaixadas e funcionariam como fonte de sedimentos para o preenchimento desta bacia. Uma parte dos sedimentos que preencheram tal bacia (especialmente na região Norte do Brasil) teve como fonte o próprio oceano. Outra parte (a maior) dos sedimentos se originou da erosão das paleomontanhas que existiam nas áreas internas adjacentes a linha de costa. Em períodos mais úmidos as formações rochosas foram submetidas a processos de intemperismo, resultando na formação de um manto de regolito que foi, em tempos mais secos (semi-árido) transportado, em função de chuvas intermitentes e torrenciais, em direção a costa, preenchendo a bacia (depressão) que ali tinha se formado.

A extensão da Formação Barreiras abrange desde o estado do Rio de Janeiro até o estado do Amapá, o que retrata um evento de grandes proporções.

Em princípio, os processos tectônicos que formaram a área rebaixada (bacia) estão associados ao mesmo evento e o preenchimento desta resulta de processos

muito semelhantes, configurando uma estrutura litológica que se repete por toda a formação, salvo algumas exceções, espacialmente localizadas. A diferença se dá na evolução das formas resultantes deste processo, uma vez que à grande extensão da costa brasileira concorrem fatores com diferentes características e intensidade (regime de ondas, ventos, correntes entre outros).

Em função de soerguimentos e subsidências da crosta (durante o evento de abertura do Oceano Atlântico), parte da bacia soergueu e parte subsiduiu, formando assim uma linha de falha tendo como evidência uma linha de falésias (que afloram) ao longo da costa.

Estas falésias se formaram em função de: 1) soerguimentos e rebaixamentos da crosta (no contato continente e oceano) que proporcionaram depressões (bacias), as quais foram sendo, paulatinamente, preenchidas por sedimentos em nível do mar mais baixo do que o atual; 2) novos soerguimentos e rebaixamentos, agora afetando a bacia preenchida, deixando a mostra um pacote de sedimentos em desnível com o nível da água; 3) eventos de subida do nível do mar (períodos interglaciais) que proporcionaram à ação das ondas atuarem na base da escarpa, promovendo o recuo da escarpa e criando uma nova forma (falésia).

Um evento que, em linhas gerais, originou a bacia e os sedimentos se tornou distinto com o passar do tempo. A origem dos materiais e o processo de deposição inicial se repetiram por uma extensa área (regional), mas as formas resultantes dependeram de outros elementos com atuação mais pontual (local) o que nos permitiu elaborar uma proposta de tipologia das falésias presentes na Formação Barreiras, utilizando-se de três áreas observadas em campo para observação dos elementos que permitem tal classificação: Natal e Tibau do Sul-RN, Mucuri-BA e Beberibe-CE.

Uma abordagem sistêmica nos permitiu analisar os materiais, os processos e as formas envolvidos para a compreensão de um sistema natural onde, em princípio, as interferências antrópicas não existiram, mas que ao longo do tempo, passaram a possam ser constatadas e contribuir, em diversos locais, para a aceleração do processo erosivo das falésias. Embora este aspecto relativo à ocupação humana e

sua interferência no processo erosivo das falésias (acelerada nas últimas décadas) existam, não serão analisadas em profundidade, pois se entende que não fazem parte do conjunto dos elementos atuantes na morfogênese e evolução geomorfológica do objeto desta tese.

Como proposta, elaboramos uma classificação que divide as falésias presentes na Formação Barreiras, em precedidas por praia e não precedida por praia. A análise destas possibilita a compreensão mais ampla das dinâmicas oceânicas e processos erosivos verificados nas áreas de estudo.

Esta abordagem corrobora com o fato de que a Geografia tem construído, ao longo dos anos, um discurso sobre a distribuição territorial dos fenômenos e os porquês de tal distribuição. A identificação das falésias, sua localização no tempo e no espaço e a compreensão dos processos intrínsecos à sua gênese e evolução constituem formas de contribuir para o avanço do conhecimento geográfico sobre processos geomorfológicos mais gerais e outros mais específicos.

1.2 – Objetivo e justificativa

1.2.1 – Objetivos gerais

Os objetivos que nortearam a pesquisa que deu origem a esta tese foram: compreender como ocorreu a gênese das falésias presentes na Formação Barreiras; a partir dos estudos teóricos e de campo elaborar uma proposta de classificação destas formas (tipologia) em função dos fatores atuantes que levam a sua distinção.

1.2.2 – Justificativa

O estudo dos aspectos geológicos envolve a análise das diferenças de dureza das rochas, uma vez que irão desempenhar um papel fundamental em processos geomorfológicos, como no caso da erosão diferencial. O estudo dos fatores climáticos está relacionado ao papel que o vento desempenha diretamente na dinâmica e incidência das ondas, e indiretamente, nas correntes marinhas, além da

ação como agentes do intemperismo e mudanças no nível do mar, e de que forma estes contribuem para a evolução geomorfológica das falésias. As marés cíclicas e as provocadas por tempestades no mar também interferem nos processos morfogenéticos. A cobertura vegetal, presente ou ausente, pode inibir, retardar ou acelerar os processos de evolução do relevo.

Segundo Christofolletti (2003), a geomorfologia litorânea preocupa-se em estudar as formas resultantes da morfogênese marinha, na zona de contato entre terras e mares. Os processos morfogenéticos que atuam na área costeira são controlados por vários fatores:

a) O controle geológico torna-se óbvio nas costas escarpadas, cujos aspectos estão relacionados com a estrutura e litologia. [...] Os movimentos tectônicos, como falhamentos, vulcanismo e dobramentos, possuem sensível influência no modelado costeiro. As estruturas menores também possuem importância em função da resistência que as rochas podem oferecer ao ataque dos processos litorâneos. [...] As ondas, através da ação hidráulica, exploram qualquer linha de menor resistência, originando a elaboração de formas menores como cavernas, arcos e entalhes de solapamentos. [...] O fator climático é importante porque controla a meteorização dos afloramentos rochosos, que sofrem a ação dos processos físicos, químicos e biológicos, relacionados às condições subaéreas e à presença ou proximidade do mar [...] As variações regionais do clima são assinaladas por materiais diferentes nos processos de evolução. O vento, dentre os elementos climáticos, assume função importante na morfogênese litorânea por causa da edificação de dunas costeiras e por gerar as ondas e correntes que, juntamente com as marés, estabelecem o padrão de circulação das águas marinhas nas zonas litorâneas e sublitorâneas. [...] O fator biótico é fortemente influenciado pelas condições climáticas, que estabelecem os limites responsáveis pela presença ou ausência de determinados organismos (CHRISTOFOLETTI, 2003, p.129-130).

Somam-se aos fatores apresentados por Christofolletti (2003), os de ordem fitogeográfica, onde a existência ou ausência de cobertura vegetal pode afetar, sobremaneira, o processo de evolução geomorfológica de uma forma de relevo.

Para este autor, ainda, os elementos como ventos, ondas e correntes são estudados nos componentes climáticos, mas se faz necessário acrescentar que somado a estes elementos climáticos estão as tempestades, que provocam variação no regime de ondas. Há, ainda, as variações das marés, as quais são influenciadas por fatores astronômicos, além dos climáticos, como aumento do nível local do mar

em função da expansão de corrente marinha quente em determinadas épocas do ano e que afeta parte da costa brasileira.

Conforme citado, a Geografia tem construído, ao longo dos anos, um discurso sobre a distribuição territorial dos fenômenos e os porquês de tal distribuição. A identificação das falésias, sua localização no tempo e no espaço e a compreensão dos processos intrínsecos à sua gênese e evolução constituem formas de contribuir para o avanço do conhecimento geográfico sobre processos geomorfológicos mais gerais e outros mais específicos.

1.2.3 – Hipótese

A problematização do tema se deu a partir dos seguintes questionamentos: a) Os processos geológicos e geomorfológicos que originaram as falésias no litoral brasileiro (na área de ocorrência da Formação Barreiras) são os mesmos e ocorreram ao mesmo tempo?; b) Concorrem para a evolução das falésias os mesmos processos e com igual intensidade?

Para tais questionamentos verificou-se que: a) Os processos geológicos e geomorfológicos presentes na gênese das falésias no litoral brasileiro (Formação Barreiras) são os mesmos e ocorreram ao mesmo tempo; b) As falésias evoluem de forma diferenciada, em função da variação de intensidade dos fatores concorrentes, tais como geológicos, variações climáticas, elementos biogeográficos e a dinâmica oceânica, ao longo do tempo, sendo possível, desta forma, classificá-las em tipos distintos.

CAPÍTULO 2 – BASES TEÓRICO-METODOLÓGICAS

2.1 – Proposta metodológica para o estudo das falésias

Em função do grande conjunto de elementos em interação e atuando na morfogênese e evolução das falésias, faz-se necessária a aplicação de uma base teórica e conceitual, com a qual estes elementos possam ser tratados, em princípio, separadamente, a fim de se conhecer melhor suas características, e em seguida de forma integrada, fazendo-se a verificação de como estes se relacionam para produzir a feição em foco neste estudo.

Para tanto, a compreensão dos elementos em interação pode ser proporcionada por uma análise sistêmica, onde os fatores em questão podem ser agrupados e caracterizados como elementos de um “Sistema Natural”, no qual inúmeros tipos de processos ocorrem simultaneamente.

A forma de abordagem com base no conceito de “Sistema Natural”, conforme Colangelo (1995) ampliado para “Sistema Natural Terrestre de Superfície” de Colangelo (2007) considera que,

[...] o conceito de “Sistema Natural Terrestre de Superfície”, “SNTS”, tal qual concebemos aqui, difere do conceito consagrado de Geossistema na medida em que não tem escala de referência fixada e também pela preocupação central com a reconstituição e descrição dos sistemas originais, sem uma vinculação direta com a intervenção humana e sua escala de observação. O conceito de “Sistema Natural Terrestre de Superfície” e sua tipologia referem-se às possíveis interações apresentadas pelo conjunto de leis naturais que governam estes sistemas, e em cada lugar se manifestam de maneira muito peculiar, gerando as diferentes “Paisagens Naturais” do globo terrestre (COLANGELO, 2007, p.9).

Este conceito será aplicado a este estudo com ressalvas, pois temos uma escala de análise definida, que é a totalidade das áreas costeiras abrangida por afloramentos, em forma de falésia, da Formação Barreiras. Mas concordamos com o autor em relação à necessidade de um olhar sistêmico sobre o fenômeno em estudo e a importância de verificação da morfogênese e evolução da falésia, de forma a compreendê-la em seu estado mais próximo do original, o que “[...] não inclui a

análise da intervenção antrópica, embora concordamos, também, que haja uma brutal e nefasta intervenção humana sobre os sistemas naturais, e de como as Paisagens Naturais Originais foram modificadas por sua intervenção [...]”, de acordo com Colangelo (2007, p.9).

Ao conceito de “Sistemas Naturais” de Colangelo (1995 e 2007), incorporamos o de sistemas dinâmicos de Lee (2008) e métodos de análise propostos por Sunamura (1992) e Rio e Gracia (2009).

Para Lee (2008, p.567), as falésias,

[...] podem ser descritas como sistemas dinâmicos que mudam ou evoluem, com o passar do tempo. O sistema compreende dois componentes principais: o subsistema de linha de costa, isto é a praia, zona intertidal menor (*foreshore*) a zona sublitorânea interna (*nearshore*), isto é célula costeira (Carter, 1988); o subsistema de falésia, isto é o topo e a face da falésia. Os sistemas de falésia podem variar de extensas linhas de falésia em materiais relativamente uniformes a pequenas unidades separadas refletindo um cenário geológico mais complexo (Lee and Clark, 2002). Mais do que um sistemas de falésia pode ocorrer dentro do mesmo sistema de linha de costa (*shoreline*).¹

Para fins de ajustamento de uma abordagem metodológica que satisfaça as necessidades desta tese, consideraremos o conceito de “Sistema Natural Costeiro de Falésia”, que significa e se reporta a ideia de intersecção entre um sistema terrestre e um sistema oceânico, onde determinados elementos e processos interagem para produzir um resultado específico, ou seja, a esculturação de uma forma característica. Sendo assim, a compreensão da forma não pode estar dissociada do entendimento dos processos que as produz, uma vez que “o sistema é um conjunto de elementos em relações entre si e entre seus atributos” (CHRISTOFOLETTI, 2003, p.3).

¹ *Costal cliffs can be described as dynamics systems that change, or evolve, over time. The system comprises to main components: the shoreline sub-system, i.e. the beach, foreshore and nearshore zone i.e. coastal cell (e.g. Carter, 1988); the cliff sub-system, i.e. the cliff face and cliff top. Cliff systems can range from extensive clifflines in relatively uniform materials to separate small units reflecting more complex geological settings (e.g. Lee and Clark, 2002). More than one cliff system may occur within the same shoreline system.*

A aplicação desta base conceitual se apresenta satisfatória, embora possa apresentar algumas dificuldades em função do grande conjunto de variáveis envolvidas e a indisponibilidade de dados sobre estas.

Considerando as influências que atingem o Sistema Natural Costeiro de Falésia, Lee (2008, p.567) propõe que este seja organizado dentro de uma hierarquia generalizada, sendo:

1. Controles ambientais do sistema (isto é, variáveis independentes ou condições fronteiriças); estes são o clima, atração gravitacional (isto é, que gera marés), nível eustático do mar, história tectônica e efeitos pós-glaciais de reajustamento isostático, e as características geológicas existentes, topografia e disponibilidade de sedimentos (isto é, herança de processos passados); 2. Fatores do regime energético; estes variam em resposta às mudanças no controle do sistema e inclui: chuvas, regime de ventos, temperatura, variação das marés, ondas climáticas e nível relativo do mar. Estes são os fatores que conduzem às mudanças (isto é, fatores de pressão); 3. Estado do sistema; é definido pelas dimensões e características das formas da terra que formam o sistema (por exemplo, níveis de praia e perfil). Este é considerado o produto de transformações passadas que definem a estrutura para a evolução futura.²

A aplicação deste método de análise integrada se dará a partir da consideração da falésia como um sistema natural, composto por vários subsistemas naturais. Para a observação das feições foram escolhidos três pontos distintos da costa brasileira, onde ocorrem afloramentos da Formação Barreiras e que apresentam características oceanográficas e atmosféricas, em princípio, distintas. A observação de mapas do traçado da costa brasileira indica que há mudança de direção do litoral e, desta forma, os fatores atmosféricos e oceanográficos atuantes apresentam variações.

² 1. System environmental controls (i.e. independent variables or boundary conditions); these are the climate, gravitational attraction (i.e. generating tides), eustatic sea-level, tectonic history and post-glacial effects of isostatic readjustment, and the existing geology, topography and sediment availability (i.e. the inheritance from past processes); 2. Energy regime factors; these factors vary in response to changes in the system controls and include: rainfall, wind regime, temperature, tidal range, wave climate and relative sea-level. These are the drivers of change (i.e. forcing factors); 3. System state; defined by the dimensions and characteristics of the landforms that form the system (e.g. beach levels and profile). It is the product of past change and sets the framework for future evolution.

As visitas de campo possibilitaram a observação e identificação de características que podem fornecer indícios da morfogênese e evolução das falésias, contribuindo assim, através de uma classificação, a apresentação um quadro regional da Formação Barreiras, bem como, a morfologia e processos evolutivos destas formas de relevo costeiro.

O esquema de classificação da costa pode ser útil a partir de um ponto de vista conceitual e auxilia a compreender os diferentes fatores e controles atuantes (como por exemplo, o histórico do nível do mar, geologia, clima, ondas marés), que propiciam a grande variedade de ambientes costeiros que se encontra na natureza. A classificação também nos permite relativizar diferenças menores entre regiões costeiras em detrimento de suas similaridades mais significativas (MASSELINK e HUGHES, 2003)

Segundo Masselink e Hughes (2003), a maioria dos esquemas recentes de classificação é baseada na afirmação de que as formas de relevo costeiras são amplamente produto das variações do nível do mar, mas para Sheppard (1963) a classificação pode ser feita considerando-se eventos que produzem as costas primárias, na qual a configuração é resultante, principalmente, de processos não marinhos e costas secundárias que resultam de processos marinhos ou de organismos marinhos.

Estas propostas de classificação mais antigas enfatizam a herança geológica e não se aprofundam na discussão e preocupação com outros processos, como os hidrodinâmicos, por exemplo.

Outra proposta de classificação é sugerida por Davies (1980), na qual a identificação dos tipos de costas é baseada somente em ondas e marés. Para este autor, pelo fato de as ondas serem geradas pelo vento, a distribuição mundial de ambientes relacionados às ondas mostra um forte controle latitudinal refletindo em zonas climáticas globais. Em relação às marés, este autor aponta que a sua amplificação depende do gradiente e comprimento da plataforma continental, da localização e forma dos continentes e da presença de amplas bacias. Desta forma, a

distribuição global da variação das marés é fortemente controlada por uma configuração em larga escala das costas.

A distribuição global da altura das ondas e da variação das marés, identificadas por Davies (1980) são, geralmente, usadas para se inferir se nos processos e morfologia costeira há predominância de ondas e marés.

Outra proposta de classificação é apresentada por Dalrymple, Zaitlin e Boyd (1992) e inclui um aspecto evolutivo dos ambientes costeiros ao considerar as costas em termos de acreção (ou progradação) e inundação (ou transgressão).

Nesta tese propomos classificar as falésias (como uma forma costeira) em função de fatores que interferem na sua evolução, resultando em aceleração ou diminuição do processo erosivo e consequentemente mudança na forma. Considera-se, assim, processos e formas resultantes como parte de um sistema erosivo.

Para se chegar a esta classificação, relacionou-se, além dos chamados fatores diferenciadores (presença ou não de praia, de detritos na base, vegetação no topo e processos de infiltração e erosão no topo), os elementos da dinâmica costeira que podem ser considerados como controladores (auxiliares) no processo de diferenciação destas formas (marés, ondas, correntes entre outros), pois a classificação das costas, e neste caso específico, das costas com ocorrência de falésias, indicam quais fatores ambientais são determinantes (primários) ou controladores (auxiliares) na esculturação das costas (MASSELINK e HUGHES, 2003).

É necessário se pensar em termos de sistema para que se possa compreender a morfologia costeira e sua evolução, pois a interação de diversos elementos é o que produz as formas resultantes, verificadas ao longo da costa. O estudo isolado desses elementos sem relacioná-los não permite a compreensão ampla dos processos. Entretanto, uns sistemas não são isolados de outros sistemas, pois há uma interação constante entre diversos fatores e esses precisam ser considerados e relacionados em diversas escalas de análise.

Assim, considera-se o sistema como um conjunto formado por materiais, processos e formas e neste estudo, este pode ser considerado como um sistema geomórfico dinâmico com entrada (*inputs*) e saída (*outputs*) de energia e materiais identificáveis, dirigidos e controlados pelas condições ambientais.

Estudos realizados por Wright e Thom (1977) apontam para uma preocupação quanto aos processos costeiros e as possíveis respostas morfológicas associadas. Em função desta preocupação introduziram o termo “morfodinâmica costeira” e definiram morfodinâmica como um ajustamento mútuo da topografia e dinâmicas fluidas que envolvem o transporte e sedimentos. A abordagem morfodinâmica se tornou um paradigma para os estudos da evolução dos ambientes costeiros, a qual apresenta dois aspectos principais: condições ambientais e sistema costeiro (MASSELINK e HUGHES, 2003)

Nesta abordagem, as condições ambientais incluem os fatores estáticos e dinâmicos que conduzem e controlam um sistema costeiro.

Estes fatores

[...] não são afetados pelo próprio sistema costeiro e são considerados como condições de limite deste, pois as condições ambientais controlam os sistemas costeiros e as variações espaciais destas condições são responsáveis pelas variações geográficas na geomorfologia costeira³ (Wright e Thom, 1977 *apud* Masselink e Hughes, 2003, p.7).

Segundo Masselink e Hughes (2003) os estudos realizados por Wright e Thom (1977) apontam que há três tipos principais de fatores ambientais: 1) geologia, 2) sedimento e 3) forças externas. 1) A geologia se refere ao estado inicial da fronteira sólida, incluindo a geologia regional ou local e o estado da morfologia pré existente, o que inclui, em escala global, o comprimento e gradiente da plataforma continental, a qual é amplamente controlada pela tectônica global. Isto interfere na atuação das ondas e marés. De maneira semelhante, a litologia é um fator

³ *They are not affected by the coastal system itself and are referred to as boundary conditions of the coastal system. Because environmental conditions drive and control coastal system, spatial variations in these conditions are responsible for geographical variations in the coastal geomorphology.*

significativo, em particular ao longo de costas que apresentam erosão nas rochas costeiras, onde esta controla em larga extensão a taxa de recessão (recuo) e o desenvolvimento das falésias. 2) Os sedimentos são essenciais na evolução costeira. Os processos de transporte e deposição dos sedimentos interferem diretamente na configuração dos ambientes costeiros. 3) As forças externas se referem aqueles processos que fornecem energia necessária na condução dos processos costeiros e na evolução da costa. São importantes a frequência, magnitude e característica das fontes externas de energia. As maiores fontes de energia na costa são atmosféricas (ventos costeiros e clima), terrestres (fluxo de rios que atingem as costas) e marinhos (ondas, marés, correntes e outros fenômenos oceânicos). Destes fatores, o mar é a mais importante fonte de energia costeira, embora os fatores oceânicos e o regime de energia marinha dependam das condições atmosféricas.

Para a compreensão de um dado sistema costeiro é necessário se considerar que as mudanças temporais nas condições ambientais que conduzem a evolução da costa sob uma variação da escala de tempo. As mudanças nas condições dos limites sólidos operam em uma escala de tempo geológico. Tais mudanças estão relacionadas, principalmente, a movimentos verticais da crosta resultantes da emersão ou submersão das costas, e queda ou subida dos níveis relativos do mar, respectivamente. As mudanças sazonais no tempo e ondas causam mudanças cíclicas nos processos e na morfologia costeira. Variações as forças externas podem, também, ocorrer em escalas de tempo mais extensas, como por exemplo, devido a mudanças climáticas (MASSELINK e HUGHES, 2003, p.9).

A partir disso, considera-se, nesta tese, que o sistema costeiro compreende componentes que estão ligados pela energia e pelo fluxo de materiais. E que este sistema está conectado ao “mundo exterior” e é, até mesmo, controlado pelas condições ambientais que operam fora de seus limites.

Conforme Cowell e Thom (1994) *apud* Masselink e Hughes (2003, P.10), o sistema costeiro, propriamente dito, consiste de quatro componentes principais:

Processos – inclui todos os processos que ocorrem no ambiente costeiro [...] e os mais importantes são os hidrodinâmicos (ondas,

marés e correntes) e aerodinâmicos (ventos). Ao longo das rochas costeiras o intemperismo é um processo adicional e significativo para o transporte de sedimento; [...] Transporte de sedimentos – os padrões de erosão e transporte de sedimentos podem ser avaliados usando-se o balanço de sedimentos. Se positivo a deposição ocorrerá, enquanto se negativo resultará em erosão; [...] Morfologia – as mudanças nas formas são resultantes de erosão ou deposição; [...] Estratigrafia – conforme as formas se desenvolvem com o passar do tempo, os fatores integrantes das mudanças morfológicas ficam registrados na estratigrafia da forma.⁴

A erosão costeira ocorre sempre que o mar avança sobre terra, como resultado da ação do vento, da agitação e das marés, em condições de fraca disponibilidade de sedimentos. A erosão é um processo natural que sempre existiu e ajudou, ao longo da História, a modelar a costa, embora a evidência demonstre, no entanto, que agora a atual escala está longe de ser natural (MMA, 2008).

Conforme o exposto considera-se, para a classificação proposta, a identificação dos elementos componentes do sistema costeiro e os fatores atuantes, o que permite a distinção do processo e a classificação da forma em função de sua evolução diferencial.

Relativo aos procedimentos metodológicos para realização desta pesquisa realizou-se uma revisão bibliográfica (não somente em termos de conhecermos os estudos realizados sobre o tema, mas, também, para elaborarmos uma ideia mais aprofundada sobre as falésias, uma vez que não encontramos trabalhos sistemáticos específicos sobre estas formas de relevo costeiro), trabalhos de campo (observações sistemáticas e fotografias) e elaboração de material cartográfico. Os trabalhos de campo, visando uma observação detalhada das falésias e suas feições

⁴ *Processes – This component includes all processes occurring in coastal environments [...] the most important of these are hydrodynamic (waves, tides and currents) and aerodynamic (wind) processes. Along rocky coasts, weathering is an additional process that contributes significantly to sediment transport [...] Sediment transport – The insuing patterns of erosion and deposition can be assessed using the sediment balance. If the sediment balance is positive (i.e., more sediment is entering a coastal region then exiting), deposition will occur, while a negative sediment balance (i.e. more sediment is exiting a coastal region than entering) results in erosion. [...] Morphology – Changes in morphology are brought by erosion and deposition. [...] Stratigraphy – As the land forms develops over time, the integrated effect of morphology change is recorded in the stratigraphy of the landform.*

gerais, foram realizados em maio de 2011 (Beberibe-CE), maio de 2012 (Mucuri-BA), maio de 2013 (Tibau do Sul-RN), com visitas complementares a Aracati – CE e Natal – RN, nos quais foram percorridos diversos trechos da costa nestas áreas, a fim de delimitar áreas específicas para um estudo mais aprofundado. No campo foram tiradas fotografias de elementos que pudessem corroborar com as explicações acerca do processo evolutivo das falésias com vistas à sua classificação (tipologia).

O material cartográfico foi elaborado tendo como fonte de dados e bases cartográficas órgãos governamentais, tais como Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM) e Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística (IBGE), e imagens do Google Earth, Google Maps e Imagery (mapa-múndi georreferenciado disponibilizado pela Environmental Systems Research Institute - ESRI) entre outros. A elaboração do material cartográfico foi realizada com o uso de software específico (ArcGis 10).

2.2 – Atividades de gabinete e campo

A pesquisa bibliográfica se deu durante todo o desenvolvimento do trabalho, com destaque para a revisão bibliográfica inicial a partir de autores brasileiros e estrangeiros relativo a temática Formação Barreiras e falésias. Uma parte considerável da bibliografia utilizada foi conseguida em pesquisa na Universidade de Coimbra, Portugal, em função as bases de dados disponíveis neste local e não acessíveis no Brasil.

A elaboração dos mapas se deu em laboratório de informática da Universidade Cruzeiro do Sul, a qual nos colocou à disposição para utilização o software ArcGis 10.

Além da revisão bibliográfica e leituras que proporcionaram o embasamento desta tese, foram realizados três trabalhos de campo com duração média de 4 dias, tendo sido, os trechos da costa em questão, percorridos de carro e a pé, conforme

descritos a seguir, para observações e registro fotográfico das falésias e aspectos destas, relevantes para esta tese.

O primeiro trabalho de campo ocorreu em maio de 2011 no município de Beberibe, estado do Ceará. O segundo trabalho foi realizado na Costa Dourada, município de Mucuri, estado da Bahia em maio de 2012. O terceiro trabalho ocorreu em maio de 2013 no município Tibau do Sul, estado do Rio Grande do Norte. Foram realizadas visitas, também, nos municípios de Aracati-CE (maio de 2011) e Natal-RN (maio de 2013). Nos trabalhos de campo buscou-se a observação e verificação dos elementos e aspectos abordados teoricamente.

As observações foram relativas à busca de evidências nas falésias que demonstrassem elementos relacionados a sua evolução, os quais foram previamente estudados e definidos. O registro fotográfico propiciou a coleta de imagens referentes às evidências citadas e previamente definidas.

Nas figuras 1 a 4, a seguir, se pode observar os trechos percorridos da costa para fins de observações das falésias. Alguns trechos se apresentam de difícil acesso, ou inacessíveis, como a Barreira do Inferno, em Natal, considerada área de segurança nacional, com acesso restrito.

FALÉSIAS - ÁREAS DE ESTUDO

Figura 1 – Localização das áreas de observações de campo. Fonte: Esri, Imagery e Google Maps. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2013.

FALÉSIAS - BEBERIBE - CEARÁ

Figura 2 – Localização das falésias observadas em Beberibe, CE. Fonte: Esri, Imagery e Google Maps. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2013.

Figura 3 – Localização das falésias observadas em Mucuri, BA. Fonte: Esri, Imagery e Google Maps. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2014.

FALÉSIAS - TIBAU DO SUL - RIO GANDE DO NORTE

Elaboração: Adriana A. Furlan, 2014.
Fonte: Esri-Imagery, Google Maps.

Figura 4 – Localização das falésias observadas em Tibau do Sul, RN. Fonte: Esri, Imagery e Google Maps. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2014.

CAPÍTULO 3 – GEOMORFOLOGIA COSTEIRA

3.1 – Pressupostos Teórico-Conceituais da Geomorfologia e da Geomorfologia Costeira

Saadi (1998, p.55) considera que a Geomorfologia, enquanto o estudo das “[...] formas que compõem a superfície terrestre, incluindo aí os processos que lhes deram origem, constitui unanimidade no meio geográfico. [...] Faniran & Jeje (1983) ressaltam a atenção especial dada, ‘nos tempos modernos’, à investigação das relações existentes entre formas e processos, bem como internamente a umas e outros”.

Em função da diversidade de formas do relevo terrestre, a especialização da Geomorfologia se deu visando a obtenção de um conhecimento mais aprofundado dos fatores atuantes nos diversos e distintos ambientes.

Dentre estas, a Geomorfologia Costeira tem seu foco na explicação das formas da Terra nas zonas costeiras por meio do exame das formas, história de sedimentação e deposição na linha de costa moderna. A forma das feições costeiras é a resposta dos materiais que estão disponíveis aos processos agindo sobre elas (WOODROFFE, 2002).

Este ramo da Geomorfologia lida com a esculturação das feições costeiras (formas da Terra), os processos que agem sobre estas e as transformações que ocorrem. “As primeiras tentativas de sistematização de explicações sobre as formas costeiras foram realizadas no século XIX por cientistas tais como Charles Lyell e Charles Darwin e pelo pioneiro geomorfólogo norte americano William Moris Davis”⁵ (BIRD, 2008, p.1).

A Geomorfologia Costeira tem avançado em termos de temática abordada e pode abranger estudos sobre: a esculturação das formas de relevo costeiro em

⁵ *The first systematic attempts to explain coastal landforms were by 19th century scientists such as Charles Lyell and Charles Darwin, and the pioneer American geomorphologist William Moris Davis.*

relação à geologia, processos, variações em clima e níveis relativos da terra e do mar; mudanças na linha de costa medidas em determinado período de tempo e análises de suas causas; processos da costa próxima e respostas, particularmente nas praias; evidências da história geológica, notavelmente mudanças no nível da terra e do mar relacionadas a variações climáticas; as fontes e padrões do movimento dos sedimentos costeiros e a matriz dos processos de intemperismo na zona costeira (BIRD, 2008).

Dentre os pioneiros que estudaram a Geomorfologia Costeira, podemos citar Willian Moris Davis e sua “Teoria do “Ciclo Geográfico”. Embora superada por estudos posteriores, ainda fornece termos e conceitos utilizados na Geomorfologia mais atual (tais como nível de base e o papel erosivo dos rios). Primeiramente, Davis elaborou sua teoria para explicar a evolução do relevo e das paisagens terrestres, reconhecendo a importância da estrutura, processos e tempo, e esta foi adaptada para ser aplicada na busca da compreensão da evolução das áreas costeiras. “Davis acreditava que o ciclo de erosão, pontuado por soerguimentos periódicos rejuvenescendo uma paisagem erodida, teria implicações na costa”⁶ (WOODROFFE, 2002, p.11).

Na figura 5, está indicado como Davis imaginou que uma costa poderia evoluir em forma plana tornando-se menos recortada com o passar do tempo, com a erosão de promontórios e enseadas de enchimento. Isto demonstra uma similaridade a seu conceito de aplainamento da paisagem em perfil (com redução do relevo e peneplanação da paisagem) (WOODROFFE, 2002).

A análise da teoria Davisiana aplicada às áreas costeiras demonstra que a linha de costa progride de forma inicialmente irregular, acidentada, através da maturidade, para uma costa regular que é escarpada e pontilhada com areias. As setas na figura 5 indicam a direção do movimento dos sedimentos. Davis imaginava isto em paralelo ao ciclo geográfico de erosão pelo qual as montanhas (como uma

⁶ [...] Davis believed that the cycle of erosion, punctuated by periodic uplift rejuvenating an eroded landscape, would have implications for the coast.

forma inicial de linha de costa) poderiam ser reduzidas a peneplanície (como estágio final de maturidade da linha de costa).

Johnson, seguidor de Davis, incluiu em seus estudos sobre evolução costeira não somente a descrição das formas da terra, e a reconstrução histórica da origem de uma costa particular, mas também uma estrutura na qual visualiza a evolução sistemática de formas iniciais a sequenciais. A figura 6 mostra os estágios progressivos da evolução da costa proposto por Johnson. Ele acreditava que a forma inicial exercia controle nos primeiros estágios da erosão costeira. A costa

Figura 5 – O ciclo Davisiano aplicado à costa. Representação esquemática dos estágios concebidos por W. M. Davis. Uma linha de costa progride de uma forma inicialmente irregular, através de estágio de maturidade, para linha de costa mais uniforme, a qual é escarpada e preenchida com areia. As setas indicam a direção do movimento (Estágios: inicial, juventude e maturidade). Fonte: WOODROFFE, 2002, p.11.

passaria de um estágio de juventude no qual haveria a maior diversidade de praias, barreiras e promontórios. “[...] Nos estágios de maturidade a costa se tornaria menos

complexa. Estas ideias propiciaram uma estrutura dentro da qual a visão da evolução da costa, e a sequência pela qual seria possível reconstruir a configuração anterior, ou futura, da costa”⁷ (Johnson *apud* WOODROFFE, 2002, p.13).

Figura 6 – Estágios esquemáticos na evolução de uma linha de costa de submersão. (Conforme idealizado por Johnson (1919, 1925), (a) inicial, (b) juventude e (c) maturidade). Fonte: Adaptado de Woodroffe, 2002, p.12.

Conforme Woodroffe (2002), Johnson adotou a ideia que a costa poderia se tornar menos recortada com o passar do tempo. As ideias de Johnson, corroboradas por Woodroffe, nos remetem ao conceito de equilíbrio, referente a aspectos da geomorfologia costeira. Segundo Woodroffe (2002, p.13),

⁷ *In mature stages the cost became less complex. These ideas provided a framework within which to view coastal evolution, and a sequence by which it might be possible to reconstruct former, or future coastal configurations.*

[...] Johnson acreditava que o perfil de linha litorânea submersa formada em sedimentos moles tenderia a uma forma de equilíbrio dentro do contexto do ciclo geográfico. A natureza da erosão e sedimentação em plataformas continentais foi uma hipótese elaborada sobre uma base de dados de campo muito escassa, e levou ao conceito de perfil de equilíbrio na costa próxima.⁸

A ideia de equilíbrio é relativa, pois, dependendo da escala de tempo considerada, a estabilidade pode nunca existir no sentido como apresentado por Davis, Johnson, Woodroffe e outros. A escala que tem como parâmetro a vida humana é muito restrita, para que eventos relativos à morfogênese e à evolução das formas do relevo possam ser verificadas, exceto em casos onde ocorrem fenômenos extremos e catastróficos. Na escala do tempo geológico, as formas do relevo têm se modificado constantemente, sendo que onde se instala uma situação de estabilidade, esta *a priori* desestabiliza as formas anteriores e cria novas formas. Os processos e as formas são, assim, dinâmicos, independentemente da quantidade de tempo para sua ocorrência.

Isto posto, faz-se necessário considerar que movimentos tectônicos, bem como variações nos processos oceânicos podem tornar uma linha de costa, novamente, irregular. Portanto, ideias fixistas de Davis devem ser consideradas como um ponto inicial para a compreensão histórica da evolução do conceito e explicações acerca da evolução do relevo e entendidas como superadas no presente, embora tenham deixado, como herança, conceitos importantes aplicados até hoje.

No final do século XX, geomorfólogos focados em estudos costeiros passaram a considerar os processos utilizando técnicas de experimentação em laboratório e de campo, bem como o histórico geomorfológico das áreas de estudo, especialmente no contexto das mudanças históricas do nível do mar. O desenvolvimento da Geocronologia trouxe novo rigor aos estudos da evolução costeira (WOODROFFE, 2002).

⁸ Johnson believed that the offshore profile formed in soft sediments would tend towards an equilibrium shape within the context of the geographical cycle. The nature of erosion and sedimentation on continental shelves was hypothesized on the basis of very sparse field data, and led to the concept of a nearshore equilibrium profile.

Para que um determinado fenômeno local possa ser compreendido em sua magnitude, faz-se necessária uma visão, por vezes, regional, para estabelecer as relações de erosão e sedimentação às quais o fenômeno pode estar relacionado. O material de origem para uma determinada formação rochosa pode ser fornecido de materiais que têm sua origem em locais distantes. As formas fornecedoras de materiais sofrem transformações e geram novas formas, uma vez que o material retirado de um local será transportado e depositado em outro local, gerando assim, novas formas. Assim, em sentido amplo, não há estabilidade (WOODROFFE, 2002).

3.2 – A zona costeira

Em termos de nomenclatura e definição, encontra-se na literatura orla, costa, zona costeira e regiões litorâneas, ora com sentido semelhante, ora com significado distinto. Há ainda que se considerar o que alguns autores definem como linha de costa.

Para Muehe (2001, p.26), “a orla costeira é a estreita faixa de contato da terra com o mar na qual a ação dos processos costeiros se faz sentir de forma mais acentuada e potencialmente mais crítica a medida que os efeitos erosivos ou construcionais podem alterar sensivelmente a linha de costa”.

A zona costeira e as feições do relevo são afetadas pela abrasão das ondas e diversos outros processos que contribuem para a esculturação destas formas. Estes incluem dissolução de minerais pela água da chuva e respingos de água do mar sobre as formações rochosas, bioerosão causada pelas plantas e animais que habitam a linha de costa e as formações, congelamento de degelo em diferentes estações do ano, em áreas periglaciais, entre outros fatores.

Segundo Woodroffe (2002, p.2), “a costa compreende a interface entre a terra e o mar. A linha de costa é a margem atual do contato entre as duas, entretanto, o termo “costa” é muito mais amplo e inclui áreas acima e abaixo da linha da água, tais como bancos de areia, dunas e falésias. Já a zona costeira “[...] é uma ampla área transicional na qual os ambientes terrestres influenciam ambientes marinhos e

estes por sua vez influenciam os primeiros”⁹. Para este autor, é difícil identificar com exatidão a fronteira entre terra e mar devido à interação mútua entre estes.

Para Bird (2008), a costa consiste em um certo número de zonas e é considerada como a parte localizada entre a borda da água na maré baixa e o limite superior da ação das ondas, geralmente se estendendo até a base da falésia. É, desta forma, a zona de largura variável que se estende terra adentro até o limite de penetração da influência marinha: o topo de uma falésia, a cabeça de um estuário de maré, ou o terreno que cresce por trás de terras baixas, dunas, lagunas e pântanos. A costa é, assim, a zona onde terra, mar e ar (litosfera, hidrosfera e atmosfera) se encontram e interagem. Isto é objeto de uma matriz de processos que inclui movimentos tectônicos (subida, descida e deslocamentos laterais da crosta) da margem da terra, mudanças no nível do mar, os efeitos das marés, ondas e correntes no mar e variações de temperatura, pressão e ação do vento na atmosfera. Sendo assim, o termo linha de costa indica a margem de terra em maré alta normal e pode ser a base da falésia ou a margem que avança em direção ao mar de dunas e terras secas.

Conforme Suguio (2003, p.3), “[...] as regiões litorâneas (ou costeiras) constituem as faixas limítrofes entre os continentes (terras emersas) e os oceanos (terras submersas), representando uma das áreas de mais intenso intercâmbio de energia e matéria do Sistema Terra”.

As linhas de costa têm existido e se transformado desde que os oceanos se formaram pela primeira vez na superfície que se resfriou e formou a crosta terrestre, cerca de quatro bilhões de anos atrás, mas, “[...] é difícil encontrarmos as linhas de costas primitivas porque a maioria das evidências têm sido removidas pela erosão ou soterradas pela deposição”¹⁰ (BIRD, 2008, p.3).

⁹ *The coast comprises the interface between the land and the sea. The shoreline is the actual margin of the two, whereas the term coast is much broader and includes areas below and above the water line, such as shoals, dunes and cliffs. [...] The coastal zone is a broad transitional area in which terrestrial environments influence marine environments.*

¹⁰ *[...] but it is difficult to find early coastlines because most of the evidence has been removed by erosion or concealed by deposition.*

A responsabilidade de formação e manutenção da ampla linha de costa brasileira pode ser atribuída, prioritariamente, a três fatores, que atuaram e atuam em várias escalas temporais e espaciais: a herança geológica, o modelado quaternário e a ação da dinâmica sedimentar atual. À herança geológica associa-se que a configuração do litoral brasileiro, tanto em relação à sua posição geográfica quanto em termos de orientação de linha de costa, resultou, em grande parte, da reativação pós-paleozóica que deu origem às bacias sedimentares tafrogênicas e à própria gênese do Oceano Atlântico (TESSLER e GOYA, 2005). Este momento da história geológica remonta ao fim do período Jurássico (há cerca de 150 milhões de anos). Neste período, ocorreu a separação do supercontinente Gondwana acompanhada por eventos tectono-magmáticos.

A mudança de direção da linha de costa brasileira, em toda sua extensão, estaria relacionada ao fato de os lineamentos estruturais como falhas e fraturas não apenas condicionarem a fragmentação do bloco Gondwânico originando a formação do Atlântico Sul, mas ter se mantido impressos no relevo pelo condicionamento da disposição da rede de drenagem e da direção da linha de costa. “As direções predominantes destas estruturas são basicamente duas: a direção denominada Brasileira (nordeste/sudeste) e a direção Caraíba (noroeste/sudeste). Predomina a direção Brasileira na região entre Chuí (RS) e Cabo Calcanhar (RN) e, a direção Caraíba entre Cabo Calcanhar (RN) e Oiapoque (AP)” (TESSLER e GOYA, 2005, p.12).

A esculturação das formas do relevo costeiro é influenciada por uma série de fatores morfológicos. Estes incluem a geologia, que determina o padrão dos afloramentos rochosos na costa, no assoalho do mar e na área do entorno, e movimentos da crosta terrestre, os quais resultam em subida, dobramento, inclinação, falhamento e subsidência das formações rochosas costeiras. Fatores climáticos têm influenciado o regime de ventos e ondas que esculpem as feições costeiras, e os processos de intemperismo que decompõe e desintegra os afloramentos rochosos costeiros variando dos trópicos ao Ártico e de ambientes úmidos a secos (BIRD, 2008). O clima também condiciona a fauna e flora costeiras, as quais tem produzido uma série de feições desde pântanos salgados e

manguezais até praias, recifes de coral e dunas, e ainda organismos que atacam a superfície das rochas (os processos de bioerosão).

Os processos costeiros incluem os efeitos da subida e descida das marés e correntes de maré associadas, e são influenciados por fatores oceanográficos tais como temperatura e salinidade, determinadas pelos padrões climáticos de correntes oceânicas. Todos os processos contribuem para a evolução da linha de costa e das feições ali presentes. Esta evolução das formas costeiras pode ser considerada em termos de sistemas morfogenéticos (morfodinâmica), dentro dos quais vários fatores influenciam no processo agindo sobre a costa. Há uma entrada de energia (input) (por exemplo, vento, maré, organismos vivos) e materiais (por exemplo: água, rocha, sedimento) que interagem para gerar as formas costeiras, e ocorre uma retroalimentação (*feedback*) no sentido em que a morfologia em desenvolvimento modifica os processos geomorfológicos, e então se torna um fator de influência das mudanças subsequentes. Isto pode ser estudado em termos de resposta aos vários processos costeiros que operam sobre determinados períodos de tempo, isto é, como um sistema de processo-resposta (BIRD, 2008).

Em função dos processos oceanográficos característicos de cada parte da zona costeira em contato e interação com o continente, é, por vezes, necessário, para fins de compreensão das dinâmicas existentes, estabelecer uma compartimentação da zona costeira.

Segundo Suguio (2003), existe uma série de tentativas de classificação da zona costeira brasileira (compartimentação do litoral), com critérios para tais classificações dos mais variados.

Apesar da existência de tantas classificações, pode-se dizer que nenhuma é plenamente satisfatória. Algumas são puramente descritivas, enquanto outras são essencialmente genéticas. De qualquer modo, três parecem ser as variáveis que devem ser levadas em consideração em qualquer definição: configuração das zonas de contato continente-oceano, os movimentos relativos do nível do mar e os efeitos dos processos marinhos (SUGUIO, 2003, p.6).

Algumas propostas foram elaboradas para a compartimentação do litoral brasileiro, sendo que cada uma aponta para diferentes, mas complementares, critérios para fins de classificação.

Suguio (2003) destaca, dentre as várias classificações propostas ao longo do tempo, a de Delgado de Carvalho (1927) e a de Silveira (1964). O primeiro classificou o litoral brasileiro enfatizando aspectos como as idades (terciária ou quaternária) e as origens, reconhecendo quatro trechos diferenciados: Costa quaternária do norte (do Amapá ao Maranhão), Costa terciária (do Piauí ao Cabo Frio), Costa eruptiva (do Cabo Frio à Laguna) e Costa quaternária do sul (de Laguna ao Chuí), e o segundo considerou elementos oceanográficos, climáticos e continentais, propondo a compartimentação em cinco trechos: Litoral amazônico ou equatorial (da Foz do Rio Oiapoque ao Maranhão Oriental), Litoral nordestino ou das Barreiras (Maranhão Oriental ao Recôncavo Baiano), Litoral oriental (do Recôncavo Baiano ao norte do Espírito Santo), Litoral sudeste ou das escarpas cristalinas (do sul do Espírito Santo à região de Laguna) e Litoral meridional ou subtropical (da região de Laguna à foz do Arroio Chuí).

Como se pode notar, a nomenclatura adotada por Delgado de Carvalho revela os critérios adotados pelo autor para definir sua compartimentação. Já, Silveira, propõe uma nomenclatura baseada na localização geográfica.

De acordo com a classificação/compartimentação proposta por Silveira (1964), no litoral amazônico ou equatorial os sedimentos terciários da Formação Barreiras estão presentes no interior e atingem a zona litorânea onde formam falésias, algumas vivas e outras inativas (representantes de antigas linhas de costa).

Uma característica comum ao trecho da costa abrangido pelo litoral Nordeste, onde se localiza o objeto empírico de análise desta tese, é a presença de sedimentos terciários da Formação Barreiras.

A Formação Barreiras, que ocorre desde o litoral amazônico, acompanha o litoral à retaguarda da planície quaternária e acha-se delimitada ao interior por um relevo bem mais acidentado de rochas cristalinas pré-cambrianas. Esta unidade geológica forma um relevo popularmente conhecido como “tabuleiro”, que se caracteriza por um topo plano e suavemente inclinado para o Oceano Atlântico e mais ou menos dissecado por vales fluviais de vertentes relativamente

íngremes. Onde a sedimentação litorânea se torna escassa ou é inexistente, a linha de costa é definida por escarpas ou falésias marinhas da Formação Barreiras, exibindo uma paisagem bastante comum não somente no litoral nordestino, mas até nos litorais oriental e sudeste (Martin *et al.*, 1999 *apud* SUGUIO, 2003, p.10).

Segundo Suguio (2003, p.10), no litoral nordestino podem ser reconhecidos dois setores: “[...] o primeiro abrange os litorais dos estados do Piauí, Ceará e metade noroeste do Rio Grande do Norte, constituindo a costa semi-árida e a metade sul do Rio Grande do Norte até o Recôncavo Baiano, caracterizada por clima úmido, que forma a costa nordeste oriental ou das Barreiras”.

De acordo com a compartimentação de Silveira (1964), no litoral oriental também ocorrem afloramentos da Formação Barreiras, mas sem a constatação da existência de falésias. A partir deste trecho do litoral em direção ao sul, da zona costeira brasileira, a Formação Barreiras não ocorre mais.

Conforme Moraes *et al.* (2006, p.133),

[...] na compartimentação do litoral brasileiro elaborado por Silveira (1964) [...] o litoral do nordeste brasileiro foi dividido em dois macro-compartimentos: a costa semi-árida, a noroeste do Cabo de calcanhar, e a costa oriental ou costa dos tabuleiros, do Cabo do Calcanhar até a Baía de Todos os Santos. Silva (1973), com base nos processos hidrodinâmicos e características da linha de costa individualizou dois compartimentos para a costa semi-árida, cujos limites seriam os do Mangue Seco a Ponta de Itapagé ao Cabo de Calcanhar. O Estado do Ceará, segundo a classificação de Silva (1973) teria uma parte inserida na costa semi-árida norte com direção W-E. A partir da foz do rio Acaraú a linha de costa apresenta direção predominantemente NE-SE, inserindo-se no litoral semi-árido sul.

A costa brasileira possui uma série de elementos climáticos, oceanográficos e geomorfológicos que condicionam os processos atuantes em determinados trechos do litoral brasileiro. “No caso da costa brasileira, a divisão clássica em compartimentos, muito utilizada e bem aceita, é a proposta por Silveira (1964). Apesar de não ser um consenso na literatura, possui os limites mais aceitos entre os pesquisadores” (TESSLER e GOYA, 2005, p.16).

Segundo Silveira, o litoral Amazônico é formado por platôs de sedimentos. No litoral Nordestino ou das Barreiras, que se estende da foz do rio Parnaíba (entre MA e PI) e Salvador (BA), há duas importantes direções da linha de costa: entre o rio

Parnaíba e o Cabo São Roque (RN) a direção predominante é leste-oeste e a direção nordeste-sudeste se estabelece ao sul do Cabo São Roque, sendo que esta mudança de direção na orientação da linha de costa de processa de forma brusca. O Litoral Oriental, entre Salvador (BA) e Cabo Frio (RJ) há uma zona de transição entre os litorais do Nordeste e do Sudeste. Exemplo da “mistura” de elementos é a presença da Formação Barreiras mesclando-se a afloramentos do Embasamento Cristalino. No Litoral Sudeste ou das Escarpas Cristalinas (entre Cabo Frio – RJ e Cabo de Santa Marta – SC) ocorre a presença da Serra do Mar constituída por rochas do Embasamento Cristalino. O último trecho (sul) da costa brasileira constitui o Litoral Meridional ou Subtropical (do Cabo de Santa Marta – SC até Chuí – RS) e é caracterizado por uma linha de costa retilínea (TESSLER e GOYA, 2005).

Para Moraes *et al.* (2006, p.133), “[...] a configuração do litoral representa a interação entre processos morfogenéticos (tectono-isostasia¹¹ e flutuações do nível do mar), arcabouços geológicos, climáticos e oceanográficos”.

Estes processos que agem sobre as águas costeiras incluem os ventos, as ondas, as marés e as correntes que juntos fornecem a energia que esculpe e modifica a linha de costa por meio dos processos de erosão, transporte e deposição de sedimento. Embora as ondas, marés e correntes atuem em interação, se ocorrer aumento ou diminuição de um destes processos os demais serão afetados.

Os efeitos combinados das ondas geradas por ventos, marés geradas por

¹¹ A Isostasia é contrária ao glacioeustatismo. O Eustatismo é um termo utilizado para designar variações lentas do nível dos mares. Os movimentos eustáticos podem ser positivos – quando ocorre invasão das águas marinhas, ou seja, transgressões marinhas, e negativos – quando ocorre o recuo das águas, ou seja, regressões marinhas. As glaciações acarretaram regressões marinhas importantes no decorrer do Quaternário (eustatismo glacial). O movimento de abaixamento ou soerguimento lento do fundo da bacia oceânica ocasionada por distrofismo (distorção que pode ser local ou ter maior abrangência) é considerado eustatismo de deformação lenta dos fundos oceânicos (GUERRA, 1993). As transgressões e regressões marinhas são explicadas, parcialmente, pela fusão ou pela estocagem de gelo sobre os continentes. O acúmulo de gelo sobre determinada área continental provocou movimento isostático de abaixamento, hoje com a fusão do gelo ocorre o levantamento constante dos continentes. A Isostasia, conforme Pratt (1869) e Hayford (1909), explica que “[...] a Terra tende a tomar permanentemente uma forma de equilíbrio isostático, isto é, de compensação de pressões”.

fenômenos astronômicos, várias formas de fluxos de correntes e outros distúrbios no oceano produzem alta variabilidade de fluxo de energia nas águas próximas a costa. Conforme se pode constatar, os diversos processos estão em interação: uma subida de maré, por exemplo, por consequência aumenta a altura e energia das ondas que atingem a costa. A corrente de maré se movendo em uma direção pode reduzir a velocidade e dimensão das ondas se movendo na direção oposta. Correntes marinhas na costa próxima são resultantes de fluxos potenciais gerados pelos ventos, ondas, marés e outras forças, e há muita variação na direção e velocidade da corrente. Além disso, as variações das ondas são resultantes da chegada das ondas de diferentes alturas e comprimentos, geradas a partir de diferentes distancias e direções, e existem frequentemente padrões irregulares de onda alcançando à costa. Este é um sistema hidrodinâmico costeiro complexo que move sedimento do fundo oceânico para a costa próxima e distante e influencia a esculturação da linha de costa, incluindo praias e a plataforma costeira próxima (BIRD, 2008).

As transformações que ocorrem na costa podem apresentar durações distintas, pois os processos não se dão de maneira uniforme em termos de espaço e tempo. A mudança em um fator pode ocasionar a transformação de todo o sistema e o ajustamento a uma nova dinâmica pode ter duração de horas, dias, meses e centenas de anos.

A estabilidade é um conceito efêmero em termos de morfologia costeira, onde qualquer tentativa de definir a estabilidade da costa deve ser considerada em termos de uma determinada escala de tempo. Em costas com rochas mais duras podem ocorrer fases mais prolongadas de estabilidade quando não há resposta aos processos da costa próxima, enquanto em costas com formações rochosas mais moles, praias, pântanos e deltas há uma instabilidade mais contínua, pois os processos costeiros frequentemente mobilizam sedimentos (BIRD, 2008).

A influência da erosão marinha pode ser

[...] amplamente limitada como sinônimo de remoção de detritos a partir da queda e deslizamento de rochas, os quais são iniciados primeiramente por processos subaéreos,

particularmente relacionados com o nível de saturação das falésias¹² (Lageat *et al.*, 2006 *apud* MOSES e ROBINSON, 2011, p.67).

Desta forma, os fatores que controlam a erosão das falésias são aqueles agentes dinâmicos que agem sobre estas, incluindo ondas, marés, chuvas e nível do mar (RIO e GRACIA, 2009), os quais se alteram ao longo do tempo.

Alguns trechos do litoral brasileiro estão sofrendo processos erosivos, de acordo com El-Robrini *et al.* (2006) que apontam a existência e influência de um aumento do nível do mar relativo, como causa importante dos processos erosivos costeiros. Estes autores consideram, ainda, a colocação de Komar (1983), o qual “[...] sugeriu que a erosão costeira é o resultado de uma complexa interação entre os processos físicos, bem como de movimentos combinados de águas, induzidos pelas ondas incidentes e de tempestades, marés e correntes litorâneas, interagindo com a costa” (EL-ROBRINI *et al.*, 2006, p.116).

3.2.1 – Correntes

Ondas, marés e correntes atuam na movimentação de sedimentos ao longo da costa modificando a linha de costa e interferindo no balanço de sedimento na relação terra-mar.

De acordo com Souza *et al.* (2005, p.133),

[...] a incidência de ondas na linha de costa gera um sistema de circulação ou correntes costeiras, que pode ser dividido em quatro partes: transporte de massa de água costa-adentro (*onshore transport*), correntes de deriva litorânea (*longshore currents*), fluxos de retorno costa-afora, que incluem as correntes de retorno (*rip currents*) e o transporte de massa de água costa-afora (*offshore transport*), e o movimento ao longo da costa das cabeças de retorno (CERC, 1977). O ângulo de incidência das ondas na praia determinará o tipo de circulação costeira.

¹² Lageat *et al.* (2006) considered the influence of marine action to be limited largely to the removal of the debris from rockfalls and that rockslides were triggered primarily by sub-aerial processes, particularly related to the level of saturation in the cliffs.

As correntes oceânicas são movimentos suaves da água em resposta ao padrão prevalecente de ventos e variações de densidade das águas dos oceanos, ou resultante da diferença de salinidade e temperatura da água. Estas correntes têm pouco efeito na morfologia da costa, exceto quando trazem águas mais quentes ou mais frias, as quais modificam as condições ecológicas e influenciam a distribuição dos organismos na zona costeira (BIRD, 2008)

No caso do litoral brasileiro, a expansão da corrente quente (geralmente perceptível em torno do mês de maio) faz com que as marés se torne mais elevadas e, desta forma, as ondas se aproximam mais da costa e com mais energia. Para El-Robrini *et al.* (2006, p.109) “[...] a deriva litorânea não é constante no tempo em o espaço e as formas costeiras são indicadores bastante adequados para sua determinação”.

Sunamura (1992, p.103) analisa o transporte de sedimentos e considera que

[...] o material da praia é transportado em direção ao mar (*offshore*) durante eventos de tempestade. As correntes de retorno (*rip current*) aceleram o transporte mar adentro (*offshore*), então ocorre que a linha de costa no sotavento da corrente retorno retrocedem mais rapidamente do que a área localizada no meio do caminho entre as correntes adjacentes, de deriva (*adjacente rips*). Uma enseada é portanto formada em direção a praia de cada corrente, com uma cúspide no meio. Tal enseada pode causar a facilitação da penetração de ondas de tempestade terra adentro, resultando em erosão na falésia localizada atrás dela.¹³

Para Manso *et al.* (2006, p.185) “[...] os sistemas de correntes que afetam a sedimentação e conseqüentemente a morfologia costeira são correntes de marés; correntes fluviais e correntes litorâneas”.

A costa brasileira “[...] é influenciada basicamente pela corrente quente Sul-Equatorial, que se bifurca no Rio Grande do Norte em Corrente Norte do Brasil e Corrente do Brasil” (VITAL *et al.*, 2005, p.170).

¹³ *Beach materials is transported offshore during storm events. Rip currents accelerate offshore transport, so that the shoreline in the lee of rip currents recedes more rapidly than the area midway between the adjacent rips. An embayment is therefore formed shoreward of each rip, with a cusp in between. Such an embayment may cause easy landward penetration of storm waves, resulting in erosion of a cliff located behind it.*

No caso do Nordeste brasileiro, especificamente no litoral setentrional,

[...] o padrão geral das correntes está associado à orientação leste-oeste da linha de costa e à direção preferencial leste-sudeste dos ventos, que desenvolvem uma forte corrente de deriva litorânea que flui para noroeste [...] em litoral orientado essencialmente nessa direção (VITAL *et al.*, 2005, p.171).

As correntes costeiras e oceânicas são relativamente bem conhecidas na região Nordeste do Brasil. A plataforma continental estreita, recoberta primordialmente por sedimentos carbonáticos, permite influência das correntes oceânicas até bem próximo da costa (PINHEIRO *et al.*, 2008, p.184).

A Corrente Costeira Norte Brasileira (CCNB)

[...] é a maior corrente de contorno Oeste nas latitudes tropicais do Oceano Atlântico. (Fonseca *et al.*, 2000 apud EL-ROBRINI *et al.*, 2006). Esta fecha o giro equatorial dirigido pelo vento, sustentando um sistema zonal de contra-correntes, e transporta águas do Atlântico Sul através do Equador, constituindo parte da célula de revolvimento meridional (*meridional overturning cell*) do Oceano Atlântico, uma importante componente da circulação termohalina global. A região norte é altamente influenciada pela CCNB, que transporta as águas da plataforma continental externa e do talude na direção noroeste, com uma velocidade que chega até 1,2 m/s (VITAL *et al.*, 2005, p.176).

Após estudos realizados no litoral do Estado de Pernambuco, Pinheiro *et al.* (2008, p.185) verificaram que,

[...] tratando-se de uma região submetida a um regime de mesomaré, as correntes de maré exercem influência substancial no modelamento costeiro, principalmente quando estão associadas ao período de ventos intensos que sopram de SE e as marés de sizígia¹⁴. Esta associação produz intenso processo erosivo em toda zona litorânea.

¹⁴ As forças de atração da Lua e do Sol se somam duas vezes em cada lunação (intervalo de tempo entre duas conjunções ou oposições da Lua, cujo valor, em dias médios, é 29, 530588 dias). Isso ocorre por ocasião da Lua Nova e da Lua Cheia, produzindo marés de sizígia (ou de águas vivas), com preamar muito altas e baixa-mares muito baixas. Fonte: www.teses.usp.br/teses.

3.2.2 – Marés

As marés são ondas muito longas que viajam através do oceano ao longo da costa e geram correntes de maré. O ciclo lunar produz as marés semi-diurnas (duas marés altas e duas baixas de aproximadamente 25 horas), bastante significativa ao redor do Oceano Atlântico. O ciclo solar produz marés diurnas (uma maré alta e uma baixa a cada 24 horas). As correntes de maré são geralmente mais fortes com as marés semi-diurnas por causa da grande flutuação da maré, mas no geral o aspecto mais importante das marés na geomorfologia é sua variação vertical. Os movimentos da maré podem, também, influenciar a ação das ondas. Neste caso, as marés altas levam à ação das ondas para costa adentro o que interfere no processo erosivo das falésias (BIRD, 2008).

Conforme Morais *et al.* (2006, p.141) “[...] a ação das marés representa um papel relevante na morfodinâmica e hidrodinâmica costeira, principalmente no sentido de ampliar a área de ataque das ondas, gerando correntes em estuários, canais lagunares e em águas rasas próximas à costa, além de apresentar importância para o transporte de sedimentos”.

Enquanto as ondas, e particularmente as ondas de tempestade que atingem as costas quebrando ou quebradas, realizam um trabalho erosivo, as marés controlam o nível da água e, portanto, também o nível onde a erosão mecânica das ondas ocorrerá. O potencial para erosão mecânica das ondas é maior em ambientes de micro marés. As ondas são geralmente mais energéticas em maré alta do que em maré baixa. Além disso, as ondas mais erosivas ocorrem durante tempestades quando as águas da costa próxima são elevadas devido a ondas de tempestade e ondas elevadas (MASSELINK e HUGHES, 2003).

A amplitude das marés determina, em grande medida, a elevação dos níveis diários da água e então o limite de propagação das ondas em direção à falésia, a qual é mais alta em áreas com grande amplitude de maré. Deve-se considerar, entretanto, que altas amplitudes de marés também permitem uma melhor dissipação da energia das ondas, enquanto em falésias com uma baixa amplitude de marés a

eficiência erosiva das ondas é maximizada devido ao ataque concentrado das ondas em uma zona mais estreita (RIO e GRACIA, 2009).

A amplitude das marés (a diferença de nível entre a preamar e a baixamar) é um elemento modelador da linha de costa, em função das velocidades de correntes a ela associadas.

A maior parte do litoral brasileiro, do estado de Alagoas ao Rio Grande do Sul, apresenta amplitudes de marés inferiores a 2 metros (micromarés). [...] Amplitudes superiores a 4 metros (macromarés) ocorrem apenas no estado do Maranhão, em parte do Pará (Salinópolis) e no litoral sul do Cabo Norte (Amapá). Nestes locais as correntes de marés possuem capacidade para modificar a morfologia da linha de costa e da plataforma continental interna. O restante do litoral e alguns trechos do litoral da Bahia e Sergipe apresentam mesomarés com amplitudes entre 2 a 4 m (TESSLER e GOYA, 2005, p.16).

3.2.3 – Ondas

A ação da onda é um fator preponderante em relação ao desenvolvimento da falésia. “[...] As ondas mantêm as falésias ativas, mas existem muitos casos onde falésias ocorrem em áreas de ondulação mínima da superfície do oceano”¹⁵ (WOODROFFE, 2002, p.159).

As ondas são ondulações na superfície da água produzidas pela ação do vento. Um fluxo turbulento de vento soprando sobre a água produz estresse e variações de pressão na superfície, iniciando ondas que crescem como resultado do contraste da pressão dirigida contra o vento e o avanço descendente nas vertentes. Consistem de movimentos orbitais de água que diminui rapidamente a partir da superfície para baixo, até que o movimento seja bastante pequeno onde a profundidade da água seja igual a metade do comprimento (extensão) da onda. O movimento orbital da onda não é completo. Nas águas costeiras as ondas são

¹⁵ *Waves maintain active cliffs, but there are many cases where equally impressive cliffs occur in areas of minimal fetch.*

diminuídas por meio da fricção com o fundo do mar raso, mas ondas de tempestade localmente geradas podem ainda atingir vários metros de altura quando elas quebram na costa (BIRD, 2008).

A refração é um mecanismo que controla as variações na energia das ondas ao longo da linha de costa. No geral, as ondas convergem em direção a promontórios e divergem em baías. Uma convergência indica concentração de energia, entretanto, a divergência indica enfraquecimento da onda.

Para Bird (2008, p.20),

[...] erosão é intensificada onde linhas de convergência ortogonais indicam um foco de energia da onda. Entretanto, existem muitas exceções a generalização de que a erosão é concentrada em promontórios e ocorre deposição nas baías [...] Em costas protegidas da ação da força das ondas, particularmente onde a costa próxima é larga e rasa, a energia das ondas é atenuada e as ondas que quebram diminuem. A energia da onda pode ser dissipada em tal extensão que as ondas não atingem a costa. [...] A energia das ondas nas costas tropicais úmidas pode ser reduzida em função da grande viscosidade nas águas próximas a costa pela grande quantidade de sedimentos em suspensão.¹⁶

A dimensão da onda também é determinada parcialmente pela superfície do oceano (extensão de águas abertas através das quais o vento sopra) e pela duração e força do vento. Ondas grandes são geradas por tempestades severas.

Segundo Souza *et al.* (2005, p.133),

[...] as ondas são geradas no oceano aberto pelos ventos e dependem fundamentalmente de sua velocidade, duração e extensão da pista na superfície do oceano (*fetch*) sobre a qual eles atuam. Quanto maior a duração e a pista, maior a quantidade de energia potencial absorvida pelas ondas. As ondas geradas nos locais de tempestade originam um trem regular de ondas conhecidas como ondulações (*swells*).

¹⁶ [...] while erosion is intensified where convergent orthogonal lines indicate a focusing of wave energy. However, there are many exceptions to the generalization that erosion is concentrated on headlands and deposition in bays [...] On coasts sheltered from strong waves action, particularly where nearshore zone is broad and shallow, wave energy is attenuated and breaking waves diminished. Wave energy may be dissipated and extent that waves do not reach the shore. [...] Wave energy on humid tropical coast may be diminished by greater viscosity in nearshore waters made turbid by large quantities of sediment in suspension.

Ao longo da maioria das linhas de costa, as ondas representam a fonte dominante de energia na costa próxima. As distribuições globais da altura das ondas e amplitude das marés são frequentemente utilizadas para se inferir uma costa com predominância das ondas ou marés nos processos e morfologia costeiras. As ondas que chegam na costa atuam em mudanças morfológicas (MASSELINK e HUGHES, 2003)

Em uma costa com pequena variação longitudinal, as características de ondas de entrada (*input*), força de resistência da falésia e o recuo paralelo da linha de costa ocorrerão por um longo período de tempo. Em falésias costeiras o recuo da linha de costa se progride por uma série de intermitentes e descontínuos movimentos de massa, geralmente concentrados durante fases de forte ataque das ondas ou chuva forte (SUNAMAURA, 1992).

Há dois tipos de ondas com alturas diferenciadas que atingem as falésias e provocam efeitos diversos: ondas de tempestade e ondas modais. Foi verificado por Rio e Gracia (2009, p.86) que,

[...] a exposição é feita em termos de ângulo entre a linha de costa e as frentes predominantes das ondas de tempestades, considerando-se que as ondas de tempestade paralelas a costa, atinge de forma que esta envolve níveis de risco mais altos do que as frentes de onda normais (Komar, 1988). O papel dos processos de refração é induzido pela morfologia da costa próxima”.¹⁷

Segundo Souza *et al.* (2005, p.133),

[...] as ondulações que chegam à costa sofrem o efeito de refração no fundo marinho, em função da diminuição de profundidade, e difração ao redor de obstáculos (ilhas e promontórios etc.). Esses fenômenos geram perturbações na direção de propagação das ondas (ortogonais) de tal modo que quando as ortogonais convergem para um determinado local, há concentração de energia, predominando erosão, e quando as ortogonais divergem, há dispersão de energia, predominando a deposição.

¹⁷ *The exposure is expressed in terms of the angle between the coastline and prevailing storm wave fronts, considering that shore-parallel storm waves hitting the coast involve higher hazard levels than shore-normal wave fronts (Komar, 1988). The role of refraction processes induced by nearshore morphology.*

Os tipos de ondas na arrebentação indicam o modo de dispersão da energia da onda. Nas ondas deslizantes, por exemplo, “[...] a turbulência começa na crista e envolve a frente da onda e segue por distâncias de até vários comprimentos de onda, indicando que a influência da quebra das ondas é um processo gradual e extenso” (Passos, 2004, p. 27).

Conforme as ondas se movem em águas rasas elas sofrem modificações de diferentes maneiras.

As águas rasas também diminuem seu comprimento e período, e conforme elas se aproximam da costa aumenta sua altura e se tornam inclinadas e a crista se torna mais estreita e mais nítida e as depressões intervenientes mais largas e planas. [...] O padrão de quebra das ondas varia com a altura da onda e o gradiente da costa próxima [...] Existem complicações onde a topografia da costa próxima é acidentada, com recifes que perturbam a ação da onda, ou onde barras têm se formado pela ação das ondas na costa próxima (BIRD, 2008, p.20).¹⁸

A forma como as ondas modificam e esculpem a costa depende de sua incidência e dimensão quando elas quebram, e são resultantes de diferentes padrões de fluxo de água. A quebra das ondas é influenciada por diversos fatores. São estes: a) ventos locais, especialmente ventos que sopram da costa distante (*offshore*), os quais tornam íngreme a frente da onda; b) mudanças na profundidade das águas próximas a costa (*nearshore*) acompanhando a subida e descida das marés ou outras curtas alterações no nível do mar; c) correntes, incluindo aquelas resultantes do movimento da onda; d) o gradiente e topografia do fundo do mar; e) a configuração da linha de costa.

As ondas que atingem a costa e quebram paralelas à linha de costa movem a água e os sedimentos para dentro e fora da costa (deriva *onshore/offshore*) enquanto aquelas que atingem a costa e quebram em ângulo com a linha de costa movem a água e sedimentos ao longo da costa (deriva *longshore*). Ondas que

¹⁸ *The shallowing water also diminishes their length and period, and as they approach the shore their height increases and they steepen, the crests becoming narrower and sharper, and the troughs wider and flatter. [...] The pattern of breaking waves varies with wave height and nearshore gradient [...] There are complications where the nearshore topography is rugged, with reefs that disrupt wave action, or where bars have been formed by wave action in the nearshore zone.*

quebram contra costas com rochas resistentes e paredões sólidos são refletidas, e tendem a mover os sedimentos em direção ao mar. A energia da onda que quebra depende da altura, da quebra e da densidade da água, juntamente com a aceleração gravitacional. Embora alguns tipos de quebra de ondas possam ser identificados, um ponto importante a se considerar é se elas são construtivas (levando os sedimentos para a praia) ou destrutivas (provocando a erosão da praia). Isto depende se a lavagem e a retrolavagem geradas pela quebra da onda (se paralela ou em ângulo com a costa) atingem, em rede, movendo os sedimentos em direção a costa ou em direção ao mar (BIRD, 2008).

As variações de temperatura da água tem pouco efeito na ação das ondas nos trópicos e zonas temperadas. Bird (2008, p.25) considera que “[...] a direção, altura e periodicidade das ondas que chegam às costas têm uma forte influência na linha de costa em plano e perfil, particularmente em costas escarpadas (falésias) cortadas em formações frágeis ou feições formadas por deposição”¹⁹.

Figura 7 - Comparação da altura e direção das ondas em janeiro e julho de 2012 (Oceano Atlântico e costa brasileira). Fonte: www.cptec.inpe.br

¹⁹ The direction, height and periodicity of waves approaching the shore have a strong influence on coastal outlines in plan and profile, particularly on cliffed coasts cut in soft formation or features formed by deposition.

Figura 8 – Ventos e ondas no litoral brasileiro: A e A' - Ventos; B e B' - Altura e direção das ondas em 18/10/2012. Fonte: www.cptec.inpe.br

Comparando-se os ventos e direções das ondas (figura 8) observa-se coincidência na direção de ambos, o que confirma que as ondas seguem a orientação dos ventos predominantes.

As costas expostas às ondulações do oceano (*swell*) e tempestades no mar que geram ondas grandes são conhecidas como costas com alta energia de ondas. Este tipo de costa com ondas de alta energia apresentam, tipicamente, falésias íngremes e escarpadas.

Em relação às ondulações no oceano (*swells*), Souza *et al.* (2005, p.133), destacam que,

[...] as ondas geradas nos locais de tempestade originam um trem regular de ondas conhecidas como *swells*. As ondulações viajam pelos oceanos perdendo pouca energia. Portanto, as ondulações que atingem a linha de costa, denominadas ondas incidentes ou gravitacionais, podem ter sido geradas em áreas de tempestade a milhares de quilômetros de distância.

As ondulações do oceano (*swells*) são constituídas tipicamente de ondas longas e baixas (denominadas como marulho, por MUEHE, 2003). Conforme se movem em direção à costa, as cristas das ondas ganham em altura e inclinação, e conforme elas encontram as águas mais rasas elas quebram.

Bird (2008, p.17) observa que,

[...] a ondulação do oceano é geralmente suficientemente forte para produzir ondas que modelam a linha de costa, e ondas geradas em águas costeiras por ventos próximos a costa excedendo 20 km/h (4 ou mais na escala de Beaufort) também quebram na costa com energia suficiente para erodir as formações rochosas costeiras e transportar sedimentos ao longo da costa. A variação geográfica nas condições das ondas costeiras está relacionada a abertura do mar e configuração da costa. Linhas de costa protegidas por promontórios, recifes ou ilhas oceânicas recebem as ondulações de forma modificada e mais fraca, do que as ondas predominantes geradas por ventos locais.²⁰

²⁰ *Ocean swell is usually strong enough to produce waves that shape the coastline, and waves generated in coastal waters by onshore winds exceeding about 20 km/h (Beaufort scale 4 and over) also break on the shore with sufficient energy to erode coastal rock formations and transport sediment alongshore. Geographical variation in nearshore wave conditions is related to fetch and coastal configuration. Coastline protected by promontories, reefs or offshore islands receive swell (if at all) in a much modified and weakened form, so that locally wind-generated waves predominate.*

Algumas ondas secundárias podem ser geradas nas proximidades da linha de costa devido à ação de ventos fortes ou produzidas a partir de alterações na energia das ondas gravitacionais na costa (SOUZA *et al.*, 2005).

Já as tempestades que ocorrem no oceano (a diferentes distâncias da costa) geram ventos fortes que geram padrões irregulares de ondas, variando em altura, comprimento e direção, as quais se irradiam a partir da área geradora, assim que as ondas se movem através do oceano elas se tornam ondulações (*swells*) de altura e comprimento mais regulares, as quais eventualmente quebram em costas distantes.

Conforme uma ondulação SW (sudoeste) se move através do oceano ela espalha-se para produzir uma ondulação mais fraca com direção S e SE. [...] as ondulações SE alcançam as costas da América do Sul (da Argentina ao Recife no Brasil) [...] A ondulação SE é frequentemente aumentada pelos efeitos das monções de SE e pelos ventos alísios nas águas costeiras. [...] No Atlântico Norte ocorre uma modificação similar da ondulação NW que produz uma ondulação NE a partir do sul do Cabo Hatteras em direção ao leste das ilhas do Caribe e a costa NE do Brasil. Novamente, as ondas geradas por tempestades que se espalham através destes oceanos podem ser aumentadas pelas ondas produzidas pelos ventos de NE no momento que estas atingem estas costas (BIRD, 2008, p.15).²¹

O regime de ventos que gera tempestades em oceanos age de forma diferenciada em função da circulação atmosférica nas diferentes latitudes, pois nas águas costeiras das regiões equatoriais (tais como no NE brasileiro e na Indonésia) são relativamente calmas, exceto quando estas recebem ondulações (*swells*) de origem distante, como no Golfo da Guiné, sul da Indonésia e costas do Pacífico da América Central. Ondulações oceânicas dominam as costas abertas fora de zonas de tempestades, embora ocasionalmente possam ser fortes em ação de ondas geradas localmente (BIRD, 2008).

²¹ *As a SW swell moves across the oceans it fans out to produce a weaker S and SE swell. [...] SE swell arrives on the coast of South America (Argentina to Recife in Brazil) [...] SE swell is often augmented by the effects of the SE monsoon and trade winds in coastal waters. [...] In the north Atlantic there is a similar modification of the NW swell to produce a NE swell from Cape Hatteras south to the eastern islands of the Caribbean and the NE coast of Brazil. Again, the storm-generated waves radiating across these oceans maybe augmented by waves produced by NE winds by the time they reach these coasts.*

Em consequência da circulação atmosférica e da configuração (traçado) da costa brasileira, pode-se descrever o clima de ondas que atingem o litoral por setores, agrupando trechos onde os sistemas de ondas incidentes apresentam características comuns. A compartimentação proposta se dá da seguinte forma:

Na costa sul e sudeste brasileira, entre Chuí (RS) e Cabo Frio (RJ), as ondas que atingem a costa são forçadas pelos ventos alísios em boa parte do ano (ondas de NE). Porém, para este setor do litoral as ondas incidentes com maior capacidade de transporte sedimentar costeiro são as associadas aos sistemas frontais. [...] No setor litorâneo compreendido entre Cabo Frio (RJ) e o estado de Pernambuco, as ondas mais efetivas no transporte sedimentar são predominantemente geradas pelos ventos alísios, dos quadrantes nordeste e leste. [...] Eventualmente nos meses de junho a setembro, as ondas originadas por frentes mais ao sul atingem esta parte do litoral [...] No trecho entre o estado de Pernambuco e o cabo do Calcanhar (RN) incidem somente ondas provenientes dos ventos alísios, sem atuação de ondas oriundas da ação de frentes [...] O trecho entre Cabo Calcanhar (RN) e Oiapoque (AP), apresenta a ação dos ventos associados à ZCIT, ou seja, de alísios de rumo SE, que geram ondas de leste e sudeste, com período curto. Nesta região, todo movimento, seja ele na troposfera, no oceano ou nos sedimentos é direcionado de leste para oeste (TESSLER e GOYA, 2005, p.15).

3.2.4 – Abrasão marinha

Parte do efeito abrasivo das ondas na superfície das rochas ocorre devido a correntes induzidas pelas ondas.

A abrasão é a ação de lavagem por correntes induzidas pelas ondas e inclui o polimento (varredura), rolamento, ou arrasto de rochas e areia em superfícies de rochas suavemente inclinadas, e o arremesso de material grosso contra superfícies íngremes. O efeito de lavagem da água é bastante acentuado se areia/ou cascalho estiverem em transporte. [...] A abrasão é mais eficiente se somente uma fina camada de sedimento estiver presente (< 0.1 m) porque uma camada mais espessa protege a superfície da rocha subjacente da abrasão (MASSELINK e HUGHES, 2003, p.257).²²

²² *Abrasion is the scouring action of wave-induced currents and includes the sweeping, rolling, or dragging of rocks and sand across gently-sloping rock surfaces, and the throwing of coarse material against steep surfaces. The scouring effect of water is greatly enhanced if sand and/or gravel are in transport. [...] Abrasion is most efficient if only a thin layer of sediment is present (< 0.1 m) because a thick layer protects the underlying rock surface from abrasion.*

Além do efeito abrasivo proporcionado pelo ataque das ondas, ocorre também outro processo induzido pelo impacto destas, o qual é definido em função da variação de pressão, que enfraquece a rocha ampliando capilaridades e provocando rachaduras. Conforme Sunamura (1992) *apud* Masselink e Hughes (2003, p.257),

[...] estas variações de pressão consistem de uma dinâmica (impacto da água em movimento) e um componente hidrostático (devido ao peso da coluna de água). As ondas quebrando exercem a maior pressão (particularmente quebras mergulhantes), seguidas por ondas quebradas e ondas refletidas. Pedacos de rochas que têm sido desalojados devido a ação hidráulica podem subsequentemente ser removidos da matriz em um processo conhecido como “*quarrying*”.²³

Os mecanismos de ação e abrasão das ondas nas falésias serão detalhados adiante.

3.2.5 – Variação relativa do nível do mar

As costas ao redor de todo o globo apresentam feições que foram formadas quando o nível relativo do mar esteve mais alto ou mais baixo do que o atual, especialmente durante o Quaternário. Pode-se considerar que em alguns casos é difícil se determinar se a mudança no nível relativo do mar foi resultante de soerguimento e subsidência da crosta terrestre (movimentos tectônicos) ou de subida e descida do nível do mar (movimentos eustáticos), ou uma combinação dos dois.

A subida do nível relativo do mar (transgressão marinha) e a descida (regressão marinha) expõem ou encobrem porções do fundo marinho, bem como terras costeiras emergem e submergem. O nível relativo do mar tem subido e

²³ *These pressure variations consist of a dynamics (impact of the moving water) and a hydrostatic component (due to the weight of the water column). Breaking waves exert the greatest pressures (particularly plunging breakers), followed by broken waves and reflected waves (Sunamura, 1992). Pieces of rock that have been dislodged due to hydraulic action can subsequently be removed from the matrix in a process known as quarrying.*

descido ao longo do tempo geológico. A maioria das costas do globo tem apresentado feições formadas há 6.000 anos, que são visíveis nos dias atuais (SUGUIO, 2003).

A subida do nível do mar resulta em mudanças da geomorfologia costeira, se manifestando através da redistribuição das formas compreendendo sub-estrato sob a maré, planície de maré, salinas, bancos de cascalho, dunas, falésias e terras baixas costeiras. Sob condições naturais a morfologia da linha de costa, seja estuários, deltas ou mar aberto, reflete um equilíbrio sensível e dinâmico entre o material que forma a costa e fatores hidrodinâmicos das ondas e correntes de marés. As formas de relevo costeiro agem para atenuar a energia das ondas e das marés e respondem as mudanças das condições de energia em uma gama de escalas espaço-temporais (CROOKS, 2004).

Segundo Bloom e Emery (1971) *apud* Cunha e Andrade (1972, p.152), “[...] o nível do mar oscilou nestes últimos 30.000 anos, desde a sua posição próxima da atual até cerca de 130m abaixo, na faixa dos 15.000 anos passados, deixando em exposição grande parte da plataforma continental”.

Além das pequenas variações, de curta duração, no nível do mar, os movimentos de subida ou descida podem ser resultantes de causas diversas, tais como os movimentos eustáticos do nível do mar; mudanças na temperatura, salinidade e pressão atmosférica; sedimentação (o nível do mar aumenta por causa de uma gradual redução na capacidade da bacia oceânica em função do acúmulo de sedimentos carregados da terra para o mar, quer seja pela ação dos rios, derretimento de geleiras, movimentos de massa, ação dos ventos ou erosão costeira (movimento determinado de sedimento-eustático); movimentos tectônicos que envolvem: 1) mudanças nas bacias oceânicas (movimentos epirogênicos tem alterado a forma e capacidade das bacias); 2) movimentos epirogênicos das terras emersas (alteração no nível de base); 3) movimentos orogênicos (provocam deformações na crosta associados a construção de montanhas, notavelmente nas zonas de convergência de placas); 4) movimentos isostáticos (ajustamento na crosta terrestre por sobrepeso ou alívio de peso da superfície) 5) movimentos vulcânicos; 6) movimentos glacio-eustáticos (maiores oscilações do nível do mar acompanhadas

pelo aumento e abatimento da cobertura de gelo de partes da Terra em resposta a alterações climáticas de resfriamento e aquecimento durante o Quaternário) que provocam transgressões e regressões marinhas; 7) impactos humanos no nível do mar; 8) mudanças geoidais, que são alterações na superfície dos oceanos resultantes de mudanças no geóide, o que pode ocorrer em função de forças gravitacionais, hidrológicas e meteorológicas (BIRD, 2008).

De acordo com Tessler e Goya (2005, p.19) “[...] a regra de BRUNN (1962) propõe que a elevação ou diminuição do nível relativo do mar modifica o equilíbrio de uma zona litorânea. De acordo com esta regra, se ocorrer uma elevação do nível, da escala de tempo secular à geológica, toda a linha de costa estará submetida à ação de processos erosivos até que um novo perfil de equilíbrio seja atingido”. Desta forma “[...] As variações do nível relativo do mar podem ser desencadeadas basicamente por três processos: aqueles associados aos ciclos de glaciação e deglaciação (glacio eustasia), aos eventos de tectônica global (tectono-eustasia), e aqueles relacionados às variações da configuração da forma do geóide (geoido-eustasia)”.

Como consequência deste processo, ocorreram muitas transgressões e regressões marinhas na escala do tempo geológico, provavelmente relacionadas a mudanças no tamanho e forma das bacias oceânicas, particularmente durante a separação do antigo supercontinente Pangea em vários continentes, um processo que teve início no começo da Era Mesozóica. O Quaternário foi um dos períodos nos quais ocorreram grandes mudanças climáticas globais e flutuações no nível do mar, e a linha de costa de período pode ser encontrada acima e abaixo do nível do mar atual (BIRD, 2008).

Durante as fases mais frias do Quaternário, quando geleiras e lençóis de gelo se tornaram extensas, o nível global do mar era muito mais baixo do que agora, e quando o clima da Idade do Gelo cedeu lugar a condições mais amenas e houve uma elevação planetária do nível do mar. As feições costeiras têm sido largamente esculpidas dentro dos 6.000 anos passados, quando o nível do mar se estabilizou ou se aproximou do qual está agora, com um clima global muito próximo do que temos atualmente. Algumas zonas costeiras guardam relictos de feições herdadas de

ambientes antigos quando o nível do mar esteve mais alto ou mais baixo, ou quando o clima foi mais quente ou mais frio, mais úmido ou mais seco, ou mais tempestuoso ou mais calmo do que é agora.

Conforme Bird (2008, p.9),

[...] enquanto algumas linhas de costa têm mudado pouco ao longo dos últimos 6.000 anos, a maioria tem avançado ou recuado, e algumas tem demonstrado alternância entre avanço e recuo. Uma linha de costa avança onde a deposição de sedimento excede a taxa de erosão, ou onde há emergência devido a subida da crosta ou descida do nível do mar, e recua como resultado de erosão excedendo deposição, ou onde há submersão devido a subsidência ou subida do nível do mar. [...] As mudanças na linha de costa podem ser medidas sobre diferentes escalas de tempo [...] Algumas mudanças são cíclicas em determinados períodos de tempo; outras continuam conforme erosão ou deposição se processam. A medição das mudanças da linha de costa pode ser feita pela comparação de mapas e cartas históricos com a configuração mostrada em mapas modernos, fotografias aéreas e imagens de satélite.²⁴

Ao redor do mundo, nas linhas de costa, o nível do mar tem estado relativamente estável durante os últimos 6.000 anos, exceto devido a pequenas oscilações. Este tem sido um período do Holoceno ainda atuante, onde a relação entre terra e mar tem sido mais ou menos estável. Existem, entretanto, setores onde a costa continua subindo ou descendo, neste período moderno, o que pode ser definido, aproximadamente, como de um século passado (WOODROFFE, 2002).

O que teria ocorrido em relação ao nível relativo do mar pode ser verificado através de estudos, nos quais os resultados são apresentados em forma de gráficos indicativos do nível do mar. Estes gráficos indicam que há cerca de 80.000 anos

²⁴ *While some coastlines have changed little over the past 6000 years, most have advanced or retreated, and some have shown alternations of advance and retreat. A coastline advances where the deposition of sediment exceeds the rate of erosion, or where is emergence due to uplift of the land or a fall in sea level, and retreats as the result of erosion exceeding deposition, or where there is submergence due to land subsidence or a sea level rise. [...] Coastline changes can be measured over various timescale [...] Some changes are cyclic over varying periods; others continue as erosion or deposition proceeds. Measurement of coastline changes can be made by comparing historical maps and charts, providing these were based on accurate surveys, with the configuration shown on modern maps, air photographs or satellite imagery.*

atrás o nível do mar, na maioria das linhas de costa do mundo, estava levemente mais alta do que agora. Então começou a descer, e se manteve baixo durante a Última Glaciação, entre 80.000 e 6.000 anos atrás (conhecida como Devensian na Grã-Bretanha, Würm na Europa e Wisconsinan na América do Norte). A extensão do rebaixamento do nível do mar durante a Última Glaciação tem sido estimada a partir do volume de água subtraída para formar as últimas geleiras e lençóis de gelo do Pleistoceno, o qual indica que o nível do mar caiu mais do que 100m abaixo do nível presente. Como resultado do rebaixamento do nível do mar durante a Última Glaciação as plataformas continentais emergiram como extensas costas planas, e linhas de costa avançaram em direção as suas bordas externas. Cerca de 18.000 anos atrás o clima da Terra ainda era muito frio, geleiras e lençóis de gelo estavam próximos de sua extensão máxima e o mar ficou cerca de 140m abaixo do nível presente. Então, o clima da Terra se tornou mais quente, e a cobertura de gelo começou a derreter e a água retornou para os oceanos, produzindo a transgressão marinha do Holoceno. As paisagens da Última Glaciação, das plataformas continentais, foram submergidas conforme o mar subia para seu nível presente cerca de 6.000 anos atrás. Existem certas discrepâncias entre gráficos indicativos do nível do mar no Holoceno para diferentes partes das costas ao redor do planeta, algumas das quais resultam a partir de efeitos complexos de soerguimentos e depressões em regiões costeiras, e algumas variações regionais na escala e sequência das mudanças do nível do mar (SUGUIO, 2003; BLIJ, 2005; BIRD, 2008).

Muito dos registros destas mudanças do nível do mar desapareceram, restando apenas, em algumas partes do mundo, algumas evidências. As falésias ativas são hoje um testemunho de mudança no nível do mar ao longo do tempo, uma vez que a deposição de sedimentos, no caso da Formação Barreiras, se deu em condições de nível do mar mais baixo do que o atual e a subida desse nível têm provocado seu entalhamento e recuo (SUGUIO, 2003).

As falésias que se localizam mais afastadas da atual linha de costa são indícios de uma mudança da linha de costa em função de alterações no nível do mar pretérito, e as falésias vivas indicam que as mudanças na linha de costa se processam continua e atualmente. Conforme Bigarella e Andrade (1964) *apud* Martin

(1984, p.85), “[...] evidências do nível marinho alto mais antigo foram identificadas somente no litoral dos Estados da Bahia e Sergipe. Os únicos testemunhos deste evento, conhecidos até hoje, são uma linha de falésias entalhadas em sedimentos da Formação Barreiras”.

Há cerca de 120.000 anos A.P., correspondente ao máximo da penúltima transgressão (transgressão Cananéia de Suguio e Martin, 1978), o nível relativo do mar deveria situar-se a 8 ± 2 m acima do atual. Nesta fase, a planície costeira ainda não existia e todos os vales entalhados nos sedimentos da Formação Barreiras ou nas rochas do Embasamento Cristalino pré-Cambriano foram invadidos pelo mar [...] A ingressão máxima do mar, nesta fase, é demarcada por uma linha de falésias entalhadas nos sedimentos da Formação Barreiras (MARTIN, 1984, p.89).

Algumas partes da costa se encontram em emersão e outras em submersão. Uma das características das costas em emersão é o processo erosivo instalado, ocasionando a esculturação e o recuo de falésias, com perda de sedimentos para o fundo oceânico (BIRD, 2008).

No litoral amazônico ou equatorial (conforme compartimentação do litoral brasileiro de acordo com Silveira, 1964), os sedimentos terciários da Formação Barreiras estão presentes no interior e “[...] atingem a zona litorânea onde formam falésias, algumas ativas e outras inativas. Muitas dessas falésias mortas podem representar antigas linhas de costa” (SUGUIO, 2003, p.9).

Suguio (2003) pesquisou antigos níveis do mar, acima do atual, registrados na costa brasileira e apontou a dificuldade em se encontrar evidências de registros de níveis do mar anteriores a 123.000 anos AP. No estado da Bahia (litoral do Nordeste brasileiro) verifica-se “[...] a existência de uma antiga linha de falésias como um registro de tal evento. Nos estados da Bahia e Sergipe ainda não foram encontrados afloramentos de sedimentos que possam ser atribuídos a este episódio transgressivo. As únicas evidências conhecidas são as falésias inativas (mortas), provavelmente de origem marinha, esculpidas em sedimentos da Formação Barreiras, de provável idade terciária” (SUGUIO, 2003, p.20).

Bittencourt *et al.* (1979) denominou este nível do mar mais alto anterior a 123.000 anos AP de Transgressão Antiga. Esta transgressão foi seguida por um

novo evento transgressivo mundialmente conhecido, quando o nível relativo do mar em grande parte da costa brasileira (nordeste, oriental, sudeste e sul) esteve 8 ± 2 m acima do atual. Este evento é conhecido, conforme os autores, como Penúltima Transgressão nas costas da Bahia, Sergipe, Alagoas e Pernambuco. A última fase transgressiva (com registros de níveis do mar mais alto que o atual do Holoceno) é conhecida como Transgressão Santista e iniciou-se há cerca de 17.500 anos A.P.

Á partir de estudos realizados e com base em dados obtidos dos terraços holocênicos e de outros indicadores, evidenciando paleoníveis do mar diferentes do atual, Suguio (2003) esboçou curvas parciais ou completas das flutuações dos níveis relativos do mar nos últimos 7.000 anos, em vários trechos do litoral brasileiro. Seu estudo se deu em trechos de comportamentos geológicos uniformes, principalmente em termos morfoestruturais. A partir deste estudo foi possível, para o autor, constatar que,

[...] em todos os setores estudados, os níveis relativos do mar estiveram situados acima do atual, com as seguintes peculiaridades: a) o nível médio atual do mar foi ultrapassado, pela primeira vez, entre 7.000 e 6.500 anos AP; b) há cerca de 5.100 anos AP o nível do mar subiu entre 3 a 5 m acima do atual; c) há cerca de 3.900 anos AP o nível relativo do mar deve ter estado 1,5 a 2 m abaixo do atual (Massad et al., 1996); d) há aproximadamente 3.000 anos AP o nível do mar ascendeu entre 2 a 3,5 m acima do atual; e) há 2.800 anos AP ocorreu novamente uma pequena descensão, atingindo provavelmente um nível inferior ao atual; f) há cerca de 2.500 anos AP foi atingido um nível 1,5 a 2,5 m acima do atual e, desde então, tem ocorrido uma tendência ao rebaixamento contínuo (SUGUIO, 2003, p. 22).

Exceto para regiões que são tectonicamente instáveis ou sujeitas a forte influência de isostasia glacial, a transgressão do Holoceno trouxe o mar para o seu nível geral presente há cerca de 6.000 anos atrás. Desde então, uma condição quase estável do nível do mar tem sido estabelecida, embora menores flutuações relativas no nível do mar tenham ocorrido. Processos marinhos têm ocorrido nas rochas costeiras sobre o nível do mar presente para criar as características da morfologia da zona costeira. Estas podem ser categorizadas dentro de três tipos principais, de acordo com Sunamura (1992):

[...] dois tipos de plataformas e um de falésia abrupta. Existem muitas variações refletindo (1) fatores litológicos, isto é, tipo de rocha e

estruturas geológicas (descontinuidades) tais como planos de acamamento, juntas, e falhas, (2) propriedade das rochas e intemperismo, (3) marés, (4) grau de exposição ao ataque das ondas, e (5) a herança de mudanças relativas menores na terra e no mar”²⁵ (SUNAMURA, 1992, p.139)

O efeito da tendência relativa do nível do mar é, conforme afirmam Rio e Gracia (2009), menos importante do que a ação das ondas na determinação dos riscos de erosão da falésia e deve ser considerada quando se avaliar as perdas potenciais da falésia.

As modificações naturais do clima de ondas ou da altura do nível do mar, constituem processos que interferem na estabilidade da linha de costa e a falta de sedimentos, em função do esgotamento da fonte natural (plataforma continental interna, seja por retenção de sedimentos nos rios, por perda de sedimentos na formação de dunas e por retenção de sedimentos por obras de engenharia), ocasionam as modificações da linha de costa ao longo do tempo. “Relativamente ao nível do mar, tem sido considerada uma elevação de pouco mais de 100m num período de 11.000 anos. Esta elevação resultou na migração da linha de costa a uma taxa de 7 a 14 m/ano” (MUEHE, 2006, p.1).

No caso do litoral brasileiro, a baixa declividade de grande parte da plataforma continental interna sinaliza uma ampla resposta erosiva, no caso de uma elevação do nível do mar. “Grande parte do relevo costeiro, como as falésias e os recifes, reduzem este impacto, embora, até este momento, não existem evidências conclusivas quanto ao comportamento do nível do mar” (MUEHE, 2006, p.2).

A evolução da região costeira esteve associada às interações entre litosfera e as mudanças globais no clima e no nível relativo do mar. Na costa leste do Brasil podem ser reconhecidos três episódios transgressivos durante o Quaternário,

²⁵ *They can be categorized into three major kinds: two types of platforms and a plunging cliff. There are many variations reflecting (1) lithological factors, i.e. rocky types and geological structures (discontinuities) such as bedding planes, joints, and faults, (2) weathering properties of rocks, (3) tides, (4) degree of exposure to wave assault, and (5) the inheritance of minor relative changes in land and sea levels.*

denominados do mais antigo para o mais recente de Transgressão Mais Antiga, Penúltima Transgressão e Última Transgressão (Martin *et al.*, 1980; Suguio *et al.* 1985; Martin *et al.* 1988).

Conforme Dominguez *et al.* (2006, p.228),

[...] a Transgressão Mais Antiga não tem ainda sua idade determinada. Sabe-se apenas que ocorreu após a deposição da Formação Barreiras. Os únicos testemunhos desse episódio são representados por linhas de falésias mortas esculpidas nos sedimentos detríticos da Formação Barreiras. [...] A Penúltima Transgressão alcançou um máximo por volta de 123.000 anos A.P. [...] Por volta de 17.000 anos B.P., o nível do mar situava-se aproximadamente a 110m abaixo do nível atual, portanto próximo à borda da plataforma continental. A partir daí começou a se caracterizar a Última Transgressão, holocênica, tendo o nível do mar se elevado progressivamente até culminar em um nível relativo de cerca de 5m acima do nível atual, por volta de 5.000-5.200 anos B.P.

Estudos realizados com dados de regiões próximas a Salvador, Bahia, por Dominguez *et al.* (2006, p.236) identificaram que “[...] as curvas de variação do nível relativo do mar mostram que após o máximo de 5.100 anos A.P. o nível do mar não desceu de maneira regular, sendo que esta descida foi interrompida por duas importantes oscilações de alta frequência (entre 4.200 – 3.600 e 2.900 – 2.400 anos A.P.)”.

Na Costa do Descobrimento²⁶ (da foz do rio Cahy até a baía de Cabrália), os testemunhos desta história de variações do nível relativo do mar (transgressões marinhas do Quaternário) são esparsos, “[...] devido ao fato desta região apresentar um balanço negativo de sedimentos ao longo da linha de costa, ou seja, os processos oceânicos e costeiros retiram mais sedimentos da linha de costa do que os aportes trazidos pelos rios ou aqueles oriundos de outras fontes”. Em função do balanço negativo de sedimentos, há uma tendência para erosão a longo prazo, o que faz com que “[...] em alguns trechos, ainda hoje, a Formação Barreiras alcance

²⁶ A Costa do Descobrimento (112 mil hectares) estende-se por doze municípios do estado da Bahia e quatro do Espírito Santo. Em 01/12/1999 recebeu o título, concedido pela UNESCO, de Patrimônio Natural Mundial para a Reserva de Mata Atlântica da Costa do Descobrimento. Fonte: <http://portal.iphan.gov.br>.

a linha de costa formando falésias vivas” (DOMINGUEZ *et al.*, 2006, p.237).

Para Martin *et al.*, (1980), Suguio *et al.* (1980) e Martin *et al.* (1982) *apud* Silva *et al.* (2001, p.335) na Costa do Descobrimento, Estado da Bahia, “[...] os dois últimos grandes episódios transgressivos quaternários deixaram testemunhos nítidos em alguns trechos desta costa, como as falésias mortas, por exemplo”.

É possível se relacionar, no Brasil, os períodos de transgressão e regressão marinhas com as fases interglacial e glacial continental, ou seja, “[...] fase de longa duração com o recuo do gelo e fase mais curta com o avanço do gelo sobre o continente e as respectivas fases de oscilações climáticas do Brasil, consequentes dos movimentos do gelo” (Bigarella, 1965 *apud* CUNHA E ANDRADE, 1972, p.154).

No litoral sul do Estado do Rio de Janeiro (Região dos Lagos), a migração dos cordões litorâneos em direção ao continente, até sua posição atual, está em consonância com a elevação do nível do mar, estando o cordão mais interiorizado associado à última transgressão pleistocênica (MARTIN E SUGUIO, 1989; MUEHE, 1994), e o cordão frontal à transgressão pós-glacial.

De acordo com Muehe (2006, p.76), ocorreu uma regressão marinha “[...] na foz do rio Amazonas de cerca de 300 km, em Natal (RN) de 20 km, em Ilhéus (BA) de 8 km, no norte do Espírito Santo de até 200 km, no Rio de Janeiro entre 75 a 112 km e no Paraná até 160 km”. Com o final da última era glacial o derretimento das geleiras liberou água e fez nível do mar subir e transgredir sobre os continentes. “Tanto a formação/expansão como o derretimento das geleiras causam movimentos isostático dos blocos continentais que podem sofrer deslocamentos verticais positivos ou negativos, causando oscilação relativa no nível do mar” (MUEHE, 2006, p.76).

3.2.6 – Ventos e clima

Além dos efeitos das ondas, marés, correntes (que ao menos parcialmente são geradas pela ação do vento), as formações costeiras podem ser esculpidas ou

modificadas pelos ventos. Em princípio, o vento interfere na formação das ondas, mas também atua como agente erosivo, pois os ventos fortes carregam sedimentos de granulação fina (areia, silte e argila) das praias e planícies de maré, reduzindo sua superfície, e causando movimento de partículas de rochas em direção a costa próxima, ao longo da costa ou em direção ao oceano (BIRD, 2008).

O vento carregando partículas (de diferentes tamanhos e dureza) e soprando em direção a uma formação rochosa costeira pode, com o passar do tempo, contribuir para sua transformação, pois as partículas carregadas são lançadas em direção a rocha fustigando-a e provocando erosão na parte atingida. Os ventos atuantes na costa brasileira e a intensidade dos ventos e sua direção dependem da estação do ano, considerando a influência das massas de ar que atuam nas diferentes regiões do país.

As massas de ar que atuam no Brasil se comportam de forma distinta no inverno e verão (figura 9).

Figura 9 - Massas de ar que atuam no Brasil (verão/inverno). Fonte: www.not1.xpg.com.br

A costa brasileira é atingida, do sul até o litoral do nordeste, pela Massa Polar Atlântica no inverno, sendo que a mesma não atua em toda esta área no verão. Os ventos alísios de sudeste (Massa Tropical Atlântica) atuam com maior intensidade no inverno, chegando até o litoral do Rio Grande do Norte, passando pelo estado da Bahia. No inverno, esses ventos atingem somente (em termos de Nordeste) o litoral do estado da Bahia. Já os ventos alísios de nordeste atingem parte oriental do litoral nordestino no período do verão e no inverno atuam na parte norte deste litoral, atuando entre outros, sobre o estado do Maranhão.

Figura 10 - Comparação da altura e direção das ondas em janeiro e julho de 2012 (Oceano Atlântico e costa brasileira). Fonte: www.cptec.inpe.br

Em função da atuação diferenciada das massas de ar, nas estações de inverno e verão, tem-se que a direção e altura das ondas mudam significativamente.

Conforme se observa na figura 10, ocorre um aumento da altura das ondas na costa nordeste brasileira (em direção ao litoral Norte) e uma redução desta altura no litoral do Rio Grande do Norte, no inverno. Percebe-se que a direção das ondas predominantes em janeiro difere das observadas para o mês de julho, ao longo da costa nordestina.

Figura 11 – Ventos predominantes no Brasil. Fonte: <http://www.cresesb.cepel.br>

De acordo com a figura 11, as direções e intensidades dos ventos que atingem o litoral nordestino são variadas. Os ventos predominantes na costa do estado da Bahia apresentam menor intensidade do que os do litoral do Rio Grande do Norte e Maranhão. As direções de ventos predominantes na costa sul da Bahia são de NE, para o Rio Grande do Norte são de SE e E, e para o Ceará são de E.

Figura 12 – Ventos predominantes no Brasil em diferentes épocas do ano. Fonte: <http://www.cresesb.cepel.br>

Ao longo do ano (figura 12), as intensidades e direções dos ventos que atuam na região Nordeste mudam em função da atuação diferenciada das massas de ar que atingem a costa brasileira (conforme explicitado anteriormente).

Figura 13 – Velocidade média anual dos ventos no Nordeste do Brasil. Fonte: <http://www.cresesb.cepel.br>

A velocidade dos ventos no Nordeste (figura 13) não é homogênea. Na maior parte da costa nordestina atuam ventos com intensidade moderada, mas no litoral do Rio Grande do Norte, Ceará, Piauí e parte do Maranhão, estes são de maior intensidade. Ventos de maior intensidade podem gerar ondas com altura maior, o que significa que as mesmas podem apresentar maior poder de ataque (e erosivo).

Conforme El-Robrini *et al.* (2006, p.106) “[...] o vento no litoral norte brasileiro segue, essencialmente, a circulação de grande escala, com predominância de fluxo zonal de leste e atingindo uma velocidade média em torno de 5 m/s”.

A velocidade do vento aumenta com a proximidade do litoral, devido ao efeito de brisa acentuado. Com a chegada da primavera e o início do verão, a velocidade do vento aumenta satisfatoriamente, em função da influência dos ventos alísios, que passam a soprar mais sobre a região tropical. Esses ventos são caracterizados como um presságio ao aumento das precipitações e ficam bem definidos pelo perfil do vento próximo a superfície (EL-ROBRINI *et al.*, 2006, p. 106).

Figura 14 – Padrões de circulação dos ventos na costa central brasileira - sentidos de incidência das frentes de ondas, com transporte litorâneo de areia do sul para o norte. Fonte: SUGUIO, 2003, p.26.

Para a costa central brasileira, Suguio (2003, p.26) observa, com base nas informações disponíveis, que “[...] é possível se identificar dois regimes de ondulações, correspondentes aos sistemas de ventos encontrados na área: o primeiro proveniente de ENE e o outro de SSE”.

Os de ENE são relacionados aos ventos alísios constantes, que atuam durante o ano inteiro, principalmente de outubro a março, enquanto que os de SSE são ligados às “frentes frias”, que atingem periodicamente a costa central brasileira, principalmente de abril a setembro. Sobre o mar, as “frentes frias”, são acompanhadas por ondulações provenientes do setor sul, que apesar de sua baixa frequência, são muito mais poderosas que as originárias do setor norte e, conseqüentemente, o transporte longitudinal predominante processa-se do sul para o norte (SUGUIO, 2003, p.26).

Muehe (1998) observa que a principal variável indutora dos processos costeiros de curto e médio prazo é o clima de ondas, responsável pelo transporte nos sentidos longitudinal e transversal à linha de costa. É a energia das ondas, a intensidade e a recorrência das tempestades que comandam a dinâmica dos processos de erosão e acúmulo na interface entre continente e oceano. O clima de ondas é determinado pela ação dos ventos originados no Atlântico Sul. Estes por sua vez, na América do Sul, são controlados basicamente por três grandes sistemas atmosféricos: a Zona de Convergência Intertropical (ZCIT), responsável pela circulação do litoral mais ao norte do Brasil; o Anticiclone Tropical do Atlântico Sul (ATAS), centro de alta pressão responsável pela origem dos ventos alísios; e Anticiclones Polares Migratórios (APM), centros de alta pressão responsáveis pela passagem dos sistemas frontais.

Para Tessler e Goya (2005, p.15) a ZCIT

[...] é um dos mais importantes sistemas meteorológicos que atuam na proximidade do Equador terrestre. Esta é uma região de convergência dos ventos alísios de ambos hemisférios escoando no sentido oeste. [...] A ZCIT possui deslocamento norte-sul ao longo do ano, podendo oscilar entre 14°N e 5°S. O ATAS é um centro de alta pressão associados aos ventos alísios que sopram de NE e E, sendo constantes durante o ano todo, variando de intensidade entre as latitudes 10° e 40°S.

Em relação às áreas definidas para os trabalhos de campo, para este estudo, constata-se que o litoral oriental do Rio Grande do Norte apresenta uma área com 65 km de falésias o que indica um trecho bastante significativo de costa. Nesta parte da costa brasileira ocorre mudança de direção do litoral brasileiro que de N-S vira para E-W. Esta configuração indica mudança na direção das correntes marinhas e dos ventos que atingem esta parte do litoral (figura 15 e anexo B).

Figura 15 - Mapa: Natal e Tibau do Sul, RN - aspectos oceanográficos. Fonte: CPRN, 2012. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2013.

O Litoral Oriental do Rio Grande do Norte (praia de Sagi na divisa entre RN e PB, ao Cabo de Calcanhar – Touros) apresenta clima tropical quente, úmido e sub-úmido. Já o Litoral Setentrional (do Cabo Calcanhar – Touros até Tibau na divisa do RN com o Ceará) apresenta clima tropical quente e seco ou semi-árido (Nimer, 1998 *apud* VITAL, 2006)

No Litoral Oriental do Rio Grande do Norte,

[...] os ventos apresentam uma proveniência predominante do quadrante SE, com velocidade variando entre 3,8 e 5 m/s na estação de Natal e geram uma deriva litorânea que durante quase todo o ano transporta sedimentos no sentido S para N. [...] Tipicamente dominado por ondas ou de energia mista e correntes costeiras longitudinais. As ondas apresentam de 0,2 a 1,5 m de altura na zona de arrebentação e correntes costeiras em torno de 0,1 a 0,8 m/s quase sempre no sentido de sul para norte (Diniz e Dominguez, 1999; Chaves, 2000; Souza, 2004). Trechos de praias refletivas são em geral associados a praias limitadas por falésias (VITAL, 2006, p.158).

Para o Litoral Setentrional deste estado,

[...] os ventos apresentam uma proveniência predominante de E-NE, com velocidade média anual de 6,2 m/s entre os meses de agosto a abril (direção E) e maio e julho (direção NE); no período de agosto a dezembro os ventos são mais fortes chegando a atingir 9 m/s na estação de Macau; os ventos por sua vez geram uma deriva litorânea que durante todo o ano transporta sedimentos no sentido E para O, a uma velocidade máxima de 0,85 e 1,63 m/s (Costa Neto, 2001; Silveira, 2002; Tabosa, 2002; Tabosa *et al*, no prelo; Chaves e Vital, no prelo). A energia é mista dominada por ondas e marés; as ondas apresentam de 0,2 a 1,3 m de altura na zona de arrebentação e as marés até 3,3 m em períodos de sizígia (VITAL, 2006, p.159).

Conforme Vital (2006, p.156),

[...] a zona sedimentar costeira do Estado do Rio Grande do Norte perfaz uma extensão de 410 km de costa, constituída predominantemente por praias arenosas (72%) e falésias ativas da Formação Barreiras (26%), sendo em geral subdividida em dois setores distintos, em função da direção preferencial da linha de costa: o Litoral Oriental, de direção Norte-Sul, e o Litoral Setentrional, de direção Este-Oeste. [...] a principal assinatura morfológica do setor oriental é a sequência de baías em forma de zeta, que caracteriza um tipo muito particular de evolução, com erosão associada a padrões de refração e difração de ondas muito específicos, explicada como oriunda de processos de erosão diferencial das rochas da Formação Barreiras, em presença de uma direção persistente de aproximação de ondas.

Existe uma série de diferenças provocadas pela mudança de orientação do litoral do Rio Grande do Norte, o que justifica sua subdivisão. Estas diferenças são relativas a diferenças climáticas e tectônicas, que por sua vez influenciarão na direção dos ventos e padrão de circulação oceânica que, juntos, irão modelar o litoral norte-rio-grandense (VITAL *et al.*, 2005).

Em relação às características específicas de cada uma das duas subdivisões do litoral do Rio Grande do Norte (oriental e setentrional), Vital (2006, p.158), verificou que,

[...] o Litoral Oriental é limitado ao sul pela praia do Sagi, município de Baía Formosa (divisa do RN com PB) e ao norte pelo Cabo Calcanhar, município de Touros. Este setor apresenta-se com 166 km de extensão, e representa 41% do litoral do RN, assim distribuídos: 101 km (61%) de praias arenosas planas e estreitas, e 65 km (39%) de falésias vivas, quando os tabuleiros costeiros da Formação Barreiras chegam até o mar. [...] O Litoral Setentrional é limitado a leste pelo Cabo Calcanhar, município de Touros e a oeste pela praia de Tibau, no município de Tibau (divisa entre os estados do RN e CE). Este setor apresenta 244 km de extensão, e representa 59% do litoral do RN, assim distribuídos: 194 km (80%) de praias arenosas, 10 km (4%) de praias lamosas, restritas às desembocaduras dos rios Piranhas-Açu, e 40 km (16%) de falésias ativas.

As falésias verificadas neste setor estão relacionadas à erosão dos Tabuleiros, sendo que, ao sul de Natal,

[...] a alternância de altos e baixos estruturais do tipo *horst* e *grabens* produziu tabuleiros com até 200 m de altitude, compostos pela Formação Barreiras. Na zona litorânea, os tabuleiros produzem falésias de até 15 m de altura, que geralmente desaparecem nas áreas de baixos estruturais. O litoral Oriental ao norte de Natal, por sua vez apresenta um relevo mais plano, sem desníveis pronunciados e falésias vivas, predominando as praias extensas e os campos de dunas parabólicas ou *blowouts* controlada pela vegetação. Nesse setor os efeitos da estruturação neotectônica é também menos pronunciado (VITAL, 2006, p.159).

Figura 16 – Falésia, município de Tibau do Sul, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

CAPÍTULO 4 – FORMAÇÃO BARREIRAS

4.1 – Formação Barreiras – estudo regional

Preliminarmente, é relevante considerarmos que há discordâncias quanto a nomenclatura a ser empregada: Grupo ou Formação Barreiras. De acordo com Moraes Filho (2009), Branner (1902) é apontado como o primeiro a utilizar a terminologia Barreiras, para nomear as camadas sedimentares expostas nos tabuleiros da costa atlântica nordestina.

Para Moraes *et al.* (2006), a denominação “Barreiras” vem sendo empregada, com significado estratigráfico, desde Moraes Rego (1930), para descrever depósitos arenosos e argilosos, de cores variegadas, normalmente muito ferruginizados, identificados nos baixos platôs amazônicos e nos tabuleiros da costa norte, nordeste e leste brasileiros. Oliveira e Andrade Ramos (1956) nomearam esses sedimentos de Formação Barreiras, termo que foi utilizado posteriormente por Kegel (1957), que ressaltou a presença de uma unidade basal formada por camadas caulíníticas, a que chamou de Formação Infra-Barreiras. Bigarella e Andrade (1964) propuseram a elevação da Formação Barreiras à categoria de Grupo, composto por outras formações.

Conforme Moraes Filho (2009) outros autores que estudaram posteriormente os sedimentos terciários da Amazônia correlacionando-os com aqueles afloramentos no litoral do Nordeste, os denominaram de Série Barreiras. A partir de uma série de outros estudos estratigráficos optou-se pela denominação de Formação Barreiras, como sendo uma unidade estratigráfica, conforme Bezerra, Melo e Suguio (2006). Segundo Araújo *et al.* (2006), em trabalhos mais recentes, as rochas designadas de “Barreiras” foram reposicionadas na categoria de Formação por Mabesoone *et al.* (1991).

Segundo Moraes *et al.* (2006), apesar de objeto de estudo de vários autores, ainda não se conseguiu dar uma caracterização detalhada e amplamente aceita a estes depósitos, do ponto de vista geológico. Apesar das divergências em termos de

nomenclatura estratigráfica (Grupo ou Formação Barreiras), sua idade tem sido admitida como compreendida entre o fim do Mesozóico até o início do Quaternário, sendo normalmente aceita como do Mioceno-Plioceno a Pleistoceno, segundo Brito *et al.* (1996).

Há também controvérsias sobre a idade desta formação. Encontra-se em grande parte dos trabalhos analisados, que esta teria se formando no período designado como Plio-pleistoceno, mas estudos recentes (ROSSETTI *et al.*, 2013) indicam que a formação se deu no Mioceno (entre 25 e 16 milhões de anos atrás), ou seja, antes do período apontado pela maioria dos autores citados.

Esclarecidos estes aspectos, consideramos que o Brasil, por praticamente toda sua extensão territorial, apresenta um grande número de bacias sedimentares (que podem ser referidas como Grupo ou Formação, dependendo dos aspectos teórico-metodológicos empregados pelo(s) autor(es) que as discutem), as quais podem ser definidas como o resultado de um processo de subsidência de uma placa tectônica, que permite o acúmulo e a preservação dos sedimentos: cessando a subsidência, cessa a sua história deposicional. A subsidência pode ser de caráter local, quando causada pela distensão e ruptura da litosfera, ou regional, quando causada por mecanismos de manutenção do equilíbrio isostático²⁷.

À diferença do litoral sul brasileiro, onde o embasamento cristalino constitui a estrutura geológica predominante, os terrenos do litoral norte estão constituídos, na maior parte, por depósitos terciários e quaternários. Estes depósitos têm lugar nas áreas de subsidência formando as bacias sedimentares.

A Formação Barreiras, é a mais extensa dentre as unidades geológicas que

²⁷ Conforme Lima e Junior (2003), equilíbrio isostático pode ser entendido da seguinte forma: uma placa litosférica praticamente bóia sobre o substrato mais dúctil do manto, a astenosfera. Quando, por algum motivo, uma carga é acrescida à superfície da placa, ela sofre subsidência por flexura para readquirir o equilíbrio através da isostasia. Por outro lado, a isostasia pode causar soerguimento regional quando uma carga é retirada ou pode causar soerguimento na borda das áreas afundadas flexuralmente, como efeito secundário (ombreiras flexurais). A subsidência pode ser classificada como mecânica (resultante da deformação ou ruptura crustal) ou térmica (resultante da alteração do estado térmico da litosfera).

ocorrem no litoral Norte do Brasil e aflora, de forma predominante, em toda a extensão. Ocorre ao longo da faixa costeira do Brasil, desde o Estado do Amapá até o Rio de Janeiro, caracterizando-se pela ocorrência quase contínua e pela regularidade geomorfológica.

De acordo com Saadi *et al.* (2005, p.218),

[...] a continuidade física dessas manchas sedimentares, na forma de lençol quase contínuo, do Rio de Janeiro à Guiana [...] sugere que sua forma inicial correspondia a rampas detríticas coalescentes mergulhando rumo ao nível de base atlântico. Estas teriam acumulado a sedimentação correlativa de eventos de desnudação, ocorridos como respostas aos eventos de soerguimento epirogenético que edificaram as superfícies culminantes em diversos pontos do interior brasileiro.

As primeiras referências sobre os depósitos miocênicos na região norte do Brasil são bastante remotas. A Formação Barreiras (ou Grupo Barreiras) foi, por muito tempo, atribuída ao Plioceno/Pleistoceno, por correlação com depósitos homônimos que ocorrem no nordeste brasileiro, (ARAI, 2006). Entretanto, “[...] informações palinológicas possibilitaram constatar que a deposição desta unidade foi mais antiga, em grande parte ocorrida no Mioceno Médio. Estes dados, juntamente com interpretações faciológicas, permitiram inferir, ainda, influência marinha na deposição dos litotipos da Formação Barreiras” (ROSSETTI *et al.*, 1989, p.8).

De acordo com Bezerra, Melo e Suguio (2006, p.III),

[...] a Formação Barreiras foi a primeira unidade estratigráfica documentada no Brasil, por ocasião da redação da carta de Pero Vaz de Caminha ao Rei de Portugal, D. Manoel I. Esta unidade estende-se ao longo do litoral brasileiro, desde o Rio de Janeiro até o Amapá, recobrendo depósitos sedimentares mesozoicos de diversas bacias costeiras. Este é o substrato sobre o qual se desenvolve a maior parte do Quaternário costeiro no Brasil.

A Formação Barreiras chamou a atenção dos navegadores portugueses que chegaram à costa brasileira em 1500 por apresentar uma geomorfologia muito peculiar (ROSSETTI, 2006).

Sob a denominação Formação Barreiras são conhecidos “[...] sedimentos neogênicos de origem predominantemente continental a litorânea, arenosos e argilosos e de cores variegadas, que se distribuem ao longo do litoral brasileiro desde o Amapá até o Rio de Janeiro” (Suguio e Nogueira, 1999 *apud* SANTOS *et al.*, 2006, p.32).

Essa Formação (Barreiras) constitui um depósito correlativo à Superfície de Erosão Pediplano (Pd₂ de Bigarella e Ab’Saber, 1964), ou da Superfície Sul-Americana, de King (1956), conforme apontado por Amador (1978) *apud* MORAES FILHO (2011, p.19).

Conforme Andrade (1955) e Bigarella e Andrade (1964) *apud* Vilas Bôas *et al.* (2001, p.418),

[...] os sedimentos que compõem o Grupo Barreiras são depósitos correlativos de duas fases bem marcadas de pediplanação que ocorreram durante o Cenozóico ao longo de toda a costa brasileira. [...] De acordo com Klammer (1980) os eventos deposicionais e erosionais desde o começo da sedimentação do Barreiras até o Holoceno tem sido determinados por movimentos do nível de base. As fases de pediplanação, com seus depósitos correlatos (Barreiras), estão relacionados a períodos durante os quais o nível do oceano estava muito abaixo do que o presente, como pode ser evidenciado pela existência de sequências inferiores de sedimentos do Barreiras abaixo do nível do mar presente²⁸.

As oscilações do nível de base são originadas a partir de ciclos climáticos caracterizados por climas áridos, durante baixos padrões, e climas úmidos, durante altos padrões. Ocorre em função disto, que,

[...] o desenvolvimento do regolito se deu durante a fase úmida e este foi posteriormente removido para as depressões do terreno durante subsequente fases áridas/semi-áridas (Bigarella 1975) por meio de

²⁸ According to Andrade (1955) and Bigarella and Andrade (1964), the sediments composing the Barreiras Group are correlative deposits of two well marked pediplanation phases that occurred during the Cenozoic along the entire Brazilian coast. [...] According to Klammer (1980) the depositional and erosional events from the start of the Barreiras sedimentation to the Holocene have been determined by movements of the base-level. The pediplanation phases, with their correlative deposits (Barreiras), are related to periods during which the ocean level was much lower than presently, as is evidenced by the existence of the Barreiras sediments lower sequences below present sea level.

fluxos de detritos e fluxos de lama (Mabesoone *et al.* 1972). [...] existem evidências nos sedimentos do Barreiras de mudanças climáticas com frequências mais altas, durante as quais em curtos períodos houve aumento de umidade o que pode ser observado ao contrário do que era predominante em épocas de clima semi-árido (Bigarella 1975)²⁹.

Conforme Vilas Bôas *et al.* (2001, p. 418)

[...] os sedimentos da Formação Barreiras parecem estar relacionados não somente a estas variações climáticas, mas também, conforme apontado por Andrade e Lins (1963), Bigarella e Andrade (1964), Bigarella (1975) e Ghignone (1979), a uma simultânea elevação epirogênica que remonta ao Terciário Inferior e que criou as condições para a acumulação na região a jusante dos sedimentos produzidos em bacias nas cabeceiras de drenagem. [...] De acordo com Bittencourt *et al.* (1999), esta atividade neotectônica está associada ao desenvolvimento de forças extensionais, resultante de deformações flexurais da litosfera, devido a carga de sedimentos depositada dentro da margem continental. Estas forças tem magnitude suficiente para promover a reativação de falhas antigas e a geração de novas falhas³⁰.

Esta área (da Formação Barreiras e adjacências interioranas) esteve submetida a movimentos epirogenéticos e de mudanças climáticas que desencadearam processos que levaram à disponibilidade de materiais para os processos de intemperismo que ali se instalaram. Para Soares (2008, p.72), “[...] a região é submetida, temporalmente, a mudanças climáticas, de variação entre seca e semi-árida e cuja a ação intempérica decorre das mudanças de temperaturas diurnas e noturnas, de chuvas sazonais”.

²⁹ Thus, the regolith developed during a humid phase was later removed to the terrain depressions during the subsequent arid/semi-arid phase (Bigarella 1975) by way of debris flows and mud flows (Mabesoone *et al.* 1972). [...] there are evidences in the Barreiras sediments of higher frequency climate changes, during which short-terms increases in humidity are observed in an otherwise predominantly semi-arid epoch (Bigarella 1975).

³⁰ The Barreiras sedimentation seems to be related not only to these climatic variations, but also, as pointed by Andrade and Lins (1963), Bigarella and Andrade (1964), Bigarella (1975) and Ghignone (1979), to a concurrent epirogenic rise that goes back to the Lower Tertiary and the have created conditions for the accumulation in the downstream region of sediments produced in the drainage basins headwaters. [...] According to Bittencourt *et al.* (1999), this neotectonic activity is associated to the development of extensional strains, resulting from the flexural deformation of the lithosphere, due to the sedimentary load deposited onto the continental margin. These strains have sufficient magnitude to promote reactivation of ancient faults and the generation of new faults.

Os sedimentos que preencheram as depressões (bacias) teriam sido transportados durante o período úmido, sendo estes materiais originários das rochas cristalinas (SOARES, 2008).

Em relação à origem da Formação Barreiras esta foi, por muito tempo, considerada como sendo essencialmente continental. Entretanto, os trabalhos de Rossetti (2006) e de Arai (2006) têm mostrado “[...] a influência de oscilações eustáticas na sua origem e deposição até em ambientes transicionais e marinhos rasos”, de acordo com Bezerra, Melo e Suguio (2006, p.V). Analisando um estudo publicado recentemente por Rossetti *et al.* (2013), Pivetta (2013, p. 65) afirma que,

[...] Até uns poucos anos atrás, a maioria dos autores dizia que os sedimentos teriam sido depositados em áreas continentais, principalmente em ambientes fluviais e lagos. No entanto, nas duas últimas décadas, uma série de estudos, muitos conduzidos por Dilce Rossetti, revelou a verdadeira natureza do material que está na base de muitas falésias da costa brasileira: a invasão de certos trechos do continente pelas águas salgadas do Atlântico carregou sedimentos marinhos para sua borda leste. [...] Os pesquisadores conseguiram reunir nos últimos anos uma série de indícios de que essa formação foi, em grande medida, gerada em áreas costeiras, influenciadas principalmente por correntes de maré. [...] Marcas produzidas por correntes de marés são abundantes na Formação Barreiras.

As descrições feitas em relação ao ambiente deposicional da Formação Barreiras, demonstram que, através da análise das fácies, estes se referem a sistema fluvial meandrante (ARAÚJO *et al.*, 2005), ambiente fluvial entrelaçado distal e planície de inundação fluvial (MORAIS *et al.*, 2005), em alguns trechos estariam associados a ambiente costeiro transicional (ROSSETTI, 2006) e ambiente costeiro sob influência de correntes de marés (ROSSETTI *et al.*, 2013).

Para Lima *et al.* (2006, p.72), a Formação Barreiras constitui depósitos sedimentares de origem diversa, segundo diferentes autores pesquisados por estes. Para Bigarella (1975) e Lima (2002) os depósitos são de origem, predominantemente, continental; para Arai (1997) os depósitos presentes no litoral do estado do Pará são de origem marinha; para Rossetti *et al.* (2013) tais sedimentos de , presentes em toda a Formação, são de origem marinha.

Mabesoone *et al.* (1972) *apud* Araújo *et al.* (2006, p.44) após a realização de diversos estudos acerca das características sedimentares da Formação Barreiras concluíram que “[...] a origem dos litotipos estaria associada à formação de espessos solos lateríticos, desenvolvidos em épocas de relativa estabilidade tectônica e climática”.

Santos *et al.* (2006), a partir de estudos realizados em subsuperfície com GPR (radar de penetração subterrânea ou georreferenciadas) e furos de sondagem, verificaram que os depósitos sedimentares da Formação Barreiras no norte do Estado do Rio de Janeiro e no sul do Estado do Espírito Santo correspondem a sucessões arenosas granodecrescentes, mosqueadas e com estratificações cruzadas. Estes sedimentos foram interpretados, em termos de origem, como depósitos de canais fluviais, com pouca participação de sedimentos de suspensão ou por fluxos gravitacionais. “Para os depósitos em pacotes arenosos granodecrescentes, com ou sem estratificações cruzadas, distribuídos em camadas lenticulares extensas, é atribuída uma origem por fluxos trativos em canais fluviais rasos, com restrita acreção lateral em barras fluviais” (SANTOS *et al.*, 2006, p.41).

No litoral Sudeste do Brasil, onde têm sido muito pouco estudados, esses sedimentos estendem-se desde o norte do Espírito Santo até a “Região dos Lagos”, no Rio de Janeiro. No Estado do Espírito Santo, estes depósitos foram investigados por Amador e Dias (1978) e Tamara (1995), que descreveram associações litológicas distintas, interpretadas como de ambientes fluviais. No Estado do Rio de Janeiro, foram recentemente reavaliados por Moraes (2001), que os interpretou como relacionados a ambiente fluvial entrelaçado, com depósitos de fluxos gravitacionais, mais restritamente na região de Búzios, Moraes (2001) relacionou-os a depósitos sob influência de leques aluviais dominados por fluxos gravitacionais (SANTOS *et al.*, 2006, p.32).

Para Ferreira (1999, p.66) a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras se deu de forma distinta e estes são

[...] oriundos da dissecação do manto de alteração formado até o Mioceno sob condições de clima úmido e exumados sob condições de clima semi-árido, segue-se um novo ciclo (erosivo), denominado por Mabesoone & Castro (1975) de Ciclo Polifásico Paraguaçu, baseado nas ideias de King em 1956, que seria o último estágio de desenvolvimento do relevo nordestino [...] O Ciclo Polifásico Paraguaçu, está embutido dentro da Superfície dos Tabuleiros no litoral e na Superfície Sertaneja no interior).

Furrier e Araújo (2006, p.62) corroboram da ideia de que os sedimentos da Formação Barreiras sejam resultantes da ação do intemperismo em rochas do interior do continente.

Os sedimentos da Formação Barreiras provêm basicamente dos produtos resultantes da ação do intemperismo sobre o embasamento cristalino, localizado mais para o interior do continente. No Estado da Paraíba, este embasamento é composto pelas rochas cristalinas do Planalto da Borborema. Gopinath, Costa e Júnior (1993) em análises sedimentológicas realizadas na Formação Barreiras, no Estado da Paraíba, constataram que as fontes dos sedimentos seriam granitos, gnaisses e xistos, que são litologias predominantes no Planalto da Borborema.

Suguio (2003) observou, através de alguns estudos, que os sedimentos que foram depositados para se constituírem na Formação Barreiras, na maior parte de sua ocorrência, são de origem continental, tendo sido resultado de processos erosivos em clima semi-árido, das rochas que compõem o embasamento cristalino situado mais para o interior de toda região de ocorrência desta formação.

Uma das principais áreas que sofreu processo erosivo e forneceu material para a Formação Barreiras é, conforme citado anteriormente, o Planalto da Borborema. Estudos de diversos autores identificam movimentos tectônicos de soerguimento desta área e a sua atuação como fonte de sedimentos para a Formação Barreiras.

O Planalto da Borborema é uma zona de cristas com elevações entre 800 e 1200m e teriam se formado em torno da margem passiva, em função da série de movimentos que precederam a abertura do oceano Atlântico (no período Aptiano), sendo que a estrutura basal deste planalto pode coloca-la em termos de uma província pré-cambriana (PEULVAST *et al.*, 2008).

Conforme Peulvast *et al.* (2008, p.41),

[...] o padrão de paisagens no nordeste do Brasil foi previamente interpretado como (i) uma resposta erosional a uma subida de uma larga ondulação da crosta (Ab'Saber, 1956; Dresch, 1957; Demangeot, 1960; Andrade e Caldas Lins, 1965), (ii) uma

consequência de soerguimento diferencial (Bigarella e Andrade, 1964) e/ou (iii) uma flexão continental em direção ao mar (Ruellan, 1952; King, 1956). O soerguimento crustal poderia ter promovido o desenvolvimento de uma escadaria descendente de superfícies de erosão sucessivamente mais jovens impulsionado por um entalhamento incisivo de padrões de drenagem radial e oscilações entre climas mais úmidos e mais secos durante o Cenozóico³¹.

Estudos realizados em terrações marinhos no litoral do Rio Grande do Norte demonstram evidências de soerguimentos que afetaram a região, fazendo com que aflorassem partes da Formação Barreiras nesta área. “Os depósitos de terraços marinhos são consistentes com uma elevação de 10-14m destes depósitos desde sua deposição [...] Sugere-se que a zona litorânea entre São Bento e Zumbi (RN) pode ter sido soerguida por, pelo menos, 10-12m desde 120 ka AP. Estes dados são consistentes com o cenário no qual o nordeste do Brasil tem estado sujeito a subsidência diferencial ou soerguimento no Quaternário Tardio” (BARRETO *et al.*, 2002, p.68).

Morais Neto *et al.* (2009) realizaram estudos em trilhas de fissura (*fission-track*) em exemplares de apatita extraídas de 14 amostras de gnaisses-granitos do Planalto da Borborema, e constaram evidências de dois eventos térmicos (em termos geológicos) dominantes no passado: um evento de resfriamento ocorrido no Cretáceo Tardio, ocorrido entre 100 e 90 Ma. e um segundo evento de resfriamento no Neógeno. Os estudos da distribuição das fissuras, verificadas nas amostras, sugerem que os eventos de resfriamento tiveram uma grande expressão regional e são consistentes com os registros geológicos da Bacia do Araripe a oeste da Província de Borborema, os quais atestam um soerguimento pós-Albiano (113 a 97,5 Ma.) de toda a região.

O primeiro evento se deu devido ao soerguimento e denudação de uma topografia regional e permanente gerada após a separação entre Brasil e África. Tal

³¹ *Landscape patterns in northeast Brazil have previously been interpreted as (i) the erosional response to upcoming of a large crustal swell (Ab'Saber, 1956; Dresch, 1957; Demangeot, 1960; Andrade and Caldas Lins, 1965), (ii) a consequence of differential uplift (Bigarella and Andreade, 1964) and/or (iii) a seaward continental flexure (Ruellan, 1952; King, 1956). Crustal uplift would have promoted the development of a descending staircase of successively younger erosion surfaces driven both by and incising radial drainage pattern and oscillations between wetter and drier climates during the Cenozoic.*

topografia pode ser prevista em modelos de extensão de margem continental na qual a litosfera continental afinada é seguida pelo espessamento da litosfera da área adjacente e da crosta. O evento de resfriamento do Mioceno (0-20 Ma.) ocorreu num tempo caracterizado pela transição da rampa de carbonato a sistemas clásticos de progradação na margem Pernambuco-Paraíba e mar adentro na Bacia Potiguar (MORAIS NETO *et al.*, 2009).

As evidências de glaciações e soerguimento que resultaram na elevação do Planalto da Borborema indicam que,

[...] as mudanças climáticas acentuaram a erosão na topografia pré existente. Assim, a presente paisagem acidentada do Nordeste do Brasil é interpretada como sendo o produto destes eventos de denudação mais jovem. [...] A Província Borborema, uma extensa área de escudo cratônico no nordeste do Brasil, passou por significativo soerguimento durante e após o Cretáceo, conforme indicado por muitas linhas de evidência, a maioria notavelmente em calcário Albiano formados em águas rasas da Bacia do Araripe (oeste da Província de Borborema) e que são encontrados, hoje, em elevações de 700-800 m acima do nível do mar. [...] A ocorrência destes sedimentos em altas altitudes também tem sido visto como evidência de um soerguimento no Cenozóico que afetou pelo menos o lado leste da Província Borborema e possivelmente além³² (MORAIS NETO *et al.*, 2009, p. 1070).

Embora os conhecimentos sobre a formação do Planalto Borborema tenham avançado, a origem e o tempo de ocorrência de diversos eventos que podem ter contribuído para esta formação permanecem enigmáticos.

Em linhas gerais, e a partir de modelos avaliativos para a geração da topografia regional continental, têm sido bastante discutidos os mecanismos responsáveis pelo desenvolvimento da topografia dos dias atuais da Província

³² [...] is a climate change that accentuated erosion of pre-existing topography. Thus, the present rugged landscape of northeastern Brazil is interpreted to be the product of this younger denudation event. [...] The Borborema Province, a large cratonic shield area northeastern Brazil, underwent significant uplift during and after Cretaceous times, as indicated by many lines of evidence, most notably the shallow-water Albian limestones in the Araripe Basin (western Borborema Province) at present elevations of 700-800m above sea level. [...] The occurrence of these sediments at high elevations also has been viewed as evidence for Cenozoic uplift affecting at least the eastern Borborema Province and possibly beyond.

Borborema em termos de eventos térmicos pós *rift* relacionado à quebra do Gondwana, mudanças climáticas e tectônicas (MORAIS NETO *et al.*, 2009).

Uma visão geral de como os mecanismos de denudação e sedimentação poderiam ter agido transformando o Planalto da Borborema e consequentemente a formação dos depósitos sedimentares da Formação Barreiras, é apresentada por Moraes Neto *et al.* (2009). Segundo estes autores,

[...] as paisagens continentais estão constantemente em estado de fluxo como os sistemas de drenagem que envolve e interage por meio de processo de captura do rio durante a denudação da topografia. Por sua vez, qualquer tectônica pós-*rift* que modifique ou gere topografia irá desempenhar um papel majoritário no processo de evolução da paisagem, controlando o transporte e a distribuição de clásticos ao longo das margens [...] entretanto, sua distribuição, energia, e conteúdo dos sedimentos são primeiro função da formação e distribuição da topografia. Uma vez que a deposição acontece, os processos marinhos tais como as correntes ao longo da costa, retrabalham e redistribuem os sedimentos ao longo da margem. Durante quedas eustáticas, margens associadas com relativamente largos sistemas fluviais tenderão a ser associadas com significativo rejuvenescimento da drenagem, incisão do rio da plataforma exposta e desenvolvimento de *canyon*, e dadas as condições adequadas, a deposição de turbiditos³³ (MORAIS NETO *et al.*, 2009, p.1073).

A compreensão, mesmo que sucinta, da formação do Planalto Borborema e dos processos de denudação com consequente transporte e deposição dos sedimentos contribuiu para o entendimento da Formação Barreiras, sendo esta resultante de, em princípio, da formação de uma grande bacia por subsidência e seu lento preenchimento por materiais oriundos de áreas interiores soerguidas.

³³ *Continental landscapes are constantly in a state of flux as drainage systems evolve and interact via the process of river capture during the denudation of topography. In turn, any post-rift tectonics that modifies or generates topography will play a major role in this landscape evolution process, controlling the transport and delivery of clastics by fluvial systems to the margin [...] however, their distribution, energy and sediment content are prime functions of topography generation and distribution. Once deposition takes place, marine processes such as alongshore drift rework and redistribute the sediments along the margin. During eustatic falls, margins associated with significant large fluvial systems will tend to be associated with significant drainage rejuvenation, river incision of the exposed shelf, canyon development, and given suitable conditions, the deposit of turbidities.*

Em relação à idade da Formação Barreiras, tem sido atribuída ao intervalo de tempo que varia do Mioceno até o Plioceno-Pleistoceno (entre 5,3 M.a. a 1,6 M.a.). Grande parte dessas idades, entretanto, foram vagamente inferidas a partir de interpretações geomorfológicas e paleoclimáticas. Apenas mais recentemente estudos palinológicos e radiométricos apontam para uma idade miocênica. Mas, devido à sua grande distribuição e variação espacial, outras idades devem ser obtidas (BEZERRA, MELO e SUGUIO, 2006, p.V).

A Formação Barreiras é uma sequência de sedimentos siliciclásticos que forma cuestras ao longo da costa, a idade de sua deposição tem sido estimada como Mioceno (Arai *et al.*, 1988; Shimabuluro e Arai, 1999) ou Plioceno-Pleistoceno (Mabesoone *et al.*, 1972; Bigarella, 1975), mas recentemente Lima *et al.* (2007) constataram a idade deposicional da Formação Barreiras como sendo de 22-17 Ma, baseado no $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ e (U-Th/He geocronologia de perfis de intemperismo na área da Bacia Potiguar³⁴ (MORAIS NETO *et al.*, 2009, p.1074).

A sequência de eventos registrados nas rochas da Formação Barreiras são descritos por Moraes Neto *et al.* (2009, p.1083), da seguinte forma:

[...] durante o Cenozóico, o mundo passou por uma transição de um efeito estufa mundial de temperaturas relativamente equiparáveis estendendo-se de baixas a altas latitudes até uma “era do gelo” do mundo de extremo gradiente de temperatura equatorial-polar. Simultaneamente, as principais margens continentais também passaram por mudanças morfológicas conforme elas se transformavam de rampas predominantemente de carbonatos para progressivas plataformas siliciclásticas. (por exemplo, Pazzaglia e Gardner, 1994; Seranne, 1999; Gunnell e Fleitout, 2000; Pessoa Neto, 2003). Sugerimos que as mudanças climáticas se iniciaram com o começo do crescimento do gelo Antártico e o estabelecimento dos gradientes climáticos do pólo ao equador, iniciado no Eoceno Tardio/Oligoceno Inferior, conduzindo a um aumento de chuvas em regiões que eram previamente áridas. Isto está de acordo com a deposição inicial da Formação Barreiras no Mioceno Inferior, a microfauna indica um clima tropical neste período (Arai, 1997). [...] Evidência de super abundância de clásticos na Bacia

³⁴ *The Barreiras Formation is a sequence of siliciclastic sediments that form cuestras along the coast; the age of their deposition has been estimated as Miocene (Arai et al., 1988; Shimabuluro and Arai, 1999) or Pliocene-Plesitocene (Mabesoone et al., 1972; Bigarella, 1975), but recently Lima et al. (2007) constrained the depositional age of Barreiras Formation to be 22-17 Ma, based on no $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ and (U-Th/He geochronological of weathering profiles in the Potiguar Basin area.*

Potiguar é suportada pela presença de uma larga margem siliciclástica progradando sobre a plataforma carbonática durante o Cenozóico. Atividades Neotectônicas (por exemplo, Bezerra *et al.*, 2001, 2008; Jardim de Sá, 2001; Moraes Neto e Alkimin, 2001; Barreto *et al.*, 2002) provavelmente desempenharam um papel em reativar localmente a topografia durante o período Plioceno até o Holoceno³⁵.

O mecanismo “[...] que gerou o relevo regional do nordeste do Brasil está relacionado às consequências de uma profunda-dependência de afinamento litosférico de desenvolvimento das margens brasileira ao redor do Nordeste durante o período Neocomiano-Albiano” (MORAIS NETO *et al.*, 2009, p.1084). Esses autores sugerem que,

[...] as mudanças climáticas associadas com a produção de um lençol de gelo na Antártica no Oligoceno Inferior modificou o clima em regiões que eram previamente áridas para climas propícios para a produção de clásticos. Supomos que um aumento significativo das chuvas através do nordeste e leste do Brasil foi conducente para renovar e revigorar a erosão de uma topografia pré-existente (no período Aptiano-Albiano) através de toda a região, incluindo a Província Borborema. [...] a datação contrastante suportada pelos nossos resultados dos estudos das trilhas de fissuras³⁶ nos permitem discordar com a teoria sobre a topografia de *rift flank* como o mecanismo responsável pela formação do Planalto Borborema. Ao invés disto, processos litosféricos pós-extensionais aumentados pelo magmatismo sob a placa relacionado a atividade de plumas (vulcânicas) parecem ser os mais prováveis

³⁵ [...] during the Cenozoic, the world underwent a transition from the “greenhouse” world of relative equitable temperatures spanning from low to high latitudes to the “icehouse” world of extreme equatorial-polar temperature gradients. Simultaneously, many continental margins also underwent major morphological changes as they transformed from predominantly carbonate ramps into prograding siliciclastics shelves (e.g., Pazzaglia e Gardner, 1994; Seranne, 1999; Gunnell e Fleitout, 2000; Pessoa Neto, 2003). We suggested that climate changes starting with the onset of Antarctic ice growth and the establishment of pole to equator climate gradients, beginning in the Late Eocene/Early Oligocene, led to an increase of rainfall in regions that were previously arid. This is in accord with the initial deposition of the Early Miocene Barreiras Formation, the microfauna of which indicate a tropical climate at this time (Arai, 1997). [...] Evidence for an overabundance of clastics in the Potiguar Basin is supported by the presence of a large siliciclastics wedge prograding over the carbonate platform during the Cenozoic. Neotectonic activity (e.g., Bezerra *et al.*, 2001, 2008; Jardim de Sá, 2001; Moraes Neto e Alkimin, 2001; Barreto *et al.*, 2002) likely played a role in locally reactivating topography during Pliocene to Holocene times.

³⁶ Trilha de fissuras em amostras de apatita, estudadas pelos autores para detectar os eventos de resfriamento (relacionados a tectonismo) ocorridos na região.

mecanismos de geração de uma larga onda na topografia do nordeste brasileiro, seguido por subsequente erosão registrada nos dados das trilhas de fissuras como um evento de resfriamento que se iniciou em algum tempo entre 100 e 90 M.a. Além disso, o evento 20-0 M.a. é interpretado em termos de mudança climática no Neógeno mais do que engendrado por tectonismo³⁷ (MORAIS NETO *et al.*, 2009, p.1084).

Conforme visto, a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras se deu através de sistemas fluviais entrelaçados desenvolvidos sobre leques aluviais. As fácies de sistemas fluviais entrelaçados são um indicativo de um ambiente de sedimentação calmo, por exemplo, de planície aluvial. Conforme Alheiros *et al.* (1988) *apud* Furrier e Araújo (2006, p.62), “[...] a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras representa a evolução de um sistema fluvial desenvolvido em fortes gradientes e sob clima, predominantemente, árido sujeito a oscilações”.

Vilas Bôas *et al.* (2001) estudaram as sucessões sedimentares correlatas à Formação Barreiras na região de Conde, nordeste do Estado da Bahia. Para estes autores o Grupo Barreiras é um depósito sedimentar terrígeno de origem continental com idade entre o Mioceno ao Pleistoceno Inferior, com larga ocorrência ao longo da costa Brasileira. As características sedimentológicas dos sedimentos são indicativos de sistemas fluviais entrelaçados associados a leques aluviais, depositados em condições de clima árido a semi-árido (VILAS BÔAS *et al.*, 2001).

É possível a identificação de dois corpos distintos na Formação Barreiras, na área estudada por Vilas Bôas *et al.* (2001), sendo que,

³⁷ [...] the climate changes associated with the production of the Antarctic ice sheet in the earliest Oligocene modified the climate in regions that were previously arid to climates conducive to the production of clastics. We surmise that a significant increase in rainfall across northern and eastern Brazil was conducive to renewed and revigorated erosion pre-existing topography (the remainder of the topography generated and supported by Aptian-Albian magmatic underplating) across the entire region, including the Borborema Province. [...] the timing constraints afforded by our fission-track results allowed us to discard rift flank topography as the causative mechanism for the formation of the Borborema Plateau. Instead, post-extension lithospheric processes, possibly augmented by magmatic crustal underplating related to plume activity appear to be the most likely mechanisms for the generation of the large wavelength topography of northeastern Brazil, followed by subsequent erosion recorded in the fission-track data as a cooling event commencing sometime between 100 and 90 Ma. Further, the 20-0 Ma event is interpreted in terms of a climate change in the Neogene rather than engendered by tectonics.

[...] a porção basal do grupo é dominada por uma litofácie cascalho-arenoso depositada por fluxos de detritos e fluxos de detritos pseudoplásticos, com menor ocorrência de depósitos subaquosos, caracterizando uma deposição em sistema fluvial proximal. A porção superior é composta por sedimentos cascalho-arenosos que incluem depósitos subaquosos, de fluxos de detritos e de fluxos de detritos pseudoplásticos. [...] Além do controle climático, a deposição do Grupo Barreiras foi fortemente influenciada pelo tectonismo intraplaca, o qual tem afetado a Plataforma Sul Americana desde o Mioceno médio, quando um neotectonismo começou no Brasil³⁸ (VILAS BÔAS *et al.*, 2001, p.417).

Moraes Filho (2011, p.22) identificou diversas litofácies na região do extremo sul da Bahia (desde o norte de Santa Cruz Cabrália até Barra Velha, ao sul) e concluiu que os ambientes deposicionais são característicos de sedimentação continental. Tais depósitos foram formados a partir de “[...] sistemas de leques aluviais, de sistema fluvial entrelaçado e alguns de origem lacustre, sendo que as paleocorrentes observadas mostram direções variadas, o que não possibilita o estabelecimento de um sentido preferencial de transporte de sedimentos”.

Na Costa do Descobrimento, sul do Estado da Bahia,

[...] os processos desencadeadores do Grupo Barreiras datam do fim do Plioceno. Neste período, a existência de um clima semi-árido, com chuvas esporádicas e violentas associadas a uma fase de soerguimento continental (Ghignone, 1979), favoreceu a erosão do importante manto de intemperismo que se teria desenvolvido sobre as rochas do embasamento durante um longo período úmido anterior. O material erodido, constituído de sedimentos areno-argilosos pobremente selecionados acumulou-se no sopé das encostas sob a forma de uma extensa planície aluvial. Nesta época, o nível do mar estava em abaixamento, o que permitiu a extensão dessa deposição à plataforma continental (Bigarella e Andrade, 1964). Atualmente, o Grupo Barreiras distribui-se desde o sopé das elevações cristalinas do Planalto Pré-Litorâneo até as planícies quaternárias, em contato

³⁸ *The basal portion of the group is dominated by a gravelly-sandy lithofacies deposited by debris flows and pseudoplastic flows, with lesser occurrences of subaqueous deposits, characterizing a proximal fluvial system deposition. The upper portion is made up of gravelly-sandy sediments that include subaqueous, debris flows and pseudoplastic debris flows deposit. [...] Besides the climate control, deposition of the Barreiras Group was strongly influenced by the intraplate tectonism, which has been affecting the South America Platform since the Middle Miocene, when neotectonism began in Brazil.*

localmente estabelecido por paleofalésias ou por falésias atuais quando se estendem até a atual linha de costa, como ocorre ao sul de Porto Seguro e ao norte de Prado (AMORIM *et al.*, 2008, p.11).

Os Tabuleiros Costeiros (do sul da Bahia) coincidem com os sedimentos cenozoicos do Grupo Barreiras “[...] constituídos de areias e argilas variadas com eventuais linhas de pedra, dispostas em camadas com espessura variável de conformidade com as ondulações do substrato rochoso, que ocasionalmente aflora nas formas do modelado” (Tricart e Silva, 1968 *apud* AMORIM *et al.*, 2008, p.11).

Os processos morfogenéticos dos Tabuleiros Costeiros, na região da Costa do Descobrimento “[...] estão diretamente relacionados à elevada umidade do litoral aliada a declividades muito baixas (inferiores a 5°) somadas ao escoamento freático que permanece em nível mais elevado, e de escoamento superficial lento e estes processos provocam nas encostas uma erosão regressiva, facilitada pelas propriedades do material e quantidade elevada de chuva” (AMORIM *et al.*, 2008, p.11).

A frequente alternância de depósitos de leques aluviais e sistema fluvial entrelaçado é sugestiva do contínuo soerguimento das áreas-fonte, originado por tectonismo, propiciando o retrabalhamento e redeposição dos sedimentos. O tipo climático vigente durante a deposição desses sedimentos, como evidenciado pela baixa maturidade mineralógica, era árido a semi-árido, com chuvas torrenciais esporádicas (MORAES FILHO, 2011, p.22).

Moraes Filho (2011), para fins de estudo, segmentou a porção da costa sul da Bahia e identificou ora um sistema deposicional ora outro. Para a área de 1 km ao norte de Porto Seguro, o autor observou pacotes de arenito e argilito, tendo como ambientes deposicionais fluxos de detritos, fluxos de lama e de leques aluviais. Na área do porto de Caraívas, o autor identificou arenitos e argilitos que foram depositados em sistema fluvial entrelaçado, intercalados a depósitos lacustres. Na área ao norte de Santo André, os arenitos e argilitos foram depositados em diversos ambientes, sendo considerados depósitos lacustres, sistema fluvial entrelaçado, porções distais de sistema fluvial entrelaçado, com sedimentos retrabalhados pelo vento e depósitos de lagos em planície aluvial. Ao sudoeste de Coroa Vermelha, os arenitos e argilitos teriam sido depositados em leques aluviais, por fluxos de detritos e fluxo de lama além de correntes canalizadas. Por fim, o autor verificou, na praia de

Curuípe, que os arenitos e argilitos teriam sido depositados em sistema fluvial entrelaçado, havendo também depósitos lacustres e depósitos de lagos em planície aluvial.

As condições paleoambientais vigentes durante a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras expressam-se nos depósitos da plataforma continental, em profundidade superior a 100m, o que sugere a existência, durante a deposição, de um nível do mar abaixo do atual, em medidas que podem oscilar entre 100m a 200m (Amador, 1982 *apud* MORAES FILHO, 2011, p.28).

Para Dominguez *et al.* (2006, p.237) “[...] a Formação Barreiras se acumulou em uma extensa planície aluvial que se estendia plataforma continental adentro tendo em vista a ocorrência de remanescentes desta formação que são ainda hoje encontrados submersos na plataforma interna” .

A presença de fósseis ou materiais (geológicos) que possam servir para uma datação mais precisa da idade da Formação só tem se tornado alvo de estudos muito recentemente. A presença de fósseis, por sua vez, contribui para o reconhecimento da origem da formação em termos de uma origem terrestre ou marinha dos organismos.

Segundo Araújo *et al.* (2006) alguns autores realizaram uma revisão crítica do conhecimento geológico acerca da Formação Barreiras enfatizando a caracterização faciológica associada à aplicação dos conceitos de Estratigrafia de Sequência. Dentre os trabalhos que ressaltam estes aspectos, destaca-se o de Rossetti (1988), no qual a autora considera que as rochas da Formação Barreiras, na porção nordeste do Estado do Pará, teriam sido depositadas como leques aluviais, com provável influência de marés na porção mais distal do sistema.

Outros autores (Arai *et al.*, 1988; Arai, 1997) também realizaram estudos na área supracitada e reforçaram a ideia da contribuição marinha, baseados na presença de gêneros de dinoflagelados e de restos quitinosos de microforaminíferos.

Rossetti (2006, p.2) descreve o cenário geológico pretérito da Formação Barreiras considerando que,

[...] antes do evento erosivo do Tortoniano, o cenário na margem continental brasileira era dominado pela grande transgressão do intervalo Aquitano – Serravaliano (Eomioceno – Mesomioceno que foi responsável pela acumulação de uma grande quantidade de sedimentos nas áreas hoje emersas do continente. Conhece-se vários relictos de depósitos transgressivos e de mar alto (*highstand tract*) que se manifestam em formas de unidades litoestratigráficas quase contínuas como o Grupo Barreiras, ou em formas mais ou menos isoladas como as formações Pirabas e Sabiá, entre outras. Estes depósitos foram sedimentados em áreas extensas – sobretudo na faixa costeira que vai atualmente da Foz do Amazonas ao estado do Rio de Janeiro – onde a ausência de topografia elevada teria propiciado o avanço do *onlap* para o continente adentro.

A formação originalmente depositada sofreu um longo processo erosivo no decorrer do tempo, devido à ação conjunta de dois fatores: (1) a queda eustática pós-zancleana e (2) o soerguimento epirogenético pós-pliocênico. O soerguimento associado ao arqueamento crustal é particularmente notável no Nordeste do Brasil, onde as ocorrências residuais da Formação Barreiras e unidades correlatas formam tabuleiros mais ou menos isolados que ocorrem em cotas topográficas cada vez maiores rumo ao interior. Na parte litorânea desses tabuleiros são esculpidas as falésias.

Lima (2000, p.141) discute o desenvolvimento da paisagem atual do leste brasileiro com base no trabalho de King (1956), intitulado “A Geomorfologia do Brasil Oriental”. “[...] King descreve este desenvolvimento relacionando-o a uma série de eventos erosivos (ciclos de denudação) mesozoicos e cenozoicos, em especial o Ciclo Velhas (Terciário Superior). King relaciona, também, tais eventos a movimentos neotectônicos”.

Ao Ciclo Velhas, King relaciona a deposição do Grupo Barreiras, denominado por este autor “as barreiras” e descrito como uma espessa cobertura de argilas e areias pliocênicas. Essa cobertura sofreria, no final do Terciário ou no pleistoceno, esforços tectônicos que a inclinariam para o mar na direção ESSE. O Grupo Barreiras nos estados da Bahia e Sergipe evidenciaria ainda pequenas dobras e falhas com um a dois metros de deslocamento, frutos desses eventos tectônicos. (LIMA, 2000, p.94)

O autor destaca o papel pioneiro de King (1956), sendo que esse “[...] é o primeiro a chamar a atenção, descrevendo-a (Formação Barreiras) como sendo uma espessa cobertura de argilas e areias pliocênicas que sofreria ao final do

Terciário ou no Pleistoceno, esforços tectônicos, inclinando-a para o mar em direção ESSE” (LIMA, 2010, p.141).

Segundo Lima (2010), outros autores verificaram características distintas, mas complementares a essas, tais como Ponte (1969) que estudando os afloramentos presentes na Bacia Sergipe/Alagoas,

[...] sugeriu que as estruturas delineadoras desses desníveis topográficos (falhas) estiveram ativas durante sua deposição, implicando assim, em tectonismo ativo no Terciário Superior. Além das observações na variação de espessura do Barreiras, a interrupção brusca dos extensos tabuleiros pelas falésias retilíneas ao longo da costa pode representar um soerguimento recente, que seria responsável pela formação das praias entre as falésias e a costa atual (LIMA, 2010, p.141).

Estudos revelaram as evidências da ação tectônica nos sedimentos da Formação Barreiras no litoral de Sergipe e ao norte da Bahia (LIMA, 2010). Este autor verificou que,

[...] no litoral do Nordeste do Brasil, a unidade estratigráfica denominada Barreiras é constituída de sedimentos de origem predominantemente continental. Várias pesquisas recentes baseadas em análises morfotectônicas e no registro e medição de estruturas geológicas, tais como juntas e falhas têm demonstrado que o tectonismo atingiu esse complexo sedimentar (LIMA, 2010, p.140).

Há evidências estruturais de um tectonismo atuante, tanto durante como após a deposição dos sedimentos da formação Barreiras que afloram no litoral sul de Alagoas, toda costa de Sergipe e litoral Norte da Bahia, “[...] constituídas pelas centenas de estruturas rúpteis e dúcteis que demonstram que houve relevante atividade sísmica, tanto durante, como após a deposição destes sedimentos, que teria se tornado ativa, conforme Hasui (1990), a partir do Mioceno Médio” (LIMA, 2010, p.142).

Figura 17 - Exemplo de falhas planares pós-deposicionais (em vermelho), presentes na localidade de Ponta Grossa, RN. Fonte: Sousa, *et. al.*, 2008.

Figura 18 - Camadas e falhas na Formação Barreiras em Ponta Grossa, RN: (a) Camadas sub-horizontais e (b) falhas normais de baixo ângulo afetando as rochas. da Formação Barreiras, com acamamento (S_0) fortemente basculhado. Fonte: Sousa, *et. al.*, 2008.

Figura 19 – Dobramento na localidade de Vila Nova, RN: dobras suaves (traços pretos seguindo o acamamento) com planos incipientes de clivagem de dissolução (traços verdes). Fonte: Sousa *et. al.*, 2008.

Moraes Filho (2011, p.22), entre outros autores, tem interpretado que “[...] a deposição dos sedimentos da Formação Barreiras deu-se a partir do progressivo soerguimento das áreas continentais e concomitante abatimento das áreas litorâneas contíguas, ao longo da costa atlântica brasileira”.

Segundo Furrier e Araújo (2006, p.64),

[...] a espessura da Formação Barreiras do Estado da Paraíba é bastante variável, atingindo espessuras máximas entre 70 e 80m (Leal e Sá, 1988). No final do ciclo deposicional a espessura deste pacote sedimentar era, provavelmente, muito superior à atual, pois a região foi dominada por processos denudacionais desde o Plioceno. As diferentes espessuras ora verificadas estão sendo explicadas recentemente por estudos de tectônica regional cenozóica, originadas por reativações de antigas falhas no embasamento cristalino do Proterozóico.

Asmus (1975) *apud* Furrier e Araújo (2006, p.64), interpretou a Bacia Pernambuco-Paraíba como “[...] resultado da fase final da evolução tectono-sedimentar das bacias marginais, caracterizada pela subsidência continuada da margem continental, resultando no espaçamento vertical e avanço progradacional dos sedimentos”.

Brito Neves *et al.* (2004) *apud* Furrier e Araújo (2006, p.64), admitiram “[...] a existência de um sistema tafrogênico a leste do meridiano 36°W no Estado da Paraíba, “[...] resultante principalmente da reativação tectônica de componente distensional ao longo de antigas zonas de cisalhamento. Esta tectônica seria posterior ao arqueamento pós-cretáceo”.

Mais recentemente, pesquisas apontam que eventos tectônicos cenozoicos têm uma importância determinante na configuração do relevo atual. Outros estudos enfatizaram “[...] a existência de movimentação tectônica, não somente extensionais, mas também gravitacionais, durante a Era Cenozóica, na costa do Nordeste brasileiro e retaguarda” (FURRIER e ARAÚJO, 2006, p.65).

A compartimentação dos Tabuleiros Litorâneos em distintos patamares topográficos já havia sido constatada nos tabuleiros do Estado do Sergipe por Ponte (1969) e Leite (1973). Estes pesquisadores observaram que a superfície dos tabuleiros apresentava-se quebrada por bruscos desníveis, delimitando patamares paralelos, sugestivos de reativação de falhamentos. [...] Ao norte deste vale (do rio Gramame), predominam tabuleiros com grandes e bem definidas superfícies aplainadas, entrecortadas por vales fluviais aproximadamente perpendiculares a linha de costa. [...] A partir de análises de cartas topográficas, ao longo dos Tabuleiros Litorâneos do compartimento norte, constata-se um comportamento semelhante a um teclado de piano, com setores soerguidos e rebaixados alternadamente, separados pelos principais rios perpendiculares à linha de costa. [...] Essas variações altimétricas dos inteflúvios, entre os principais rios perpendiculares à linha de costa, [...] indicam existência de um forte controle estrutural na compartimentação dessas unidades de relevo. Portanto, essas considerações evidenciam a existência de setores soerguidos ou rebaixados, em função da tectônica regional, como se fosse um teclado de piano (FURRIER e ARAÚJO, 2006, p.65).

A presença de falésias na Formação Barreiras (Tabuleiros Litorâneos) no Estado da Paraíba, na área estudada por Furrier e Araújo (2006), é descrita a partir de processos tectônicos e erosivos.

As falésias mais altas de todo o litoral do Estado da Paraíba são encontradas na porção leste do Alto Estrutural Coqueirinho, com alturas superiores a 40m. Essas falésias esculpidas em sedimentos da Formação Barreiras atualmente não sofrem mais ação marinha, evidenciando um provável soerguimento. Atualmente, nessas falésias ocorrem exclusivamente processos erosivos ligados à dinâmica continental, como escoamento difuso e concentrado, solifluxão, deslizamentos, escorregamentos e corridas de lama (quando o fluxo é confinado dentro das voçorocas preexistentes). Essas falésias inativas possuem declividades elevadas, porém inferiores às verificadas nas falésias ativas. Em alguns casos, acham-se recobertas por vegetação, indicando estabilização por tempo suficientemente longo para o estabelecimento da mesma (FURRIER e ARAÚJO, 2006, p.67).

Do ponto de vista evolutivo, as formas de relevo estão em constante modificação, como resultado dos processos morfogenéticos atuantes. “Observado em curto espaço de tempo, o relevo aparentemente é estático e imutável; todavia, por ação dos processos erosivos ou deposicionais, que são condicionados pelo clima atuante, o relevo está em permanente estado de transformação” (FERREIRA, 1999, p.71).

Segundo Ferreira (1999, p.65)

[...] reconstituem a história geomorfológica da região (Nordeste brasileiro) desde o Jurássico Médio-Inferior até o presente, integrando a visão de diversos autores. Os referidos autores dividem a evolução do relevo em quatro fases de aplainamento: (1) aplainamento geral da região, durante o Jurássico inferior e Médio, antes do início da Reativação Wealdeniana, notável como discordância regional, chamado de Superfície Gondwana; (2) aplainamento desenvolvido entre o Albiano e Oligoceno, durante um levantamento epirogênico lento, com o final abaulamento e deposição de sedimentos correlativos, chamado de Superfície Sulamericana, em dois níveis: Cariris Velhos e Borborema; (3) dissecação da Superfície Sulamericana e elaboração da superfície geral da região, exumando grandes áreas da Superfície Gondwana, durante o Pleistoceno Inferior, chamada Superfície Sertaneja no interior e Superfície dos Tabuleiros na costa; (4) encaixamento de um novo ciclo, polifásico, Ciclo Paraguaçu, nesta superfície mais jovem, com duas fases de pedimentos e terraços.

A evolução do relevo, conforme apresentada pelo autor, demonstra a relação existente entre os movimentos de transgressão e regressão marinhas e a formação das falésias.

Após a sedimentação da Formação Barreiras que ocorre no Plio-Pleistoceno (primeiro estágio), acontece o máximo da Transgressão Antiga, sob condições de clima úmido (segundo estágio), que provocou o surgimento de uma linha de falésias, correspondendo ao início do Ciclo Polifásico Paraguaçu. Em seguida ocorre a sedimentação da formação continental pós-Barreiras, agora sob condições de clima semi-árido, havendo deposição na forma de leques aluviais coalescentes no sopé das falésias (terceiro estágio), que vão ser erodidos em seguida, quando da ocorrência do nível máximo da Penúltima Transgressão. Nessa época as planícies aluviais foram afogadas formando estuários e lagunas e houve retomada erosiva até o sopé das falésias (quarto estágio). Com a subsequente regressão marinha houve progradação da planície costeira formando terraços marinhos pleistocênicos (quinto estágio) que foram erodidos em seguida, no período da Última Transgressão, quando novamente os cursos dos rios foram afogados formando estuários com posterior

formação de ilhas-barreiras, isolando sistemas lagunares (sexto estágio). Nessas lagunas localizadas nas desembocaduras dos rios formaram-se deltas intralagunares, cujos sedimentos eram depositados principalmente pelos rios (sétimo estágio). Com o abaixamento do nível do mar a partir do máximo transgressivo que ocorreu a 5.150 anos, formaram-se os terraços marinhos holocênicos (último estágio) que corresponde ao final do Ciclo Polifásico Paraguaçu (FERREIRA, 1999, p.69).

Suguio *et al.* (1985) apresentam os estágios evolutivos da sedimentação costeira durante o fim do Terciário e do Quaternário e segundo estes autores, a deposição da Formação Barreiras, decorre de uma série de processos verificados regionalmente.

A evolução do modelado da área pode ser reconstituída a partir do fim do Terciário (Plio-Pleistoceno), em decorrência do levantamento epirogênico da Superfície Sulamericana, quando ocorreu a deposição de sedimentos continentais correspondentes ao nível de aplainamento que King (1956) denominou de Superfície Velhas e Bigarella & Ab'Saber em 1964 apud Mabessone & Castro (1975), denominaram de Pd1, constituindo portanto a terceira fase de aplainamento citada acima, formando assim, a Superfície dos Tabuleiros (Mabessone & Castro, 1975.) [...] A reconstituição do relevo a partir desse período, está condicionada ao fato de ter sido ali que ocorreu a deposição da Formação Barreiras, que constitui a unidade principal no que diz respeito a elaboração do relevo da área (FERREIRA, 1999, p.66).

O modelo criado por Suguio *et al.* (1985), com base no estudo das variações do nível relativo do mar e mudanças climáticas, o qual descreve as fases evolutivas das planícies litorâneas brasileiras – estabelecido para o litoral da Bahia, pode “[...] ser tido como válido para o trecho litorâneo que vai do norte do Estado do Rio de Janeiro até a cidade de Recife” (FERREIRA, 1999, p.67).

Neste modelo são descritos os estágios evolutivos que culminaram com a atual configuração da costa da Bahia, a partir de evidências de diferentes momentos do processo.

As flutuações dos níveis relativos do mar e o transporte longitudinal de areia associados com mudanças paleoclimáticas, controlam a construção das planícies costeiras da porção central do litoral brasileiro (DOMINGUEZ *et al.* (1981).

Suguio (2003) verificou que estudos de Ferreira (1999) e Martin *et al.* (1987) consideram que o seu modelo permanece válido para o trecho do litoral brasileiro

entre Macaé (RJ) e Recife (PE), cuja característica fundamental é a presença de “tabuleiros” terciários da Formação Barreiras, entre as planícies costeiras quaternárias e as serras pré-cambrianas compostas por rochas cristalinas.

Suguio (2003, p.27) descreve 8 estágios evolutivos sendo os seguintes (figura 21):

- Estágio 1: deposição dos sedimentos continentais da Formação Barreiras: após um longo período de clima quente e úmido do fim do Terciário, que resultou na formação de um espesso manto de intemperismo (ou regolito), o clima tornou-se mais seco (talvez até semi-árido) com chuvas torrenciais e pouco frequentes, ainda no Terciário, quando a vegetação tornou-se bem mais rarefeita e o regolito foi exposto à erosão. [...] Segundo Bigarella & Andrade (1964), o nível relativo do mar estaria muito abaixo do atual, permitindo que parte da plataforma continental fosse coberta por esses depósitos.
- Estágio 2: máximo da transgressão antiga: o limite atingido pelo máximo desta transgressão é indicado por uma linha de falésias mortas (escarpas inativas) esculpidas nos sedimentos da Formação Barreiras, quando o clima teria sido mais úmido que na fase anterior.
- Estágio 3: deposição dos sedimentos continentais pós-Barreiras: após o máximo da transgressão e durante a regressão subsequente, o clima readquiriu as características semi-áridas. Esta semi-aridez propiciou a sedimentação de novos leques aluviais coalescentes, que foram depositados nos sopés das escarpas esculpidas na Formação Barreiras durante o estágio 2.
- Estágio 4: máximo da penúltima transgressão: há cerca de 123.000 anos AP o nível relativo do mar estava 8 ± 2 m acima do atual.
- Estágio 5: construção de terraços marinhos pleistocênicos: teve início uma nova fase regressiva, quando os terraços arenosos cobertos por cristas praias foram originados, formando-se extensas planícies costeiras.
- Estágio 6: máximo da última transgressão: entre cerca de 6.500 a 7.000 anos AP o nível relativo do mar chegou ao atual e, a seguir, passou por um máximo situado 4 a

5 m acima do atual há cerca de 5.100 anos AP. Durante esta transgressão os terraços pleistocênicos foram total ou parcialmente erodidos.

- Estágio 7: construção de deltas intralagunares: deposição de sedimentos fluviais formando deltas intralagunares.

- Estágio 8: construção de terraços marinhos holocênicos: após 5.100 anos AP, o nível relativo do mar sofreu descensão progressiva até a posição atual, não sem antes passar por duas rápidas fases de flutuações entre 4.100 a 3.600 anos AP e entre 3.000 a 2.500 anos AP.

Figura 20 – Modelo geral de evolução geológica das planícies costeiras da porção central do litoral brasileiro durante o Quaternário - válido para o trecho entre Macaé (RJ) e Recife (PE), podendo ser aplicado a outros trechos do litoral do Nordeste. Fonte: SUGUIO, 2003, p.28.

Os fluxos gravitacionais indicam um evento importante na deposição dos sedimentos da Formação Barreiras, pois

[...] representam o elemento arquitetural que uniformizou a superfície Barreiras, depois de um período climático mais úmido, responsável pelo entalhamento do relevo, incisão da drenagem e criação dos paleovales posteriormente preenchidos. Posteriormente a criação dos paleovales, o clima voltou a ser mais seco e houve uma instabilidade tectônica, proporcionando a mobilização dos sedimentos em fluxos de detritos e fluxos de lama, os quais se depositaram nos canais em forma de leques coalescentes, uniformizando a superfície Barreiras (NUNES *et al.*, 2011, p.3).

Segundo Nunes *et al.* (2011, p.3), na região “[...] existem várias evidências de neotectonismo, as quais trouxeram reflexos na morfogênese, na evolução da drenagem, nos processos denudacionais e pedogenéticos”. Em termos gerais as reativações neotectônicas verificadas estão relacionadas a um evento maior, que seria relativo à separação América do Sul e África. “A região Nordeste do Brasil está submetida a esforços compressoriais E-W e extensionais N-S resultantes do deslocamento da Placa Sulamericana, os quais provocaram, a partir do Plioceno, reativações e falhamentos preferenciais no sentido NE-SW, NW-SE e N-S [...]. Depois da deposição da última formação que compõe o Grupo Barreiras, o mesmo foi afetado por reflexos da tectônica”.

Novas evidências apontadas por Rossetti *et al.* (2013, p.87), demonstram que

[...] analisamos a história da flutuação do nível do mar e demonstramos que os estratos que apresentam influência marinha estão mais espalhados nestas margens do que originalmente se pensava. Nossos principais resultados indicam que a presença marinha não está somente impressa nos depósitos expostos ao longo da margem equatorial, mas também se espalha em diferentes áreas da margem oriental (oeste). Por um longo intervalo de tempo geológico que se inicia no final do Cretáceo ou Paleógeno e dura até o final do Oligoceno, a maior parte da costa brasileira permaneceu com um ambiente não deposicional exposto a erosão sub aérea e com desenvolvimento de solo laterítico. A combinação da subida do nível do mar e subsidência tectônica promoveram uma acumulação de sedimentos na porção *onshore* de diversas bacias. Dois episódios transgressivos ocorreram: um no Oligo-Mioceno e outro no Mioceno médio/superior. O último deu origem a deposição da Formação Barreiras. Entretanto, durante o, supostamente, Mioceno médio o nível do mar eustático se elevou na costa do Brasil e houve uma renovada e

extensiva fase de não deposição e erosão subaérea com a formação de solo laterítico, um processo que durou até Quaternário superior.

Em suma, o ambiente deposicional da Formação Barreiras tem sido interpretado de formas distintas, em função de diversas análises realizadas e das que estão por vir, pois, na medida em que as pesquisas avançam novas interpretações poderão ser adicionadas às já existentes.

CAPÍTULO 5 – SISTEMA FALÉSIA

5.1 - O sistema falésia

Para a compreensão da dinâmica das falésias, considerando-as como um sistema, se faz necessário o conhecimento mais aprofundado dos fatores que contribuem, com maior ou menor intensidade, frequência e magnitude, para a existência desta feição característica e presente em vários trechos de áreas costeiras ao redor dos continentes.

5.2. – Falésia como resultado de um sistema erosivo

Encontramos na literatura várias definições para falésia. Há pontos em comum nas definições, e de maneira geral, todas versam sobre um mesmo fenômeno, sendo que as definições são complementares. Para Guerra (1993, p.178) falésia “[...] é um termo usado para designar as formas, de relevo litorâneo, abruptas ou escarpadas, ou ainda, desnivelamento de igual aspecto no interior do continente; Christofolletti (2003, p.133) considera que “[...] a falésia é um ressalto não coberto pela vegetação, com declividade muito acentuada e de alturas variadas, localizado na linha de contato entre a terra e o mar”. Bird (2008, p.67) define falésias como “[...] vertentes escarpadas costeiras (geralmente mais do que 40°, mas frequentemente vertical e algumas vezes pendente) cortadas em formação rochosa. Elas estão, geralmente, recuando como resultado da erosão marinha em sua base acompanhada por erosão subaérea da face da falésia”³⁹.

Nordstrom e Renwick (1984, p.197) afirmam que “[...] a maioria do relevo das áreas costeiras é erosional, e uma feição proeminente é uma escarpa de erosão,

³⁹ *Cliffs are steep (usually more than 40°, but often vertical and sometimes overhanging) coastal slopes cut into rock formations. They are generally receding as the result of marine erosion at their base, accompanied by subaerial erosion of the cliff face.*

frequentemente denominada como falésia costeira ou *bluff*".⁴⁰

Em função de distinções feitas a falésias continentais e costeiras (*cliff* ou *bluff*), em grande parte da literatura consultada, o termo falésia, neste trabalho, será somente utilizado para designar as formações costeiras.

Considera-se, a partir do exposto, que as falésias costeiras são um sistema dinâmico que muda, ou evolui, com o passar do tempo. Este sistema compreende dois componentes principais: o subsistema de linha de costa, isto é, a praia, as zonas submergível e próxima (*foreshore e nearshore*), ou seja, a célula costeira; e o subsistema falésia, isto é a frente e o topo da falésia. O sistema de falésia pode variar de uma linha de falésia extensiva em materiais relativamente uniformes a pequenas unidades separadas que refletem ambientes geológicos mais complexos, ou seja, mais de um sistema de falésia pode ocorrer dentro de um mesmo sistema de linha de costa (LEE, 2008).

As influências no sistema costeiro de falésia podem ser organizadas em uma hierarquia generalizada, sendo, primeiro, considerado um sistema de controle ambiental que envolve o clima, a atração gravitacional, o nível eustático do mar, histórico da tectônica local e efeitos pós-glaciais de reajustamento isostático, além das características geológicas, topográficas e disponibilidade de sedimentos, isto é, herança de processos passados. Secundariamente, estão os fatores do regime de energia, os quais podem variar em resposta as mudanças no controle do sistema e incluem as chuvas, o regime de ventos, temperatura, variação das marés, ondas climáticas (tempestades) e nível do mar relativo. Estes são considerados fatores que forçam as mudanças (LEE, 2008).

As costas rochosas ocupam aproximadamente 80% das áreas costeiras do mundo, mas o entendimento de suas dinâmicas e nossa habilidade para prever sua evolução com o passar do tempo permanecem severamente limitadas. A principal

⁴⁰ Most high relief coasts are erosional, and prominent feature is na erosion scarp, frequently termed as a sea cliff or bluff.

razão para isto é a falta de dados de campo acerca dos principais componentes, os quais sejam coletados durante um período de tempo suficientemente longo para ser usado em modelos de previsão (Emery e Kuhn *apud* ROBINSON e MOSES, 2011).

As costas rochosas estão continuamente sendo cortadas pela ação erosiva dos agentes oceânicos e são, portanto, caracterizadas por feições erosivas. A natureza erosiva das costas rochosas torna muito difícil deduzir sua história evolucionária porque os diferentes estágios evolutivos são estão presentes na estratigrafia. Outro fator que consterna nossa compreensão do desenvolvimento das costas rochosas é a taxa muito lenta de mudanças morfológicas. Como resultado destes fatores que nos podem nos confundir, podemos somente especular sobre o modo e a taxa de desenvolvimento das costas rochosas (MASSELINK e HUGHES, 2003).

Figura 21 - Tipos de falésias em termos de atividade (baseado em Emery e Kuhn, 1982), sendo SL= sea level (nível do mar). Fonte: WOODROFFE, 2002, p.145.

O termo falésia, em linhas gerais, é um conceito morfológico que denota uma vertente escarpada. Para Woodroffe (2002, p.144) “[...] é conveniente se fazer uma distinção entre os diversos tipos de falésia em termos de suas ‘atividades’” ⁴¹ (figura 22).

A percepção da existência de formas, nem sempre semelhantes, serem classificadas com uma mesma denominação, leva Woodroffe (2002, p.145) a afirmar que,

[...] falésias que estão sujeitas a ação das ondas na sua base são ativas. Quando um depósito de talus tem acumulado na base e as falésias estão protegidas da ação das ondas elas estão inativas, embora elas possam ainda ser esculpidas por processos subaéreos.⁴²

Desta forma, constata-se que há uma grande variedade de perfis de falésias encontrados na natureza, refletindo um grande número de fatores envolvidos no desenvolvimento das mesmas. Estes fatores incluem processos marinhos, processos subaéreos (intemperismo, movimentos de massa, escoamento), tipo de rocha (litologia e estrutura) e história do nível do mar (MASSELINK e HUGHES, 2003).

Os processos continentais e oceanográficos que afetam as costas rochosas incluem erosão mecânica das ondas, intemperismo físico e químico, bioerosão e movimentos de massa. Estes diferentes processos frequentemente ocorrem concomitantemente e um dos principais problemas associados ao entendimento da morfodinâmica é o de se determinar a importância relativa destes processos, sendo que o papel relativo dos processos marinhos e subaéreos pode variar com o tempo e consequentemente a morfologia da falésia pode mudar de acordo com estas variações (MASSELINK e HUGHES, 2003, p.265).

⁴¹ *It is convenient to distinguish several types of cliffs in terms of their ‘activity’.*

⁴² *Cliffs that are subject to wave action at their base are active. When talus has accumulated at the base and cliffs are protected from wave action they are inactive, although they can still be shaped by subaerial processes.*

Ainda, segundo estes autores,

[...] a importância relativa dos papéis desempenhados pelos processos marinhos ou subaéreos na determinação da morfologia da falésia pode ser ilustrada em um simples modelo morfodinâmico (figura 22). Os processos subaéreos resultam em movimento de sedimentos na direção inferior da vertente da falésia em direção ao mar. Se a habilidade dos processos marinhos para remover detritos exceder o suprimento de material pelos processos de desgaste, os sedimentos não acumularão na base da falésia. Neste caso o ângulo de perfil da falésia depende principalmente da estrutura e litologia da rocha. Falésias verticais se formam em massas rochosas uniformes, ao passo que se as camadas mergulham em direção ao mar e a vertente resultante tenderá a seguir a inclinação das camadas. Em qualquer caso, a predominância de remoção de detritos superando o suprimento destes manterá descoberta a face da falésia em um ângulo constante. Se o suprimento de detritos exceder a capacidade de remoção na base da falésia, o material acumula em uma rampa de talus. O ângulo resultante do perfil da falésia é o ângulo de repouso dos detritos. Entre estes dois extremos existe uma série infinita de formas de vertente, cada qual depende de taxas relativas de suprimento de sedimento e remoção na linha de costa (Pethick, 1984 *apud* MASSELINK e HUGHES, 2003, p.264)⁴³.

Na linha deste raciocínio, Masselink e Hughes (2003, p.266) afirmam que “[...] um aspecto importante do sistema morfodinâmico da falésia é a retroalimentação entre os processos erosivos da falésia e a presença/ausência de material na base da falésia”⁴⁴.

⁴³ *The importance of the relative roles of marine or subaerial processes in determining cliff morphology can be illustrated in a simple morphodynamic model (figure 22). Subaerial processes result in the movement of sediments down the cliff slope to the sea. If the ability of marine processes to remove the debris exceeds the supply of material by mass-wasting processes, sediment will not accumulate at the base of the cliff. In this case, the angle of the cliff profile depends mainly on the structure and lithology of the rock. Vertical cliffs form in massive uniform rocks, whereas if the rock strata dip seaward, the resultant slope will tend to follow this dip. In any case, the predominance of debris removal over supply will maintain a bare rock face at a constant angle. If the supply of debris exceeds the capacity of removal at the base of the cliff, the material accumulates into a talus slope. The resulting angle of the cliff profile is the angle of repose of the debris. In between these two extremes lies an infinite range of slope forms, each of which depends on the relative rates of sediment supply and removal at the shoreline.*

⁴⁴ *An important aspect of the cliff morphodynamic system is the feedback between cliff erosion processes and the presence/absence of material at the base of the cliff.*

Figura 22 – Representação generalizada do sistema morfodinâmico de falésia costeira. A morfologia típica da falésia pode ser identificada dependendo do papel relativo dos processos marinhos e subaéreos. Fonte: MASSELINK e HUGHES, 2003, p. 265.

Pethick (1984) *apud* Masselink e Hughes (2003) afirma que há certa relevância do papel das latitudes na forma da falésia, pois

[...] as falésias costeiras em altas latitudes também são caracterizadas por gradientes relativamente suaves porque nestas regiões periglaciais os processos produzem grandes quantidades de material na base da falésia e as ondas relacionadas ao clima não possuem muita energia. É consequentemente nas regiões temperadas que falésias íngremes são mais comumente encontradas. Aqui, a rápida remoção dos detritos promovida pela alta energia das ondas previne a formação de talus enquanto a erosão ativa na falésia causa a inclinação da falésia cortada. Deve-se enfatizar que a distribuição latitudinal das formas de falésia é uma generalização (MASSELINK e HUGHES, 2003, p.268)⁴⁵.

⁴⁵ Coastal cliffs in high latitudes are also characterized by relatively gentle gradients because in these regions periglacial processes produce large amounts of cliff-base material and the wave climate is not very energetic. It is consequently in temperate regions that steep coastal cliffs are most common. Here, rapid debris removal promoted by high wave energy prevents talus formation while active cliff erosion cause steepening of the slope by undercutting. It should be emphasized that the latitudinal distribution of the cliff form is a generalization.

Acrescenta-se às observações feitas pelos autores supracitados que, no caso do litoral brasileiro, considerando-se a zona tropical, as falésias apresentam alto gradiente.

Embora a identificação, quantificação e explicação desses processos seja algo lento e que requeira uma série de pesquisas quantitativas e qualitativas, as formas resultantes de tais processos servem como ponto de partida para os questionamentos que desejamos fazer para a compreensão destas.

No caso brasileiro, o oceano Atlântico banha um extenso litoral que se estende por mais de 8 mil quilômetros, predominando costas baixas, mas por vezes, a terra firme se impõe ao mar por meio de escarpas com inclinação acentuada.

As falésias são consideradas como um indicativo de mudança e evolução da linha de costa. Primeiramente ocorre a formação de um depósito rochoso – que pode ser de rochas cristalinas ou sedimentares - que avança em direção ao mar, quando este se encontrava em um nível abaixo do atual. Na medida em que o nível do mar avança em direção ao continente (transgressão marinha), estas formações começam a sofrer transformações e recuam. As falésias no Brasil ocorrem principalmente nas regiões Nordeste e Sudeste, onde se alternam com praias, dunas, manguezais, recifes, baías, restingas e costões rochosos e conferem um caráter singular à paisagem litorânea. Também há ocorrência de falésias, em menor escala, na região Norte.

O relevo elevado da costa (que inclui as falésias) pode ser formado por estratificação de rochas cristalinas ou acúmulo de sedimentos depositados por processos glacial, fluvial, eólico ou mesmo pelas ondas durante um padrão diferente do nível do mar no passado. Algumas praias que se formam no *front* de uma falésia são, em muitos casos, formadas pelo material erodido das formações locais (NORDSTROM e RENWICK, 1984).

A compreensão da morfogênese e evolução das falésias requer a identificação de uma série de fatores que possam agir concomitantemente como entrada (*input*) e saída (*output*) de energia em um sistema natural. Desta forma, as falésias podem ser consideradas como um sistema natural onde os subsistemas

atuantes variam de local para local, em função dos diversos fatores que concorrem para sua gênese e evolução, se diferenciando (ou não) e em cada ponto da zona costeira, onde determinados agentes podem estar presentes e outros ausentes.

Figura 23 – Detalhe do entalhe na base da falésia em Tibau do Sul, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

De forma geral, encontra-se, usualmente, na literatura (brasileira especialmente) que a falésia se forma a partir da ação das ondas solapando a base da formação rochosa, provocando um entalhe que desestabiliza o corpo rochoso que tende a desmoronar.

Quando em virtude de modificação do nível do mar ou da terra, o mar entra em contacto com uma escarpa íngreme emersa, estabelecem-se condições para a esculturação de uma cadeia de formas. O ataque das ondas, na zona intertidal, promove um entalhe de solapamento na escarpa, que provoca o desmoronamento da parte cimeira e elaboração da falésia (CHRISTOFOLETTI, 2003, p. 133). As falésias marinhas constituem costas abruptas, caracterizadas pela erosão devido à alta energia das ondas (SUGUIO *et al.*, 2005, p.126).

Mas verifica-se que as falésias resultam de uma combinação de fatores continentais, oceânicos e atmosféricos que, em interação, interferem em sua morfogênese e evolução. O entalhe na base da falésia é um dos elementos que

contribuem para sua evolução, mas não o único. A sua gênese está diretamente relacionada à evolução da linha de costa e aos processos atuantes no sistema costeiro.

O recuo da falésia é reflexo do balanço entre a estruturação do material componente do corpo rochoso e o estresse imposto à falésia pela gravidade e energia cinética das ondas na base da mesma. A taxa de recuo é função do balanço entre a força do material na falésia e o estresse imposto. Embora os processos de inclinação possam controlar a taxa de recuo em áreas protegidas das ondas como as baías, o ataque das ondas e os materiais geológicos são geralmente os fatores dominantes no processo de recessão em costas abertas (SUNAMURA, 1992).

Sendo assim, o entalhe na base da falésia provocado pela ação erosiva das ondas deve ser considerado como um fator relevante, entre outros que devem, também, ser verificados a fim de uma explicação mais completa sobre os processos que geram esta forma.

Parte desses fatores é relativa a aspectos da dinâmica continental, os quais se referem aos processos geológico-geomorfológicos que contribuem para a formação das rochas que se estabelecerão na área costeira, bem como o intemperismo e os fatores bióticos presentes e atuantes nesta formação. Os processos oceânicos incluem as ondas, marés e correntes que juntos fornecem a energia que esculpe e modifica a linha de costa pela erosão, transporte e deposição dos sedimentos. Os fatores atmosféricos são relativos ao regime de ventos e pluviosidade que atuam, respectivamente, na formação das ondas e nos processos de intemperismo e movimento de massa que influenciam na evolução das falésias.

Nas falésias, o processo erosivo atua em diferentes frentes. Na base ocorre a ação das ondas e a abrasão em função dos sedimentos misturados na água das ondas e pela própria ação física das ondas (que provocam solapamento na base e geram desmoronamentos) e correntes marinhas. No topo e na face exposta ocorre a ação dos agentes intempéricos, especialmente aqueles relacionados à ação das águas da chuva. Todos os fatores (sistemas) combinados fazem com que as falésias recuem em direção ao continente.

O recuo da falésia depende, também, dos materiais geológicos. As falésias esculpidas em rochas cristalinas mais resistentes recuam muito mais lentamente que aquelas esculpidas em rochas sedimentares ou sedimentos pouco consolidados, as quais, em termos de tempo geológico, recuam mais rapidamente. Em função das rochas que compõem as falésias do litoral Nordeste brasileiro, consideramos que pode ocorrer um recuo relativamente rápido das mesmas, mas não faz parte deste estudo quantificar este recuo.

O ataque das ondas promove um entalhe de solapamento na escarpa, que provoca o desmoronamento da parte cimeira e elaboração (recuo) da falésia, contribuindo para sua evolução.

Conforme Bird (2008, p.102),

[...] as falésias retrocedem como resultado de erosão na base, *slumping*, deslizamentos e queda de rochas, além da remoção de detritos caídos e depositados na base da falésia. O recuo da falésia pode ser acelerado em costas onde o nível do mar esteja aumentando, e o aprofundamento da água costeira permita que grandes ondas ataquem a falésia, embora a taxa de recuo dependa da dureza da rocha e da disponibilidade de sedimento que possa ser utilizado na abrasão⁴⁶.

O trabalho das ondas na base da falésia é tido como o principal agente de sua formação, mas não é o único responsável pela sua morfogênese e evolução. Os agentes exodinâmicos agem concomitantemente aos endodinâmicos nestes processos de evolução da falésia.

Para Bird (2008) e Christofolletti (2003) os fatores geológicos, geomorfológicos, oceanográficos, climáticos e bióticos devem ser considerados em igual medida para a compreensão da gênese da falésia.

As falésias são fortemente influenciadas pela geologia das regiões costeiras, particularmente a estrutura e litologia da formação rochosa que aflora na costa e sua resposta ao intemperismo e processos erosivos. [...] Algumas falésias tem sido produzidas pela subida da

⁴⁶ *Cliffs recede as the result of basal erosion, slumping, landslides and rockfalls, and the removal of collapsed debris from the cliff base. Cliff recession may accelerate on coasts where sea level is rising, the deepening of nearshore water allowing larger waves to attack the cliff, but the rate of cliff retreat also depends on the rock hardness and the availability of sediment that can be used in abrasion.*

terra marginal como resultado de falhamento; outras seguem linhas de falhas, mas são parcial ou completamente o resultado de erosão diferencial, onde o falhamento tem enfraquecido a formação rochosa ao longo de rochas resistentes. [...] O clima tem sido uma importante influência no intemperismo de afloramentos rochosos costeiros, os quais resultam de processos físicos, químicos e biológicos, relacionados parcialmente as condições subaéreas e parcialmente a presença ou proximidade do mar. [...] As falésias mais simples são encontradas onde a erosão marinha tem atacado as margens de massas de terra estáveis de rochas coerentes, removendo uma cunha de material para formar uma vertente inclinada (geralmente maior do que 30°, e frequentemente vertical) que tem a frente uma plataforma costeira (BIRD, 2008, p.67)⁴⁷.

Os processos morfogenéticos atuantes sobre as formas de relevo das costas são controlados por vários fatores ambientais, como o geológico, o climático, o biótico e fatores oceanográficos. Esses fatores variam de um setor a outro da costa, assim como na escala da variação temporal. (CHRISTOFOLETTI, 2003, p.129)

As rochas costeiras são afetadas por uma série de processos, incluindo erosão mecânica das ondas, intemperismo físico e químico, bio-erosão e movimentos de massa. As rochas costeiras são afetadas por uma gama de processos, incluindo os diferentes processos frequentemente ocorrem concomitantemente (MASSELINK e HUGHES, 2003).

As falésias retrocedem principalmente durante tempestades, quando a base da falésia é cortada por processos hidráulicos do impacto das ondas e da ação abrasiva da água carregada com fragmentos de rochas (areia e cascalho) que durante as tempestades são arremessados repetidamente contra a base da falésia. Um entalhe de abrasão é então formado na base da falésia, tipicamente entre 1 a 2 metros de altura e um retrocesso em torno de até 3 metros. Com o seu crescimento

⁴⁷ *Cliffs are strongly influenced by the geology of coastal regions, particularly the structure and lithology of rock formation that outcrop on the coast and their response to weathering and erosion processes. [...] Some cliffs have been produced by uplift of the land margin as the result of faulting; others follow fault lines, but are partly or wholly the outcome of differential erosion, where faulting has placed weak rock formation alongside resistant rocks. [...] Climate has been an important influence on the weathering of coastal rock outcrops, which results from physical, chemical and biological processes, related partly to subaerial conditions and partly to the presence or proximity of the sea. [...] The simplest cliffs are found where marine erosion has attacked the margins of a stable land mass of coherent rocks, removing wedge of material to form a steep (usually more than 30°, and often vertical) slope fronted by a shore platform.*

a face (*front*) da falésia se torna instável, e uma massa de rocha suspensa eventualmente entra em colapso (ocorre uma queda de rochas). O entalhe na base da falésia se desenvolve melhor em formações rochosas com resistência relativa porque um afloramento rochoso frágil não as suportará (BIRD, 2008).

O comportamento da falésia é uma resposta morfológica da linha da falésia às variações no balanço entre os materiais da formação e o ataque das ondas na base da falésia com o passar do tempo, isto é, a evolução da falésia ocorre com o passar do tempo. Isto geralmente envolve uma combinação de movimento de massa, superfície de erosão e erosão por infiltração. As mudanças no comportamento da falésia podem levar a modificações nas taxas de recuo do topo (LEE, 2008).

A variabilidade da taxa de recuo é uma feição inerente do sistema dinâmico falésia-praia mais do que simplesmente o resultado da força aleatória da energia das ondas. As variações nos níveis da praia, tanto a curto prazo quanto como resultado de um longo período de tendência de provisão de sedimentos, pode ser mais significativa do que mudanças no clima ou nível relativo do mar; embora seja largamente previsível que um aumento no nível relativo do mar resultará em um aumento da energia das ondas que atingirão a base da falésia e uma aceleração no recuo da mesma (LEE, 2008).

A taxa de recuo é difícil de ser medida, o que exige trabalhos experimentais pontuais. As medições acerca do recuo da falésia são mais facilmente realizadas no topo da falésia, mas também é possível se medir o recuo da base da falésia ou a recessão de todo o perfil; a mudança do gradiente depende de taxas relativas de recuo da base e do topo da falésia. A taxa na qual a falésia recua depende, também, da resistência e estrutura das formações aflorantes, da energia das ondas incidentes, da amplitude das marés, da presença de costa rochosa ou plataforma costeira que proporciona alguma proteção para a base da falésia e a frequência e consistência do ataque das ondas na base.

De acordo com Bird (2008, p.103),

[...] o recuo da falésia é geralmente episódico, e ocorre durante fases de forte ataque das ondas. Este varia ao longo da linha de costa

conforme a resistência das formações rochosas costeiras, aspecto relacionado ao regime de ondas e o perfil da costa próxima e a incidência de quedas de rochas ou colapso da falésia (quando o topo de uma falésia pode recuar, mas a base pode avançar, ao menos temporariamente, por meio da acumulação de um lobo de material escorregado). Algumas mudanças são instantâneas; outras ocorrem, em relação a escala do tempo, alcançando até séculos.⁴⁸

Desta forma, a maioria das falésias existentes teria sido cortada dentro dos 6.000 anos passados, período em que o mar esteve próximo ao seu nível presente. Em algumas costas é possível medir a extensão da retração da falésia com referências aos remanescentes de superfície de terra precedentes intemperizadas por processos subaéreos (rochas oxidadas) intersectando a borda exterior da plataforma marinha. Assim, é possível se reconstruir o perfil do terreno antes de a falésia ter sido cortada, como em encostas (flancos) de uma costa ou ilha vulcânica, ou em uma costa escarpada (*slope-over-wall*), e assim estimar a extensão do recuo. Também podem ser utilizadas fotografias aéreas ou equipamentos ligados a computador (como pinos inseridos ou medidores de micro erosão) para se medir a taxa de recuo da falésia, sendo esta, geralmente, é dada em metros por ano (LEE, 2008).

As falésias foram bastante extensas em muitas áreas costeiras antes do último Período Glacial, fase de nível do mar mais baixo, e durante esta fase, na ausência de ataque marinho, as falésias foram degradadas por meio de denudação subaérea. Como regra, as *bluffs* (pseudo-falésias), então formadas, foram cortadas conforme o mar atingia seu nível presente e assim rejuvenesceram como as falésias em recuo. É possível que sejam encontrados setores das áreas costeiras onde *bluffs* do Pleistoceno tenham sido preservadas, geralmente por detrás de áreas de deposição no Holoceno. As falésias também são influenciadas pela geomorfologia da área interior próxima (*hinterland*), em particular a topografia que é interceptada conforme a falésia recua (BIRD, 2008).

⁴⁸ *Cliff recession is generally episodic, during phases of strong wave attack. It varies along the coastline with the resistance of coastal rock formation, aspect in relation to wave regimes and the nearshore profile and the incidence of rock-falls and landslides of cliff falls (when the crest of the cliff may retreat, but the cliff base may advance, at least temporarily, by the accumulation of a lobe of slumped material). Some changes are instantaneous; others take place over timescales ranging up to centuries.*

Segundo Bird (2008, p.95),

[...] a influência da litologia e da estrutura no perfil da falésia é também expressa nas variações costeiras. [...] A linha de costa também tem sido influenciada pela topografia da área adjacente de modo que cordilheiras tendem a terminar promontórios e vales terminaram em baías. [...] Onde uma resistência relativa da formação rochosa costeira é suportada/precedida por afloramentos paralelos mais frágeis, a penetração da parede externa por meio da erosão marinha é seguida pela escavação de cavernas e baías em rochas moles. Em tais situações havia frequentemente uma incisão anterior de vales paralelos a linha de costa, cortados nos afloramentos mais moles atrás de um cume costeiro em rocha dura⁴⁹.

Outro fator relevante a ser considerado, especialmente em áreas tropicais que apresentam mudanças sazonais de temperatura e altos índices pluviométricos é o intemperismo, considerando-se este como o conjunto de modificações de ordem física (desagregação) e química (decomposição) que as rochas sofrem ao aflorar na superfície da Terra (TOLEDO *et al.*, 2003). Os produtos do intemperismo estão sujeitos a outros processos, tais como erosão, transporte e sedimentação, os quais acabam levando à denudação continental. Os processos de intemperismo são fortemente controlados por fatores climáticos (temperatura e chuva) e tipo de rocha e são classificados como intemperismo: físico, químico e pelo sal (MASSELINK e HUGHES, 2003).

Para Toledo *et al.* (2003, p.140),

[...] os fatores que controlam a ação do intemperismo são o clima, que se expressa na variação sazonal de temperatura e na distribuição das chuvas, o relevo, que influi no regime de infiltração e drenagem das águas pluviais, a fauna e flora, que fornecem matéria orgânica para reações químicas e remobilizam materiais, a rocha parental, que, segundo sua natureza, apresenta resistência diferenciada aos processos de alteração intempérica e, finalmente, o tempo de exposição da rocha aos agentes intempéricos. [...] Os processos intempéricos atuam através de mecanismos modificadores das propriedades física dos minerais e rochas (morfologia, resistência, textura, etc), e de suas características químicas (composição química

⁴⁹ *The influence of lithology and structure on cliff profiles is also expressed in coastwise variations. [...] Coastlines have also been influenced by the topography of the hinterland, so that ridges tend to end in headlands and valley in bays. [...] Where a relatively resistant coastal rock formation is backed by parallel weaker outcrops, penetration of the outer wall by marine erosion is followed by the excavation of coves and bayments in the softer rock. In such situations there has often been prior incision of valleys parallel to the coastline, cut in the softer outcrops behind a coastal ridge on harder rock.*

e estrutura cristalina). Em função dos mecanismos predominantes e sua atuação, são normalmente classificados em intemperismo físico e intemperismo químico. Quando a ação (física ou bioquímica) de organismos vivos ou da matéria orgânica proveniente de sua decomposição participa do processo, o intemperismo é chamado de físico-biológico ou químico-biológico.

As falésias e plataformas costeiras, entre marés, estão sujeitas a alternância entre umedecimento e ressecamento pelo borrifamento de sal, lavagem das ondas, marés e chuva (MASSELINK e HUGHES, 2003).

Estes fatores

[...] representam ambientes apropriados para muitos processos de intemperismo físico e químico. Em áreas protegidas e em rochas particularmente suscetíveis, o intemperismo é provavelmente o maior mecanismo erosivo. Aqui, a ação da onda pode ser simplesmente responsável pela remoção de materiais intemperizados (MASSELINK e HUGHES, 2003, p.258)⁵⁰.

O intemperismo físico, químico e pelo sal, geralmente, agem juntos e operam mais eficientemente quando e onde o substrato rochoso está sujeito a frequentes alternâncias de umidade e ressecamento.

O intemperismo na falésia inclui processos físicos que provocam a desintegração da superfície da rocha, processos químicos que decompõe o afloramento rochoso e processos biológicos que podem atacar ou proteger a rocha. Os processos de dissolução são particularmente ativos em costas calcárias (incluindo dunas de calcarenito, as quais são formadas por arenitos calcários formados pela litificação de depósitos de dunas costeiras). Neste caso, o escoamento da água subterrânea dissolve o carbonato e carrega partículas finas, formando rachaduras e fendas na face da falésia, e a precipitação de carbonato endurece a superfície, a qual é frequentemente escurecida pela colonização por algas (BIRD, 2008).

⁵⁰ *They therefore represent suitable environments for many physical and chemical weathering processes. In sheltered areas and on particularly susceptible rocks, weathering is probably the major erosive mechanism. Here, wave action may be merely responsible for the removal of the weathered material.*

Ventos fortes que atingem a costa varrem o sedimento da falésia para o seu topo, onde este pode ser depositado como uma duna na parte superior. Nos níveis mais baixos, a face da falésia pode se tornar intrincadamente esburacada como resultado do intemperismo, o qual inclui os efeitos de umedecimento e ressecamento recorrentes, cristalização do sal, corrosão pela chuva e respingos da água do mar e bioerosão pelos organismos marinhos.

O intemperismo físico pode resultar da ação do gelo e ciclos alternados de umedecimento e ressecamento. A quebra das rochas é acompanhada pela formação de um alargamento (ampliação) de capilares e rachaduras na rocha (MASSELINK e HUGHES, 2003). Estes processos são particularmente importantes em materiais que podem armazenar grandes quantidades de água, tais como rochas sedimentares compostas por grãos finos.

Mudanças de temperatura (alternância entre calor, que provoca dilatação dos materiais e frio, que provoca contração) que se processam, em pequena escala, mas constantemente, também são responsáveis pela degradação do material da formação rochosa, facilitando a ação de outros agentes intempéricos.

Outro agente que contribui de forma intensa para a alteração das rochas é o intemperismo químico. Este é, geralmente, o resultado de um número de reações químicas trabalhando juntas, incluindo hidrólise, oxidação, hidratação e dissolução (MASSELINK e HUGHES, 2003). A eficiência destes processos de intemperismo é determinada principalmente pela quantidade de água disponível para as reações químicas e pela remoção de produtos solúveis, sendo que o intemperismo químico é mais significativo em áreas com clima quente e úmido, uma vez que há água em quantidade suficiente para que o processo ocorra.

A resistência e composição das camadas de rocha que formam a falésia devem ser consideradas, pois as camadas horizontais e camadas grossas alternadas de rocha de diferentes resistências originam falésias com um perfil escarpado. Se as camadas superiores são mais resistentes do que as de baixo, uma falésia suspensa se formará. Nas falésias com vertentes suavemente inclinadas pode ocorrer a formação de uma rede de canais que tendem a ser alargados por

ação do *runoff* (escoamento superficial) das águas das chuvas e fragmentos de rocha que rolam por estes canais (ZENKOVICH, 1967).

Para Rio e Gracia (2009) cada variável atua de forma específica no processo erosivo da falésia e se classificam estes em mais ou menos significativos, embora não seja fácil determinar tal fato exatamente. Os parâmetros mais relevantes e considerados determinantes são aqueles relacionados aos materiais que compõem a falésia e as características da praia adjacente, e os aspectos menos relevantes são a amplitude das marés, a tendência do nível do mar e as chuvas, que têm sua importância, mas são consideradas variáveis secundárias, por estes autores.

Os processos eluviais e iluviais pretéritos e atuais são extremamente intensos em, praticamente, toda a área geográfica de abrangência da Formação Barreiras, onde ocorre em alguns trechos, a presença de ferricretes. Conforme apontado por Furrier (2006, p.2),

[...] outro processo iluvial com forte evidência de controle tectônico observado na área são as linhas ou faixas estreitas horizontais e sub-horizontais de ferricretes muito bem visíveis nas falésias da Formação Barreiras. Essas linhas e/ou faixas de ferricretes encontram-se em diferentes patamares nas falésias e em observações *in loco* pode-se observar que nas bases destas falésias vem ocorrendo formações atuais dessas concentrações de óxido/hidróxido de ferro, o que sugere forte influência do contato entre a cunha salina e a cunha de água doce para a sua precipitação e formação. Na base das falésias, onde há contato da cunha salina com a cunha de água doce, os ferricretes se encontram em estado plástico, o que sugere formação ainda em andamento. Outro fato que corrobora essa provável gênese é que, em locais aonde vem ocorrendo intenso recuo erosivo da linha de falésias, os ferricretes ficam em evidência por serem mais resistentes à erosão, marcando o antigo posicionamento da falésia. [...] A gênese dos ferricretes encontrados parece estar associada a fluxo descendente de água vadosa, devido a intensa precipitação pluviométrica, elevada permeabilidade litológica e mudança brusca de pH do ambiente, fato que ocorre no encontro da cunha de água doce (ácida) com a cunha de água salina (alcalina). [...] Essas concentrações nada têm a ver com a laterização, pois não são produtos da pedogênese, mas sim o resultado de processos iluviais. [...] A variação das cotas atuais das linhas e faixas horizontais e sub-horizontais dos ferricretes encontrados evidencia forte controle tectônico, pois as flutuações do nível do mar como conhecidas não produziram variações tão heterogêneas nos patamares de ferricretes como as verificadas. Estudos desenvolvidos por Ribeiro, Uchôa e Pereira (2005) na Formação Barreiras, no Estado da Bahia, atrelaram fortemente a gênese dos ferricretes à variação do nível freático por eventos

neotectônicos. Na falésia da Praia de Coqueirinho, a concentração de ferro é tão acentuada que, ao bater o martelo contra o ferricrete, percebe-se a saída de fagulhas e faíscas.

A disponibilidade de água para os processos de intemperismo químico nas três áreas de estudo, propostas para este trabalho, não se dá de forma igual.

Comparando-se as informações apresentadas nas classificações climáticas de Wladimir Köppen (1936) e Arthur Strahler (1951), podemos perceber que há áreas com precipitações mais elevadas e outras com baixos índices de precipitação (semi-árido que atinge a costa de estados do Nordeste), o que sugere intemperismo químico diferenciado nas áreas de estudo deste trabalho.

Em regiões litorâneas há, também, a atuação de outro tipo de intemperismo: o intemperismo pelo sal. Ponderando que consideráveis quantidades de sal são depositadas em áreas próximas da costa, Masselink e Hughes (2003, p.259) afirmam que “[...] a presença deste sal nos capilares das rochas costeiras facilita o processo de intemperismo físico conhecido como intemperismo pelo sal”⁵¹.

Conforme Masselink e Hughes (2003, p.259), o sal influencia no processo de intemperismo físico da seguinte maneira:

[...] O sal dentro dos capilares passa por mudanças volumétricas devido a absorção de água nos cristais de sal, expansão induzida da temperatura dos cristais de sal e crescimento do cristal a partir de solução (Trenhaile, 1987). Estas mudanças volumétricas resultam em uma ampliação dos capilares e rachaduras na rocha, e um subsequente enfraquecimento da rocha. O intemperismo pelo sal, portanto, opera de maneira similar a ação do gelo e a eficiência do intemperismo do sal também aumenta com a permeabilidade e a porosidade da rocha. [...] As condições climáticas que conduzem ao intemperismo pelo sal são altas temperaturas e pouca chuva⁵².

⁵¹ *The presence of salts in the capillaries of coastal rocks facilitates a physical weathering process known as salt weathering.*

⁵² *The salt inside the capillaries undergoes volumetric changes due to adsorption of water to salts crystals, temperature-induced expansion of salt crystals and crystal growth from solution (Trenhaile, 1987). These volumetric changes result in a widening of the capillaries and cracks in the rock, and a subsequent weakening of the rock. Salt weathering therefore operates in a similar manner to frost action, and the efficiency of salt weathering also increases with rock permeability and porosity. [...] Climatic conditions conducive to salt weathering are high temperature and low rainfall.*

O intemperismo pelo sal é mais intenso nas zonas intertidais superiores (entre a maré alta principal e o limite de lavagem e espirro da água nestas marés) em áreas áridas, onde a salinidade aumenta em direção a níveis hipersalinos, mais do que em costas com alta pluviosidade, onde a salinidade é reduzida. É bastante comum as superfícies das rochas acima do nível da maré alta serem cobertas pela deposição de uma fina camada de sal durante períodos secos, e esta desaparece quando as rochas são lavadas pela chuva ou borrifadas com a água do mar (BIRD, 2008).

Além de expostas aos agentes do intemperismo, as rochas costeiras estão sujeitas à atuação de micro-organismos presentes nesta área. Estes provocam a chamada bioerosão, a qual é considerada, em linhas gerais, a ação de organismos (marinhos ou continentais) que se instalam na falésia e contribuem com a degradação do material que forma a rocha, atuando como agente facilitador e indutor de intemperismo e erosão.

Este tipo de erosão é sazonal, isto é, varia de acordo com a estação do ano. Variações sazonais na cobertura de algas e plantas marinhas pode influenciar, também, a erosão da plataforma mas a extensão para a qual esta cobertura protege as plataformas por atenuar a ação das ondas, ou as erode por abrandamento da massa rochosa (giz, por exemplo) sob a influência da energia das ondas se mantém incerta (MOSES e ROBINSON, 2011).

Para Masselink e Hughes (2003, p.260) a bioerosão é o processo,

[...] provavelmente, mais importante em regiões tropicais devido a enorme variedade de biota marinha e a abundância de substratos calcários, os quais são bastante suscetíveis aos processos bioquímicos e biofísicos (Spencer, 1988). O fator crucial relativo a eficiência da bio-erosão é a distribuição espacial dos organismos marinhos através da superfície da rocha, a qual é amplamente controlada pela disponibilidade de umidade e também das características da maré e nível de energia das ondas.⁵³

⁵³ *This process is probably most important in tropical regions due to the enormously varied marine biota and the abundance of calcareous substrates, which are very susceptible to biochemical and biophysical processes (Spencer, 1988). The crucial factor regarding the efficiency of bio-erosion is the spatial distribution of marine organisms across the rock surface, which is largely controlled by the availability of moisture and thus depends on tidal characteristics and wave energy level.*

As atividades biológicas marinhas afetam a força mecânica dos materiais da falésia. Organismos que formam colônias ou incrustados reduzem de forma global a resistência da rocha contra a erosão provocada pelas ondas. O efeito contrário a este pode ser proporcionado por organismos encrustados nas rochas que acabam por proteger a mesma (SUNAMURA, 1992).

A vegetação costeira e a fauna frequentemente incluem o crescimento e metabolismo de espécies as quais conduzem a decomposição ou dissolução dos afloramentos rochosos, especialmente calcários. A bioerosão também pode ser provocada por organismos terrestres, notadamente pela penetração dos mesmos que provocam alargamento de juntas e fissuras, tais como as raízes das plantas em crescimento na face da falésia. Animais escavadores, ninhos de pássaros também podem ser escavados na face da falésia, o que contribui para a erosão de rochas moles, especialmente falésias cortadas em arenitos (BIRD, 2008).

O efeito da ação desses organismos pode ser destrutivo, mas também podem ser de proteção ou até construtivos. Um denso crescimento de cracas ou uma incrustação firme de algas podem proteger a rocha costeira contra abrasão.

Considera-se, então, que vários agentes contribuem para o processo erosivo que se instala nas falésias.

5.3 – Evolução das falésias

No Cenozóico, a margem leste da Plataforma Sul-Americana foi afetada por eventos tectono-magmáticos estando estes relacionados à evolução do Oceano Atlântico Sul. A tectônica Cenozóica desencadeou uma série de eventos na porção oriental e ocidental do Brasil (LIMA, 2010)

Em margens em transformação, a crosta continental pode exibir uma espessura considerada normal, mas em outros casos o limite da falha em transformação e sua sucessão de bacias correlatas intersectam pontos de fraqueza em *riffts* intracratônicos que têm sido afetados pela extensão e pelo afinamento da

crosta. A costa norte (e nordeste) do Brasil pertence a esta categoria, com orientação SW-NE (zona de Cariri-Potiguar) desde a área no limite da costa se estendendo em direção ao oceano, através da bacia sedimentar da margem Equatorial em transformação (PEULVAST, *et al.*, 2008).

Há evidências de atividades sísmicas na Formação Barreiras no litoral do Estado de Sergipe e norte do Estado da Bahia (LIMA, 2010). A partir da observação de estruturas rúpteis e dúcteis foi possível, para este autor, interpretar que as atividades tectônicas afetaram a área tanto durante, quanto após a deposição dos sedimentos desta Formação.

LIMA (2010, p.140) observa que,

[...] as estruturas dúcteis são representadas pelas estruturas de liquefação em conglomerados e estruturas de fluidificação na interface entre arenitos e lamitos, revelando um tectonismo concomitante com a deposição dos sedimentos. As dobras sinclinais e anticlinais observadas revelam uma deformação dúctil pós deposicional. As estruturas rúpteis são representadas por falhamentos normais e juntas tectônicas.

As estruturas rúpteis são designadas por: falhamentos, sendo que as falhas geológicas verificadas, nesta área, se apresentam em alguns afloramentos como *horst* com falhas normais; juntas tectônicas – zonas de fraqueza nos afloramentos do Barreiras – e formam sistemas conjugados (*cross cutting*) que apresentam caráter pós deposicional, já que as mesmas cortam diferentes camadas sem alterar estruturas sedimentares primárias (juntas não associadas a estruturas de deformação sin-deposicionais, como estruturas de liquefação) (LIMA, 2010).

Ainda, segundo este autor,

as centenas de estruturas rúpteis e dúcteis observadas nos depósitos da Formação Barreiras na área estudada, demonstram relevante atividade sísmica, tanto durante, como após a deposição daqueles sedimentos. [...] A presença de sismitos indicam que o tectonismo atuou durante todo o período de deposição do Barreiras. [...] Representando as estruturas pós-deposicionais, estão as juntas neotectônicas. Para a Formação Barreiras, a presença de um sistema de juntas evidencia que, posterior à deposição daquele complexo sedimentar, houve a atuação de esforços tectônicos. As medidas preliminares apontam para um esforço principal máximo, cuja direção é NW-SE. Além, disso, é possível que alguns dobramentos e falhas,

possam ter se originado após a deposição dos sedimentos que constituem a Formação Barreiras (LIMA, 2010, p.149).

Evidências de atividades tectônicas na costa do Sudeste e Nordeste do Brasil, ocorridas desde o final do Terciário até o Quaternário, foram apontadas por Lima (2000). O termo neotectônica, utilizado e definido por Obruchev (1948) refere-se a uma sucessão de movimentos crustais recentes, desenvolvidos a partir do Terciário Superior e durante todo o Quaternário (SUGUIO e MARTIN, 1996). Esse conjunto de processos ocorridos a partir do Neógeno determinaria as principais feições do relevo atual da Terra (LIMA, 2000).

Hasui (1990) *apud* Lima (2000, p.92), relaciona “[...] a origem do neotectonismo no Brasil à migração do continente sul-americano e consequente abertura do Atlântico Sul, iniciada no Terciário Médio, por considerar que essas movimentações ocorrem até os dias atuais”.

Conforme Beurlen (1967) *apud* Soares (2008), a ruptura dos continentes africano e americano se deu a partir do pré-devoniano, momento de abertura e de formação do Oceano Atlântico.

Neste período, este oceano era separado em Norte e Sul, ligando-se o bloco nordestino ao continente africano. O citado bloco encontrava-se sob pressão dos oceanos, tensionando a movimentação isostática da crosta, ocasionando: flexões das estruturas para leste; aberturas de fendas profundas e direcionais; movimentos verticais separando blocos escalonados. [...] Com a intensificação dos movimentos tectônicos, a crosta se rompe em várias direções, com predominância no sentido SW-NE e W-E. Os blocos entre as linhas tectônicas soerguem-se, mantendo uma face elevada a seu reverso inclinando-se suavemente (SOARES, 2008, p.69).

Com esses eventos tem início a deposição da Formação Barreiras, ou seja, ocorreu uma série de movimentos de subida e descida da costa dando origem às várias bacias continentais e costeiras, e os sedimentos das áreas elevadas adjacentes foram transportados para essas áreas mais rebaixadas ao longo de um período de tempo. “A deposição do Grupo Barreiras teria ocorrido como parte de um último pacote de bacias costeiras e seu preenchimento se deu com o término do magmatismo em território brasileiro, há cerca de 12 Ma. no Nordeste, datando do Mioceno Médio” (Hasui, 1990 *apud* LIMA, 2000, p.94).

São percebidas, ainda, evidências de neotectonismo no litoral norte do Estado da Bahia, o qual teria ocorrido após a deposição da última formação do Grupo Barreiras na região (NUNES *et al.*, 2011).

Conforme Saadi *et al.* (2005, p.219), “[...] no litoral sul da Bahia, Saadi (2000b) registrou neles [sedimentos] efeitos da tectônica plio-quaternária, caracterizados por falhas transcorrentes, *grabens* e arqueamentos, esses últimos provavelmente ligados a magmatismo cenozoico associado a zonas de fraturas oceânicas”.

Para estes autores,

[...] dados históricos e instrumentais têm demonstrado que a região Nordeste é uma das regiões que apresenta maior atividade sísmica do país. [...] Investigações recentes na costa oriental do Rio Grande do Norte e Paraíba mostraram a influência de movimentos neotectônicos no Quaternário resultantes principalmente da reativação de zonas de cisalhamento dúcteis pré-cambrianas. Uma estrutura de horstes e *grabens* alternados foi identificada nessa área. Essa estruturação produziu os chamados tabuleiros costeiros, que representam horstes capeados pelos Sedimentos Barreiras, em altitudes de até 200 m. Na zona costeira, os horstes acabam abruptamente na zona de praia, formando falésias de até 50 m de altura (SAADI *et al.*, 2005, p.221).

A movimentação da placa sul americana para W/NW é o principal fato das ocorrências tectônicas em nosso país. “[...] Dessa forma, é possível haver rebaixamento em algumas regiões e soerguimento em outras. Toda a deposição do Grupo Barreiras e o seu modelamento posterior representam o produto de eventos neotectônicos. Ao longo do litoral brasileiro, suas falésias expressam variações locais, a depender da proximidade ou não de zonas sismogênicas, do sistema de falhas e fraturas associadas, além da história da tectônica recente da região” (LIMA, 2000, p.99).

Figura 24 - Dissecação de um promontório rochoso. Esta dissecação se dá a partir de cavernas para formar arcos, os quais colapsam deixando pilhas de rochas que são gradualmente reduzidas pela erosão. Fonte: BIRD, 2008, p.90.

A evolução da falésia se dá, conforme Bird (2008, p.69), em momentos específicos, sendo que estas,

[...] recuam principalmente durante tempestades, quando a base da falésia é cortada por baixo pela pressão hidráulica do impacto da onda e a ação abrasiva da água carregada com fragmentos de rocha (areia e cascalho) que durante as tempestades são arremessadas

repetidamente na base da falésia. Um entalhe é então formado em função da abrasão na base da falésia [...] Conforme ele cresce a face da falésia se torna instável, e uma massa de rocha suspensa pode eventualmente entrar em colapso (uma queda de rochas)⁵⁴.

Zenkovich (1967) considera o papel dos agentes denudacionais como consideravelmente importantes na morfologia da falésia. Os movimentos de massa, especialmente os gravitacionais que deslocam massas de material, atuam na desestabilização do equilíbrio da falésia e expõem novos materiais à ação dos agentes externos (de intemperismo). O autor considera, também, que porções da vertente podem romper e cair e se mover em direção ao mar. Este processo pode levar à formação de cristas no fundo do mar como resultado de abaulamento.

Quando as ondas erodem a base da falésia, esta se torna instável, devido a um aumento do ângulo de inclinação ou um estresse na vertente causado pela erosão basal. A instabilidade induz a movimento de massa de vários tipos tais como quedas, tombamento do topo, deslizamentos e fluxos. “A ocorrência de movimento de massa é grandemente influenciada pela litologia, estrutura geológica e propriedades geotécnicas do material que forma a falésia, assim como pela magnitude da erosão basal” (SUNAMURA, 1992, p.107).

As falésias marinhas constituem costas rochosas caracterizadas pela erosão devido à alta energia das ondas. Suguio (2003, p.31) afirma que “[...] se por um lado a erosão representa um fator negativo por causar retrogradação, por outro lado, pode ser considerado como fator positivo na alimentação de praias adjacentes com sedimentos”.

Alheiros (1995) *apud* Suguio (2003, p.32) observa que “[...] nas costas oriental (desde a foz do Rio Paraíba do Sul), nordeste e norte são comuns as falésias marinhas esculpidas na Formação Barreiras. Esses sedimentos terciários, de origem essencialmente continental, são poucos consolidados e, portanto, extremamente

⁵⁴ *Cliffs are cut back mainly during storms, when the cliff base is undercut by hydraulic pressure of wave impact and the abrasive action of water laden with rock fragments (sand and gravel) that during storms are hurled repeatedly at the cliff base. A basal abrasion notch is thus formed [...] As it grows the cliff face becomes unstable, and an overhanging rock mass eventually collapses (a rockfall).*

suscetíveis à erosão marinha e a escorregamentos e outros movimentos de massa”.

Algumas variáveis estão envolvidas na erosão na base da falésia. Os fatores que governam tal erosão são: a força de ataque das ondas na base da falésia e a força de resistência do material que forma a parte inferior da falésia. “A intensidade relativa destes dois fatores determina se a erosão ocorrerá ou não” (Alheiros, 1995 *apud* SUGUIO, 2003, p.75).

A evolução e recuo da falésia são processos episódicos com a maioria das mudanças morfológicas ocorrendo durante eventos com extensas chuvas e ondas. As taxas de erosão são frequentemente especificamente localizadas e difíceis de prever outras além das registradas no passado de duração suficiente (MASSELINK e HUGHES, 2003).

Por vezes, após uma tempestade, a pós-praia (*backshore*) é entulhada com detritos que caíram da falésia. Agitados pela ação das ondas, estes detritos se tornam quebrados e desgastados (um processo conhecido como abrasão ou desgaste), e “[...] é retido como uma praia (a qual pode proteger a base da falésia contra mais erosão), ou carregado ao longo da costa ou ainda para o mar pela ação das ondas e correntes”⁵⁵ (BIRD, 2008, p.69).

A evolução da falésia é cíclica e a previsão de recorrência deveria ser baseada em dois parâmetros: taxa de erosão e período de vida da falésia. O período de tempo de vida da falésia é aquele intervalo entre a ocorrência de quedas consecutivas na mesma face da falésia, seguindo a sequência: queda, remoção do leque de detritos, degradação, solapamento e repetição de quedas. A magnitude de erosão nas falésias é em grande parte controlada pela litologia e coesão dos materiais, taxas a longo prazo, e o período de vida da falésia que são primeiramente dependentes do tipo de material da falésia e faixas em várias ordens de magnitude (TEIXEIRA, 2006).

⁵⁵ [...] and is either retained as a beach (which may protect the cliff base from further abrasion), or carried away along the shore or out to the sea by action of waves and currents.

Teixeira (2006, p.1079), a partir de estudos feitos por Lee *et al.* (2001) e Hall (2002), considera que a erosão costeira é mais um processo estocástico (processos aleatórios que dependem do tempo) do que um processo determinístico e propõem uma abordagem diferente em falésias compostas por material mole. O recuo deveria ser visto “[...] como a soma de eventos simples com uma função probabilística, mais do que um processo contínuo”⁵⁶. Conforme Teixeira, estes autores desenvolveram um modelo probabilístico para simular episódios de recuo da falésia onde os efeitos ou mudanças nas condições oceanográficas e eventos extremos, como tempestades severas, podem ser previstos.

A lenta evolução das rochas costeiras e sua compreensão requerem dados coletados no decorrer de longos períodos sobre os movimentos de massa, para obter-se um inventário representativo e estatisticamente significativo. Tais inventários são bastante raros assim como dados experimentais. De qualquer forma, os inventários poderiam fornecer informações significantes acerca dos padrões e distribuição tamanho-frequência de um único movimento de massa, os quais poderiam ser usados para a previsão da evolução das falésias (TEIXEIRA, 2006).

Para Moses e Robinson (2011, p.63), “[...] nosso entendimento da dinâmica da linha costeira e nossa habilidade para prever sua evolução com o passar do tempo, se mantém severamente limitada”⁵⁷. A principal razão para isto é a falta de dados acerca dos componentes chaves coletados por períodos de tempo suficientemente longos para serem usados para testar modelos de previsão.

Conforme mencionado, o recuo do topo da falésia geralmente toma a forma de rupturas irregulares quando montes de rochas se tornam desagregados e caem da falésia. Nesta situação que as vertentes costeiras apresentam uma ruptura no topo que tende a se deslocar do corpo rochoso, pode existir um leque de detritos na base o qual é cortado pelas ondas e, desta forma, a erosão e colapso de parte da

⁵⁶ [...] as a sum of single events, with a probability function, rather than a continuous process.

⁵⁷ [...] our understanding of their dynamics and our ability to predict their evolution over times remains severely limited.

falésia pode ocorrer no topo e na base. Uma falésia vertical cresce em altura conforme é cortada e podem ocorrer, rapidamente, mais quedas e deslizamentos e desta forma, recua como resultado de uma alternância entre erosão marinha e erosão subaérea.

Na face da falésia exposta aos agentes marinhos e terrestres (do intemperismo) podem surgir feições erosivas, como as ravinas, o que pode acelerar o processo erosivo e de recuo da mesma, por dissecamento (BIRD, 2008). Falésias têm sido dissecadas e cortadas por ravinas por ocorrências ocasionais de escoamentos após chuva intensa, acompanhada pela exumação de sedimentos pela infiltração da água. Assim, a falésia se torna cada vez mais íngreme e suave em perfil após a estabilização do topo da falésia em função de um escoamento desviado.

Figura 25 – Ravinas na face da falésia em Tibau do Sul, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

As plataformas continentais interferem diretamente no processo de evolução das falésias, pois em função da topografia de fundo próxima à costa pode ocorrer maior ou menor frequência e magnitude de elementos que agem direta ou indiretamente no recuo das falésias, tais como as ondas, marés e correntes.

As plataformas continentais margeiam os continentes ou mares interiores e “[...] ocupam cerca de 7% da superfície do assoalho oceânico [...] Estendem-se das áreas rasas, dominadas por processos costeiros, ao limite do talude continental, que é dominado por processos oceânicos. A largura da plataforma é variável, sendo estreita no nordeste do Brasil (30 km) e larga na foz do Amazonas (250 km)” (VITAL *et al.*, 2005, p.154).

Em linhas gerais, a taxa de recuo das falésias em rochas costeiras e as taxas de afundamento da plataforma marinha estão dinamicamente ligadas.

Conforme Moses e Robinson (2011, p. 63),

um retrocesso rápido da falésia não somente alarga, mas provoca também o escarpamento da plataforma marinha, por causa do tempo limitado disponível para rebaixar a parte superior, mais recente, da plataforma, ambas das quais aumentam a atenuação das ondas resultando em um recuo mais lento da falésia. Ao contrário, quando a falésia recua lentamente as plataformas podem afinar e se tornarem planas, porque há mais tempo para uma exposição da porção superior da plataforma ser rebaixada, permitindo que mais energia das ondas atinja as falésias assim acelerando sua taxa de recuo, a qual por sua vez pode conduzir a um alargamento da plataforma. Alternativamente, um perfil de equilíbrio pode se desenvolver, o qual, então, migra em direção à terra (Trenhaile, 1987; Sumanura, 1992; Trenhaile, 1997)⁵⁸.

Os processos marinhos atuantes na costa a partir do atual nível relativo do mar (o qual se estabilizou a partir da transgressão marinha do Holoceno e alcançou o nível relativo atual há 6.000 anos) agem sobre as rochas costeiras e criam as

⁵⁸ *Rapid cliff retreat may not only widen but also steepen shore platforms, because of limited time available to lower the newly exposed upper platform, both of which increase wave attenuation resulting in slower cliff recession. Conversely, when cliffs retreat slowly platforms may narrow and become flatter, because there is more time for upper exposed portion of the platform to be lowered, allowing more wave energy to reach the cliffs thereby speeding up their rates of retreat, which in turn may lead to widening of platforms. Alternatively, an equilibrium profile may develop, which then migrates landward (Trenhaile, 1987; Sumanura, 1992; Trenhaile, 1997).*

características morfológicas da zona costeira, as quais podem ser categorizadas em dois tipos principais: dois tipos de plataformas e um tipo de falésia mergulhante (*plunging cliff*).

De acordo com Sunamura (1992),

plataformas que se desenvolveram em torno do nível do mar presente são largamente classificadas como: (1) plataformas com inclinação suave sem quebra significativa da topografia, se estendendo da base da falésia até o fundo do mar próximo abaixo do nível baixo da maré (figura 26a); e (2) plataformas aproximadamente horizontais com uma queda acentuada na sua borda em direção ao mar (figura 26b). Existem também falésias descendentes extremamente inclinadas que passam longe do nível do mar sem nenhuma plataforma (figura 26c), chamadas falésias mergulhantes por Davis (1928) (SUNAMURA, 1992, p.140)⁵⁹.

Sunamura (1992) considera a proposta de classificação de Bird (1972), na qual pode-se subdividir o tipo sub-horizontal de plataforma em dois tipos de acordo com a elevação da plataforma: plataforma de maré alta e plataforma de maré baixa.

Para as plataformas inclinadas são encontrados vários termos sinônimos na literatura (SUNAMURA, 1992): plataformas de abrasão, plataforma de praia, plataformas costeiras, plataforma litorânea, plataformas submarinas, bancos de corte pelas ondas, plataforma de corte das ondas, terraços de corte das ondas e rampas de ondas.

O termo plataformas litorâneas é apropriado e largamente utilizado na literatura moderna e para facilitar sua compreensão é necessário separá-las em dois tipos: inclinadas e horizontais (SUNAMURA, 1992).

Segundo Sunamura (1992),

três tipos morfológicos comumente encontrados nas rochas costeiras na atualidade são: plataformas Tipo 'a', plataformas Tipo 'b', e falésias mergulhantes. [...] O recuo das falésias costeiras é essencial para o desenvolvimento de plataformas do Tipo-A ou Tipo-B.

⁵⁹ Platforms developing around the present sea level are largely classified into: (1) gently sloping platforms without a significant topography break, extending from the base of a cliff to the nearshore sea floor below low tide level (figure 26a); and (2) nearly horizontal platforms with a marked drop at their seaward edge (figure 26b). There are also steeply descending cliffs that pass far below sea level without any shore platform (figure 26c).

Figura 26 - Três morfologias principais em rochas costeiras e características erosivas nas feições da plataforma: (a) inclinada, (b) horizontal e (c) abrupta. Fonte: Bird *apud* SUNAMURA, 1992, p.140.

O recuo da falésia pode ser determinado pela magnitude da força de ataque das ondas, F_W , relativa a força de resistência das rochas, F_R . Esta última força é bastante influenciada pelo intemperismo e efeitos de fadiga, e também por fatores biológicos [...] A maré também é importante no que (1) o nível da água determina a elevação da ação da onda e controla o tipo de onda que chega na falésia, e (2) a amplitude das marés pode influenciar o intemperismo e as atividades biológicas, embora a maré, propriamente dita, não tenha força para erodir a falésia (SUNAMURA, 1992, p.141)⁶⁰.

As falésias mergulhantes descem dentro de uma considerável profundidade de água bem abaixo da maré baixa sem nenhum desenvolvimento de plataforma. A maioria destas falésias é encontrada em costas com rochas duras em vários lugares do mundo com origem similar, isto é, afogamento de falésias pré-existentes formadas pelas ondas devido a subsidência da terra ou subida do nível do mar associado com a transgressão marinha do Holoceno. Tem sido considerado que nenhuma erosão significativa tem ocorrido em falésias que estão agora mergulhando (SUNAMURA, 1992).

Ocorre, ainda, uma diferença marcante entre os tipos de plataforma A e B: nas plataformas tipo “a” falta um talude (quebra em direção ao mar) enquanto nas de tipo “b” há o talude. Para Sunamura (1992, p.150),

[...] então uma diferença geomorfológica pode ser atribuída a diferença espacial que atravessa a costa na magnitude relativa da força de ataque das ondas, F_W , para a força de resistência, F_R . A maré controla diretamente a magnitude e a elevação da ação de F_W e indiretamente influencia o valor de F_R por meio do intemperismo e atividades biológicas.⁶¹

⁶⁰ Three morphological types commonly found on the present-day rocky coast are: Type-A platforms, Type-B platforms, and plunging cliffs. [...] Recession of coastal cliffs is essential for Type-A or Type-B platform development. Cliff erosion can be determined by the magnitude of the assailing force of waves, F_W , relative to the resisting force of rocks, F_R . The latter force is much influenced by weathering and fatigue effects, and also by the biological factors [...] The tide is also important in that (1) water level determines the elevation of wave action and controls the types of waves arriving at the cliff, and (2) the tidal range may influence weathering and biological activities, although the tide itself has no force to erode the cliff.

⁶¹ Such a geomorphological difference can be attributed to the spatial (cross-shore) difference in the relative magnitude of wave assailing force, F_W , to rock resisting force, F_R . The tide directly controls the magnitude and the elevation of action of F_W and indirectly influences the value of F_R through weathering and biological activities.

Há algumas propostas de modelos explicativos que detalham a forma das plataformas tipo “a”. O ponto em comum entre todos os modelos explicativos é o fato de que plataformas inclinadas em direção ao mar crescem com o recuo das falésias. Neste tipo de plataformas, todas as ondas quebram antes de se aproximarem da falésia e uma zona de *surf* é formada, devido a (1) águas muito rasas na base da falésia, e (2) o fundo inclinado em direção ao mar (SUNAMURA, 1992).

Enquanto as ondas na base da falésia têm força suficiente para causar a erosão da falésia, a plataforma continua a crescer com uma taxa rápida no primeiro estágio. A tempo, entretanto, a taxa de crescimento decresce conforme a plataforma começa a se tornar mais extensa devido a interação entre as ondas e a largura da plataforma. Finalmente, o desenvolvimento da plataforma pausa quando a força de ataque das ondas se torna igual a força de resistência da falésia (SUNAMURA, 1992, p.153).⁶²

A superfície de abrasão submarina resultante da retrogradação dos depósitos sedimentares do Grupo Barreiras exerce um efeito parcialmente protetor da linha de costa. Esta superfície de abrasão submarina se apresenta muito rasa em algumas áreas e profusamente coberta por resíduos lateríticos, “[...] como no litoral central do Espírito Santo e norte do estado do Rio de Janeiro, o que provoca uma perda de energia das ondas onde as praias se apresentam praticamente protegida” (MUEHE, 2001, p.40).

O recuo da falésia pode ocorrer com menos velocidade e o perfil da falésia pode se tornar degradado (isto é, o ângulo da vertente diminui) conforme a plataforma se amplia e se torna protetora (BIRD, 2008).

No caso da costa brasileira, a elevação do nível do mar num período de 11.000 anos teve como resultante uma migração da linha de costa a uma taxa de 7 a 14 m/ano, o que corresponde à largura da atual plataforma continental brasileira. Esta apresenta, em geral, baixa declividade, principalmente nas regiões Norte e Nordeste, implicando em uma resposta à elevação do nível do mar muito ampliada,

⁶² *While waves at the cliff foot have sufficient force to cause cliff erosion, a platform continues to grow with a rapid rate at the early stage. In time, however, the growth rate decreases as the platform becomes wider due to the interaction between waves and platform width. Finally, platform development halts when the wave assailing force becomes equal to the resisting force of the cliff.*

quando comparado com plataformas de maior declividade (MUEHE, 2006).

As regiões Norte e Nordeste do Brasil tendem a apresentar maior amplitude de resposta erosiva a uma elevação do nível do mar, devido ao baixo gradiente de sua plataforma continental, ou seja, a maior parte do litoral brasileiro é caracterizado por baixas declividades do fundo marinho (MUEHE, 2001).

As plataformas continentais “[...] estendem-se das áreas rasas, dominadas por processos costeiros, ao limite do talude continental, que é dominado por processos oceânicos. A largura da plataforma é variável, sendo estreita no nordeste do Brasil (30km) e larga na foz do Amazonas (250km)” (VITAL *et al.*, 2005, p.154).

A plataforma continental no trecho da Costa do Descobrimento, sul do Estado da Bahia, é “[...] larga e com baixos gradientes na batimetria. A plataforma torna-se bastante larga de frente às cidades de Caravelas (200 km) e Belmonte (100 km), apresentando um contorno das isóbatas muito regular” (SILVA, 2001, p.336).

Conforme Araújo *et al.* (2006, p.201),

[...] a margem continental defronte à região costeira de Alagoas apresenta relevo irregular e acidentado (França, 1979). A plataforma continental é estreita, variando em largura de 40 km (trecho ao norte de Maceió) a 20 km (trecho ao sul de Maceió), com quebras nas profundidades de 60 a 80m, com declividade de 1:700 a 1:300.

Zembruski *et al.* (1972) *apud* Araújo (2006, p.201) constataram que “[...] na plataforma continental deste trecho da costa, há testemunhos do afogamento de antigos rios pela ascensão do nível do mar”.

Para o litoral do Rio de Janeiro, Muehe *et al.* (2006, p.267), observam que “[...] a plataforma continental interna é atapetada por sedimentos reliquias, principalmente areias, oriundas do retrabalhamento de depósitos aluvionares e da erosão de depósitos sedimentares do Grupo Barreiras [...]”; e para o litoral do Maranhão, El-Robrini *et al.* (2006, p. 90) consideraram que “[...] a zona costeira se estende até a plataforma continental interna, sendo que esta representa a fonte imediata dos sedimentos costeiros e é a zona de ocorrência de processos oceanográficos responsáveis pelo transporte sedimentar e movimentos de águas costeiras”.

Em termos gerais, de acordo com Vital *et al.* (2005, p.165), a sedimentação na plataforma continental nordeste do Brasil, reflete

[...] a área fonte, o clima, a drenagem e o ambiente tectônico. [...] plataforma estreita (63 km de largura média) e rasa (na sua maior parte mais rasas que 40m, exceto ao noroeste de Natal onde é mais rasa que 20m) [...] A morfologia de fundo dessa plataforma interfere diretamente nos processos erosivos e deposicionais através de seus efeitos sobre a refração das ondas.

De acordo com estudos realizados por Bittencourt *et al.* (1983), há indícios evidentes no litoral de Sergipe e Alagoas, que os leques aluviais depositados nas encostas da Formação Barreiras indicam a existência de um evento transgressivo (Transgressão Mais Antiga) que esculpiu as falésias nos sedimentos daquela formação. Um campo de dunas se formou sobre a parte superior da Formação Barreiras, mas hoje não há nenhuma cobertura arenosa na parte inferior, o que sugere que tal depósito eólico é mais antigo que a Penúltima Transgressão, que erodiu em seu máximo aquela cobertura, formando falésias e depositando, na regressão subsequente, os terraços marinhos pleistocênicos. Bittencourt *et al.* (1983), identificaram seis eventos significativos da evolução da costa do Estado de Sergipe e sul do Estado de Alagoas, no Quaternário, mantendo-se importantes remanescentes destes eventos na planície costeira. Conforme estes autores, no primeiro evento, o qual ocorreu durante a Transgressão Mais Antiga,

[...] o mar erodiu a Formação Barreiras esculpindo as falésias que foram recuando em consequência desde evento, até quando o mesmo atingiu o seu máximo. Com a regressão subsequente à Transgressão Mais Antiga, o clima tornou-se semi-árido, com chuvas esparsas e violentas, propiciando a formação de depósitos arenosos tipo leques aluviais coalescentes no sopé das falésias [...] (BITTENCOURT *et al.*, 1983, p.95).

Em evento posterior (BITTENCOURT *et al.*, 1983), ocorreu nova subida do mar, Última Transgressão, com o máximo atingido em torno de 5.100 anos A.P., tendo o mar retrabalhado, mais uma vez, as falésias da Formação Barreiras, ocorrendo, concomitantemente, o afogamento, pela última vez, dos rios da região. Após este período ocorreu o último evento regressivo, o qual deu formas finais ao modelado da costa.

Os remanescentes da erosão ocorrida na Formação Barreiras, durante a denominada Transgressão Mais Antiga (BITTENCOURT *et al.*, 1983), são linhas de falésias mortas encontradas ao longo da costa em alguns estados, como Sergipe, Alagoas e Bahia.

Dominguez *et al.* (1981) propõem um esquema evolutivo da evolução deltaica dos rios São Francisco, Jequitinhonha, Doce e Paraíba do Sul. O esquema mostra transformações na costa brasileira ao longo do período Quaternário, durante o qual, em função das transgressões marinhas, as linhas de falésias (mortas e vivas) foram esculpidas. Para este autor, há, especificamente, alguns estágios deste processo que se relacionam com a formação das falésias. O Estágio I (vide figura 21) corresponde à deposição da Formação Barreiras, durante o Plioceno.

Nessa época, um clima mais seco que o atual, sujeito a tempestades esporádicas e violentas, deu lugar à deposição de leques aluviais coalescentes no sopé das encostas, que constituem os depósitos daquela formação (Vilas Bôas *et al.*, 1979). Durante a deposição dessa formação, o nível relativo do mar encontrava-se mais baixo que o atual, tendo seus sedimentos, recoberto parte da plataforma continental (Bigarella e Andrade, 1965) (DOMINGUEZ *et al.*, 1981, p.230).

No estágio II no esquema evolutivo, a deposição Barreiras foi interrompida em função do clima que passou a adquirir características mais úmidas. Esse tempo coincide com o início do episódio transgressivo denominado, por Bittencourt *et al.* (1979), Transgressão mais Antiga, o qual esculpiu uma linha de falésias (hoje mortas). Conforme os autores, “[...] esse episódio erodiu a porção externa da Formação Barreiras, sendo o limite máximo representado por antigas linhas de falésias entalhadas nessa formação. Na região da feição deltaica do Rio São Francisco, inclusive, esse evento transgressivo teve sua ação erosiva favorecida pelo reativamento de antigas falhas do embasamento cristalino” (BITTENCOURT *et al.*, 1979, p.232).

Em relação aos acontecimentos neste estágio de evolução os autores afirmam que,

[...] a costa leste brasileira parece ter-se comportado de maneira bastante homogênea no que diz respeito às variações relativas do nível do mar durante o Quaternário. [...] A falésia original

representativa desse estágio encontra-se preservada apenas na metade sul da planície costeira do Rio São Francisco; nas demais regiões, as falésias esculpidas pela transgressão mais antiga foram retrabalhadas durante a penúltima transgressão (BITTENCOURT *et al.*, 1979, p.232).

No estágio III ocorre o máximo alcançado pela Transgressão mais Antiga e

[...] durante a regressão que se seguiu, o clima voltou a adquirir características mais semi-áridas, pelo menos para as regiões das planícies costeiras dos rios São Francisco e Jequitinhonha. Essa retomada de condições climáticas semelhantes às prevalecentes durante a deposição da Formação Barreiras propiciou a formação de novos depósitos continentais do tipo leques aluviais coalescentes no sopé das falésias esculpidas na Barreiras durante o evento transgressivo anterior. Tal situação se estendeu por toda a costa dos Estados da Bahia e Sergipe (BITTENCOURT *et al.*, 1979, p.232).

No próximo estágio evolutivo (Estágio IV), os baixos cursos dos rios, supracitados, foram afogados e “[...] nessa ocasião, nos locais em que o mar conseguiu erodir totalmente os sedimentos continentais depositados no estágio anterior, as ondas retrabalharam a linha de falésias construídas na Formação Barreiras durante a transgressão mais antiga. Finalmente, no Estágio VIII, ocorre o abaixamento do nível do relativo do mar, que se seguiu ao máximo transgressivo de 5.100 anos B.P., que se traduziu na formação de terraços marinhos, a partir de ilha-barreira original, o que resultou na progradação da linha de costa” (BITTENCOURT *et al.*, 1979, p.236).

Moraes *et al.* (2006, p.148) verificaram, em relação ao litoral do Ceará, que,

[...] a marcha de recuo das falésias dá-se de modo desigual. Assim é que, próximo ao emissário da lagoa do Uruaú, em Beberibe, o aporte de sedimentos à praia justifica a ocorrência de falésias fósseis. Na praia das Fontes, o nível das falésias é mais elevado e a ação do solapamento marinho é intensa. Na praia de Morro Branco, apenas durante a preamar percebem-se as manifestações do solapamento. As praias são intermediárias antecedidas por falésias da Formação Barreiras e com afloramentos de plataformas de abrasão na antepraia. A extensão do perfil varia de 50 a 100 m, com inclinação de 2,0°.

Vital (2006) verificou que a costa do Rio Grande do Norte apresenta severos processos erosivos e aponta que as principais causas e fatores desta erosão costeira estariam principalmente relacionados: “[...] (i) à dinâmica da circulação costeira. (ii) à evolução holocênica da planície costeira, (iii) ao suprimimento

sedimentar ineficiente, (iv) à construção de estruturas de concreto perpendiculares a linha de costa na zona de praia, e (v) à fatores tectônicos” (VITAL, 2006, p.162).

Ainda conforme a autora supracitada, a presença de linhas de rochas praias intermitentes e paralelas à praia se comportam como “barreiras” e modificam a energia de onda. A região é atingida por uma intensa deriva litorânea (de sul para norte no setor oriental e de este para oeste no setor setentrional) associada a um balanço sedimentar negativo e a perda de sedimentos para o continente (VITAL, 2006). O suprimento sedimentar ineficiente está relacionado com o clima e as drenagens presentes na região. “Os rios que drenam a região são de pequeno porte não contribuindo com sedimentos em quantidades significativas; além disso, os rios mais expressivos que drenam a região (p. ex. rio Açu) estão represados, impedindo assim os sedimentos de atingirem o oceano o que gera acentuada erosão” (VITAL, 2006, p. 165). No Rio Grande do Norte, a tectônica também é um fator determinante na erosão costeira. “Enquanto no litoral oriental o arcabouço estrutural tipo *graben* e *horst*, resultante da intensa movimentação tectônica, origina a configuração em zeta com retração acentuada ao longo de blocos rebaixados; no litoral setentrional as feições de fundo na plataforma, fortemente condicionadas pela estruturação tectônica, também são responsáveis pelo trapeamento de sedimentos em locais específicos, gerando zonas de erosão acentuada na costa” (VITAL, 2006, p.165).

As vertentes inclinadas de rochas costeiras indicam que elas são feições instáveis propensas a movimento de massa. Há uma série de movimentos de massa que podem ocorrer nas rochas costeiras, dependendo primeiramente das propriedades das rochas (litologia e estrutura) (MASSELINK e HUGHES, 2003).

A queda de rochas e os deslizamentos desempenham um papel importante na evolução da falésia.

A queda de rochas e o tombamento do topo são características de rochas duras, especialmente onde as rochas são bem juntadas e falésias tem sido cortadas pelas ondas na sua base. [...] A face fresca da rocha e a presença de talus na base das falésias atestam a importância da queda de rochas em muitas áreas costeiras. [...] Os deslizamentos de terra estão arraigados em falhas situadas em profundidade que ocorrem quando a força compressiva de uma rocha é excedida pela carga sobre ela. A fratura começa quando o

estresse em algum ponto dentro da massa rochosa exceder a força (de coesão) da rocha, então a coesão neste ponto se torna zero. (MASSELINK e HUGHES, 2003, p.261).⁶³

Quanto mais profundo e amplo for o deslizamento, mais longo deve ser o período de chuvas antecedentes que é necessário para iniciar a falha. Durante tais períodos, a alta pressão da água nos poros dentro de um giz, por exemplo, é acompanhada por um declínio na força de cisalhamento efetiva e que a carga de saturação conduz a acentuadas taxas de colapso da falésia, assim como nas argilas, as quais fraturam em tempo seco. As interrupções de um período seco por chuvas pesadas causa uma rápida introdução de água na massa rochosa, a qual pode desencadear queda de rochas (MOSES e ROBINSON, 2011).

Os movimentos de massa em falésias íngremes são fenômenos instantâneos que ocorrem sem nenhum aviso. Ocasionalmente, avisos preliminares tais como rachaduras, barulhos, queda de rochas ou quebra de raízes podem providenciar segundos preciosos ou alguns poucos minutos para que as pessoas se afastem da falésia (TEIXEIRA, 2006).

As quedas de rochas ou queda de fragmentos da face da falésia ocorrem em uma escala menor do que os deslizamentos. A face da falésia entra em colapso, geralmente, após erosão na base provocada pela ação da onda. Muitas quedas em falésia ocorrem durante um período não usual de tempo úmido (a formação rochosa fica sobrecarregada em função da saturação por água) ou em condições de climas frios não comuns (especialmente quando um estresse se desenvolve como resultado de congelamento e degelo da água que está retida na formação rochosa). Algumas quedas de material da falésia são iniciadas como quebras (deslocamentos) no topo da falésia, mas outras podem resultar de um colapso na face da falésia, algumas vezes precedidas pela formação e alargamento de rachaduras ou fendas verticais (BIRD, 2008).

⁶³ *Rock falls and toppling are characteristics of hard rocks, especially where the rocks are well-jointed and cliffs have been undercut by waves at their base. [...] Fresh rock faces and the presence of talus at the base of cliffs attest to the importance of rock falls on many coasts. [...] Landslides are deep-seated failures that occur when the compressive strength of a rock is exceeded by the load on it. Failure begins when the stress at some point within the rock mass exceeds the strength of the rock, so that the cohesion at that point becomes zero.*

A morfologia das falésias ou vertentes acima da água é consideravelmente afetada pela ação dos agentes denudacionais, ou seja, agentes externos de erosão, incluindo as formas produzidas pelo deslocamento gravitacional de massas de material. Por produzir escarpas íngremes ou faces verticais, a erosão perturba o equilíbrio da vertente previamente estabelecido e leva a deslizamentos, queda de rochas, rastejo (*creep*), talus entre outros. Estes são os principais processos envolvidos na formação da face da falésia quando é produzido um vão pelo ataque das ondas ou quando a base da falésia é cortada sem a produção de novas formas (ZENKOVICH, 1967).

Uma atenção particular tem sido dada aos deslizamentos de terra (*landslides*) que acompanham a abrasão em áreas onde a falésia consiste completamente de argila ou onde rochas similares estão presentes como camadas de espessura medianamente grosseira entre outras de diferentes tipos.

A erosão basal pelas ondas é de grande importância para a instabilidade das vertentes costeiras, eventualmente conduzindo a movimentos de massa intermitentes. A ocorrência de movimentos de massa é afetada por fatores subaéreos tais como escoamento das águas das chuvas, nível freático, infiltração da água em subsuperfície e ventos (ocorrendo ação do gelo em áreas periglaciais).

De acordo com Sunamura (1992, p.107), “[...] os movimentos de massa que ocorrem em rochas costeiras são de quatro tipos: quedas, tombamentos (denudação do topo), deslizamentos e fluxos”.⁶⁴

As quedas denotam um movimento de massa que viaja a maior distância através do ar como um corpo em queda livre. São subdivididos em queda de rochas, queda de detritos e queda de terra, de acordo com o tipo do material da falésia antes do movimento. [...] Os descobrimentos do topo são diferentes das quedas, nos quais um pequeno movimento de queda ocorre porque a rotação de um bloco ao redor de uma articulação fixa dominante durante o movimento. [...] Nos deslizamentos ocorre um deslocamento por cisalhamento em

⁶⁴ Mass movement occurring on a rocky coast is of four primary types: falls, topless, slides, and flows.

na parte deslocante distinta da superfície, e um deslizamento de massa exibe o movimento de bloco. [...] Os deslizamentos são comumente observados na maioria das falésias costeiras em processo de erosão. [...] Os fluxos se movem com o aumento da velocidade em direção à parte superior de um corpo em movimento: nenhum movimento de bloco está presente devido ao cisalhamento diferencial dentro do corpo. Nenhuma fronteira clara pode ser desenhada na base do movimento de massa. Os fluxos que ocorrem em algumas costas cortadas em material argiloso mole/frágil, são chamados fluxo de lama, e são frequentemente iniciados por deslizamento de lama. [...] Muitos estudos demonstram que estas duas formas de falha contribuem significativamente para o recuo da falésia cortada em materiais moles como argila e *till* (SUNAMURA, 1992, p. 107).⁶⁵

Os deslizamentos de lama ou fluxo de lama formam uma língua lobada (em forma de lóbulo) que se espalha através da costa em direção ao mar. Este movimento ocorre especialmente em invernos, nos climas temperados ou estações chuvosas, quando podem ser acompanhados por escoamento, incluindo correntes que cortam ravinas e depositam sedimento em leques na base da falésia (BIRD, 2008).

Conforme Sunamura (1992, p.109), a interferência de movimentos de massa no recuo da falésia ocorre da seguinte maneira:

[...] Os movimentos de massa sempre agem para tornar o perfil da face da falésia estável: um perfil com inclinação mais suave aparece. Simultaneamente massas de detritos são fornecidas à base da falésia. As ondas removem os detritos e novamente agem para cortar a base da falésia, então todo o perfil da falésia se torna íngreme e instável e um movimento de massa irá se suceder.

⁶⁵ Falls denote movement of a mass that travels most of the distance through the air as a freely falling body. They are subdivided into rock falls, debris falls, and earth falls, according to the type of cliff material before movement. Topples are different from falls in that little free-fall movement takes place because rotation of a block around a fixed hinge dominates during the motion. [...] In slides, shearing displacement occurs on a distinct slip surface, and a sliding mass exhibits block movement. [...] Slides are commonly observed on most eroding coastal cliffs. [...] Flows move with increasing velocity towards the upper part of a moving body: no block movement is present due to differential shearing within the body. No clear boundary can be drawn at the base of moving mass. Flows occurring on some coasts cut in soft clayey materials are called mudflows, and are frequently initiated by mudslides. [...] Many studies show that these two failure modes contribute significantly to recession cliffs cut in soft materials such as clay and till.

Conforme esta recorrência, mudanças cíclicas entre perfil inclinado e suave ocorrem durante os processos de recuo da falésia.⁶⁶

A teoria de Culmann⁶⁷ (Taylor, 1948; Carlson, 1971; Sunamura, 1992) é utilizada para ilustrar a forma como esta ciclicidade do processo de recuo da falésia ocorre e, também, para criar modelos para rupturas/falhas de deslizamento.

⁶⁶ *Mass movement always acts to render the cliff face profile stable: a more gently sloping profile appears. Simultaneously debris masses are supplied to the base of the cliff. Waves remove the debris and again undercut the cliff base, so that the overhall cliff profile becomes steep and unstable. Mass movement will ensue. As seen in this recurrence, a cyclic change between steep and gentle profiles occurs during cliff recession processes.*

⁶⁷ Esta teoria faz uma suposição, conjectura, que a falha ocorre ao longo de um plano linear passando através da base da vertente. A figura 27 ilustra a mudança sequencial do perfil da falésia com uma altura constante, C_H . Um perfil estável com um ângulo α (estágio 1) é cortado para trás devido a erosão da base induzida pelas ondas (estágio 2). Com o aumento da erosão a distância, x , que é o total da vertente se torna mais íngreme e o estresse de cisalhamento no interior da vertente aumenta: aumenta a instabilidade da falésia o que finalmente causa a falha. Denotando o ângulo efetivo da vertente por i e o ângulo do plano potencial de falha por α_f (estágio 2), tem-se que $\alpha_f = 1/2(i + \Phi)$, onde Φ é o ângulo de fricção interna do material da falésia. O peso da cunha $ACB'A'$, agindo no plano de falha potencial $A'B'$, seria equivalente aquele do triângulo $A'DB'$, isto produz $i = \tan^{-1} (C_H^2/x^2 \tan \alpha - 2C_H x + C_H^2/\tan \alpha)$. Esta equação indica que i aumenta de α até $\pi/2$ com aumento a partir do zero até $C_H/\tan \alpha$. Quando o estresse de cisalhamento aparece no plano $A'B'$ no estágio 2 a força motriz excede a força de resistência e o deslizamento ocorre. Em condição crítica, $W \sin \alpha_f$ (força de direcionamento) = $S_s L' + W \cos \alpha_f \tan \Phi$ (força de resistência), onde S_s é a força de coesão ou força de cisalhamento do material da vertente, L' é a extensão de $A'B'$, a qual é dada por $L' = C_H/\sin \alpha_f$. W é o peso da cunha $A'ACB'$, ou o triângulo $A'DB'$, o qual pode ser expresso por $W = \gamma C_H^2 (\tan^{-1} \alpha_f - \tan^{-1} i)/2$, na qual γ é a unidade de peso do material da vertente. A transformação na equação de balanço citada produz: $\gamma C_H/S_s = 4 \sin i \cos \Phi / 1 - \cos(i - \Phi)$. Quando i satisfaz esta relação, a falha ocorre (estágio 3); e o ângulo do plano de falha é dado pela equação $\alpha_f = 1/2(i + \Phi)$. Uma vez que a massa de detritos residindo na base da falésia é removida, a base da falésia é exposta novamente à ação das ondas e começa a recuar (estágio 4). Quando o ângulo de inclinação i encontra os requisitos da equação $\gamma C_H/S_s = 4 \sin i \cos \Phi / 1 - \cos(i - \Phi)$, a falha recomeça no ângulo da vertente de α_f (estágio 5). O perfil da falésia com o mesmo ângulo de inclinação aparece repetidamente conforme a falésia retrocede (por exemplo, perfis $A'B'$ e $A''B''$), sugerindo que o recuo paralelo do perfil da falésia ocorre em um longo período de tempo (SUNAMURA, 1992).

Figura 27 – Modelo para recuo da falésia induzido pela erosão na base. Fonte: SUNAMURA, 1992, p.110.

Esta teoria e suas equações se aplicam a movimentos planares. O processo de entalhe de uma cunha na base da falésia é dado por outro conjunto de fórmulas⁶⁸.

A aplicação destas equações leva a criação de modelos explicativos⁶⁹ (figura 28).

Contanto que a intensidade da erosão marinha não varie com o tempo, uma mudança cíclica na geometria da falésia e o perfil paralelo resultante continuarão ocorrendo. A recorrência da falésia paralela depende da (1) frequência das ondas causando erosão na base, (2) da quantidade de detritos supridos a partir do recuo da falésia, e (3) da habilidade de remoção dos detritos pelas ondas e correntes (SUNAMURA, 1992).

O entalhe na base da falésia é responsável pela desestabilização da massa rochosa acima deste e a presença deste entalhe é um indicador de erosão da mesma (SUNAMURA, 1992).

⁶⁸ Se (o lado direito) $\gamma C_H/S_s$ é maior que (o lado esquerdo) $4 \sin i \cos \Phi / 1 - \cos(i - \Phi)$, quando $i = \pi/2$, então nenhuma falha na vertente ocorrerá mesmo que a face da falésia se torne vertical. Sob esta situação, a instabilidade da falésia é induzida por um entalhe formado pelas ondas na base da falésia. Com o crescimento do tamanho do entalhe x , o estresse na vertente aumenta, conduzindo eventualmente a um colapso (SUNAMURA, 1992).

⁶⁹ Dois modelos demonstrados na figura 28 supõem que o plano de falha potencial com um ângulo de α_f passa através da parte mais profunda do entalhe. No modelo I, o plano de falha se estende em direção ao topo da falésia (estágio 2). Considerando o balanço das duas forças, força deslizante e força de resistência, ambas agindo no plano A'B' se obtém: $\gamma x/S_s = 2 - \frac{1}{2} (1 - \sin \Phi / \cos \Phi) \gamma C_H/S_s$. Quando x alcança o valor que preenche esta relação, ocorre com um ângulo de α_f (estágio 3). Substituindo $i = \pi/2$ para este caso para a equação $\alpha_f = 1/2(i + \Phi)$, temos $\alpha_f = \pi/4 + \Phi/2$. A ação incessante das ondas limpa e carrega a massa de detritos cobrindo temporariamente a base da falésia, e as ondas recomeçam seu ataque na base da falésia, um perfil vertical surge então (estágio 4). O modelo supõe que nenhum entalhe se desenvolve entre os estágios 3 e 4. No modelo II uma tensão de ruptura se desenvolve em uma distância de b a partir da margem no topo da falésia e se estende para baixo em direção ao plano de falha (estágio 2). Equacionando (1) a força de cisalhamento no plano CB' e (2) a resistência ao cisalhamento ao longo deste plano, e aplicando a equação $\alpha_f = \pi/4 + \Phi/2$ a seguinte relação pode ser escrita por uma outra equação. Um entalhe cresce, e aumenta em profundidade. Quando ele alcança X dado por outra equação, a vertente colapsa (estágio 3). Após a remoção dos detritos pelas ondas, a base da falésia está novamente sujeita a erosão, resultando no aparecimento de uma falésia vertical (estágio 4). Acidentalmente, a falésia está propensa a sofrer falha no topo no estágio 2 quando o entalhe cresce, e a tensão de ruptura se estende para mais abaixo, ou ambos (SUNAMURA, 1992).

A partir de dados (mesmo que escassos) disponíveis relativos a medidas do perfil do entalhe em rochas não calcárias, Sunamura (1992) descreve quatro perfis diferentes de entalhes na base da falésia, sendo que estes dados foram coletados nos seguintes ambientes: (a) argila em Warden Point; (b) xisto/argila xistosa em Lingrow (ambas nas costas britânicas); (c) argilitos em Idehama em área exposta as ondas, e (d) tufo calcário em Matsushima, em área protegida do ataque das ondas, ambas nas costas do Japão (figura 28).

Figura 28 – Dois modelos de recuo da falésia associados com o desenvolvimento de entalhe. Fonte: SUNAMURA, 1992, p.112.

Figura 29 - Exemplos de formas de entalhe cortados em rochas não calcárias, elaborado por Emery e Foster (1956). Fonte: – SUNAMURA, 1992, p.185.

Conforme demonstrado na figura 30, os entalhes mostrados nos perfis (a), (b) e (c) são formados na base da falésia que tem a sua frente uma plataforma tipo “a” (inclinada) e o entalhe (d) é cortado em uma falésia mergulhante (vide figura 26).

A partir da análise dos perfis dos diferentes entalhes em diferentes materiais, relacionando-os aos tipos de plataforma e presença de praia ou não, assim como a

presença de sedimentos aprisionados nas ondas e que funcionam como agente abrasivo, Sunamura (1992, p.185), conclui que,

[...] conforme mostrado nos Perfis (a), (b) e (c) os sedimentos da praia cobrem a base da falésia, e a penetração mais profunda do entalhe é levemente acima da junção falésia-praia. A partir disto tem-se que o material da praia trabalhando como uma ferramenta de abrasão desempenha um papel importante no desenvolvimento do entalhe. [...] A taxa de crescimento do entalhe depende (1) da força das rochas que formam a falésia, (2) do nível de energia das ondas que chegam na base da falésia, e (3) da quantidade de material abrasivo colocada em movimento pelas ondas na junção falésia-praia.⁷⁰

A geometria do entalhe é uma integração de (1) erosão química - solução, (2) erosão mecânica – ação da onda incluindo abrasão, ou (3) erosão biológica por organismos marinhos, ou a combinação destes fatores. Em uma área bastante protegida do ataque das ondas, o máximo de corte na base da falésia ocorre abaixo do nível do mar devido a bioerosão e conforme a exposição aumenta, um entalhe se forma ao redor do nível do mar (Focke, 1978 *apud* SUNAMURA, 1992).

O entalhe na junção entre falésia e plataforma é amplamente responsável pelo desencadeamento de novas quedas nas junções de rochas costeiras (MOSES e ROBINSON, 2011).

A erosão marinha corta um entalhe na base da falésia e os processos marinhos removem o depósito de talus na base. Em outras circunstâncias, “[...] o recuo da falésia se dá, em grande parte, devido a queda de rochas causada pela saturação após chuva intensa e particularmente em função da ação de congelamento e degelo em invernos (no hemisfério norte)” (May e Heep, 1985 *apud* BIRD, 2008, p.70)⁷¹.

⁷⁰ As shown in Profiles (a), (b) and (c), beach sediment covers the cliff base, and the deepest penetration on the notch is slightly above the cliff/beach junction. It is reported from these sites that beach material, working as an abrasive tool, plays an important role in notch development. [...] The rate depends on (1) the strength of the cliff-forming rocks, (2) the energy level of waves arriving at the cliff base, and (3) the amount of abrasive material set in motion by waves at the cliff-beach junction.

⁷¹ [...] cliff recession was largely due to rockfalls caused by saturation after heavy rain, and particularly to freeze-thaw action in winter.

De acordo com Bird (2008, p.98),

[...] a instabilidade na vertente se desenvolve quando um aumento na tensão de cisalhamento (por exemplo, por um aumento de carga) ou um decréscimo na força de cisalhamento (isto é, enfraquecimento da formação rochosa) atinge um limiar e é aliviado por movimento descendente (BIRD, 2008, p.98).⁷²

Deslizamentos nas áreas costeiras são mais comuns onde as formações geológicas mergulham em direção ao mar. Um mergulho das camadas nas formações rochosas costeiras facilita os deslizamentos e queda de rochas e rochas cortadas com planos de estratificação descendente em direção ao mar, deixam estes planos exumados como uma vertente costeira. A água infiltra através de rochas permeáveis movendo-se para baixo em superfícies inclinadas, compostas por argilas, por exemplo, e se a erosão marinha expôs a junção (falésia-praia-ou fundo do mar) acima ou no nível do mar, a lubrificação da interface conduz a deslizamento das rochas sobrejacentes. Os efeitos físicos do umedecimento e lubrificação de superfícies que contém argilas são acompanhados por processos químicos, a partir do momento em que a água percolada reage com a argila e esta é então desfloculada (BIRD, 2008).

As áreas com alto declive como as falésias, por exemplo, são altamente suscetíveis a movimentos de massa. As falésias ativas estão sujeitas a movimentos de massa rápidos (deslizamentos e desmoronamentos), sendo “[...] este último devido ao contínuo solapamento da base das escarpas pela ação das ondas. Nas falésias inativas, evidências de movimentos de massa lentos (*creep*, rastejamento ou reptação) são observadas. As falésias inativas também estão sujeitas a movimentos de massa rápidos” (ANDRADE e DOMINGUEZ, 2002, p.12).

O processo de morfogênese e evolução da falésia é sempre dinâmico e sua transformação ocorre de forma variada, dependendo da presença e intensidade dos fatores atuantes. Em vista da sensibilidade da costa a fatores externos e internos, Woodroffe (2002, p.21) avalia que,

⁷² *Instability develops when an increase in shear stress (e.g. by greater loading) or a decrease in shear strength (i.e. weakening of the rock formation) reaches a threshold level and is relieved by movement downslope.*

[...] reajustes morfológicos dentro do sistema e diferentes taxas de operação dos processos ocorrem em diferentes tipos de costa. As falésias geralmente respondem a fatores externos mais lentamente do que praias. [...] Estudos de processos modernos examinam as mudanças costeiras em condições normais, mas podem exigir estudo de estas transformações até que estes processos sejam colocados dentro de uma perspectiva temporal ou espacial, ou para fornecer *insights* sobre as taxas de operação de processos que não podem ser observados diretamente, ou que ocorrem com pouca frequência.⁷³

Os modelos da dinâmica das costas rochosas considera o recuo da falésia relacionado ao desenvolvimento da plataforma costeira, geralmente se considerando o recuo como sendo acompanhado pelo rebaixamento da plataforma. Modelos anteriormente produzidos por Trenhaile e Byrne (1986), e subsequentemente modificados em uma série de estudos, usam a taxa de erosão da base da falésia como um parâmetro chave. Esta é baseada na hipótese de que, contanto que o gradiente da face da falésia permaneça constante através do tempo ou flutue de maneira cíclica dentro de uma série de valores, a taxa de recessão a longo prazo no topo da falésia deve ser igual à taxa de recessão na base da falésia, com a exceção ocorrendo se a falésia for abandonada ou houver alguma mudança na mesma, como por exemplo, a intensidade da onda ou dureza da rocha (MOSES e ROBINSON, 2011).

Estudos realizados ao longo da costa, por diversos autores, revelam em maior profundidade os mecanismos evolutivos das falésias.

No caso da costa localizada entre os estados do Espírito Santo e Bahia, Lima et al. (2006) verificaram em campo, a partir de análise morfotectônica, evidências que permitiram, a esses autores, destacar três blocos estruturais separados por vales situados em baixos estruturais, entre as cidades de Cabralia e Caraíva, conforme os padrões de drenagem e direções das drenagens, o que sugere a movimentação desses blocos. Os blocos apresentam homogeneidade litológica, com sedimentos não dobrados e cortados por vales escarpados com desníveis

⁷³ [...] readjustments within the system, different rates of process operation occur on different types of coast. Cliffs generally respond to external factors more slowly than beaches. [...] Modern process studies examine coastal change under typical conditions, but it may require study of past coastal changes to put those into a temporal or spatial perspective, or to provide insights into rates of operation of processes that cannot be observed directly, or occur infrequently.

topográficos máximos situados entre 40 e 60m. Lima *et al.* (2006) desenvolveram estudos na área e sugeriram que as drenagens, originalmente dendríticas, foram redirecionadas a partir do basculamento de blocos, durante o Quaternário.

Em relação às juntas, os autores supracitados verificaram dois sistemas orientados na direção NE-SW e NW-SE. As paleotensões observadas indicam que a compressão máxima forma um ângulo de 25° com a costa (na área entre as localidades de Caraíva e Porto Seguro- BA).

No estudo do ambiente e sistema de deposição dos sedimentos Lima *et al.* (2006) consideraram duas fases de deposição (figura 30).

Figura 30 – Fases de deposição para a Formação Barreiras. (A) Fase inicial, onde predominam canais entrelaçados e lagos temporários em clima quente e seco. (B) Fase onde predominam canais entrelaçados maiores, com desenvolvimento de planície de inundação. Fonte: Lima *et al.*, 2006, p.79.

Moraes Filho (2011) realizou estudo em uma área no extremo sul do Estado da Bahia (entre Barra Velha, ao sul e alguns quilômetros acima de Santa Cruz Cabrália, ao norte). A partir de suas observações e análises, o autor verificou que,

[...] 80% da área enfocada [...] acham-se cobertos por sedimentos terciários do grupo Barreiras, que recobre discordantemente todas as unidades proterozóicas e acham-se sobrepostos localmente por sedimentos quaternários. Sua área de ocorrência é caracterizada pela presença de extensos tabuleiros, bruscamente interrompidos nas proximidades da costa pela presença de falésias fósseis ou ativas. Apresenta espessura bastante variável, em função da paleomorfologia do embasamento, chegando a atingir [...] até 70m na área em estudo. Todavia, dados de subsuperfície obtidos pela CERB, próximos a Porto Seguro, indicam espessura de até 212 m, de sedimentos aparentemente dessa unidade. [...] Boas exposições ocorrem apenas nas falésias costeiras ou nos vales talhados pelas drenagens que cortam a unidade (MORAES FILHO, 2011, p.20).

Moraes Filho (2011, p.21) identificou diversas litofácies, mas em termos gerais, “[...] os sedimentos são predominantemente arenosos, mal selecionados, com baixa maturidade textural e mineralógica, evidenciando que o transporte a que foram submetidos foi curto e aparentemente torrencial”. O autor relacionou as litofácies estudadas a diferentes ambientes deposicionais conforme a seguir:

[...] litofácies de arenitos maciços com grânulos e seixos dispersos = ambiente onde o processo que atuou no transporte de sedimentos foi o fluxo de detritos (aspecto maciço da litofácia), caracterizando depósitos ressedimentados (homogeneidade e imaturidade da rocha); litofácies de argilitos maciços = depósitos de fluxos de detritos, com origem atribuída a fluxo de lama podendo ocorrer associada a litofácies fluviais, neste caso podendo representar depósitos de transbordamento ou ainda depósitos de lagos, situados numa planície aluvial; litofácies de arenitos com estratificações plano-paralela e cruzada = depósitos de sistema fluvial entrelaçado; litofácies de arenitos grosseiramente estratificados com níveis conglomeráticos = depósitos de sistema fluvial entrelaçado, e, às vezes depósitos de enxurrada em lençol; litofácies de arenitos finos a médios, bimodais, com estratificações cruzadas = depósitos fluviais ou de enxurrada em lençol retrabalhados pelo vento em planície aluvial (ação eólica); litofácies de argilitos arenosos laminados = depósitos pouco expressivos na área estudada, de origem lacustre; litofácies de arenitos arcóseos granulosos a seixosos com cimento silicoso = depósitos de sistema fluvial entrelaçado; litofácies de argilitos arenosos coesos = depósitos de planície aluvial; litofácies de arenitos maciços com grânulos e seixos de argilito = depósito de origem fluvial de rios entrelaçados; litofácies de arenitos laminados com seixos de argilito = depósitos de sistema fluvial entrelaçado ou depósito de enxurrada em lençol (MORAIS FILHO, 2011, p.22).

Nas áreas de falésias, o autor verificou carapaças lateríticas ou arenitos ferruginosos que coincidem com o acamamento ou ao longo de descontinuidades (fraturas).

A evolução dos estudos da Formação Barreiras, na área do sul da Bahia, levou a reinterpretar os ambientes geológico-deposicionais dos depósitos de sedimentos observados por Moraes Filho (2011).

Segundo o autor,

[...] diversos autores têm interpretado que a deposição dos sedimentos do Grupo Barreiras deu-se a partir do progressivo soerguimento das áreas continentais e concomitante abatimento das áreas litorâneas contíguas, ao longo da costa atlântica brasileira. Mabeoone et al. (1972) concluem que os sedimentos do Grupo Barreiras foram depositados como sequência da formação do relevo, dos movimentos tectônicos de abatimento e falhamento e dos diferentes paleoclimas. [...] Para Silva Filho et al. (1974) esses sedimentos foram originados a partir de variações climáticas, sendo que nos períodos de clima úmido havia a ação de intemperismo químico no embasamento, enquanto que, nos períodos de clima semi-árido, haveria a desagregação mecânica e transporte por correntes fluviais. Para Ghignone (1979) [...] trata-se de um lençol terrígeno formado por cones aluviais coalescentes, acrescentando que a formação da planície costeira nordestina, de idade pliocênica, resultou do soerguimento continental, com erosão remontante e sedimentação de material erodido em cones de dejeção coalescentes, que causaram regressão depositiva. Segundo Medeiros & Ponte (1981), a Formação Barreiras é constituída por um complexo de sistemas aluviais e fluviais (MORAIS FILHO, 2012, p.22).

Dominguez *et al.* (2006) realizaram estudos na chamada Costa do Descobrimento, que se estende aproximadamente da foz do rio Cahy até a baía de Cabralia. Para os autores, a geomorfologia deste trecho da costa é sustentada por sedimentos terciários da Formação Barreiras e secundariamente por sedimentos quaternários. “[...] Esta zona teve sua origem na separação ocorrida entre a América do Sul e África, com início no Mesozóico, a qual estabeleceu as grandes linhas do seu arcabouço geológico regional” (DOMINGUEZ *et al.*, 2006, p.235).

Figura 31 – Mapa: Formação Barreiras e hidrografia - Mucuri, BA - Geologia. Fonte: CPRN, IBGE e MMA. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2013.

Os depósitos da Formação Barreiras na área da Costa do Descobrimento são constituídos por lamas e areias intercaladas, predominando localmente depósitos arcóseos, mal selecionados, do tipo fluxo de detritos. A origem de tais depósitos é continental, em sua quase totalidade, mas,

[...] ao sul da Ponta Corumbau são encontrados afloramentos que apresentam estruturas sedimentares indicativas de deposição em ambiente de planícies de marés, capeando depósitos de fluxos de detritos. Esta ocorrência inédita indica que é possível que as porções mais distais da formação Barreiras, incluam depósitos de natureza transicional (DOMINGUEZ *et al.*, 2006, p.237).

A Formação Barreiras teria se depositado durante o Plioceno, em época de clima mais seco que o atual, sujeito a tempestades esporádicas e violentas, o que levou à deposição de leques aluviais coalescentes no sopé das encostas, que constituem os depósitos daquela formação. Nesse período, o nível do mar estava mais baixo que o atual e parte dos sedimentos foram depositados na plataforma continental (DOMINGUEZ *et al.*, 2006).

Bitterncourt *et al.* (1983, p.94), perceberam que “[...] entre a área estudada dos Estados de Sergipe e Alagoas, é notável a perfeita continuidade espacial que se observa entre a distribuição desses terraços e os da costa do Estado da Bahia, só havendo interrupção, localmente, pelos cursos dos rios”. Notaram, ainda, “[...] a existência de vales entalhados, na parte inferior dos sedimentos da Formação Barreiras, encostados nas falésias fósseis da mesma formação, esculpidas durante o máximo da Penúltima Transgressão”.

Existe uma perfeita continuidade entre os depósitos dos Estados de Sergipe e Alagoas com os da costa da Bahia. Os depósitos de leques aluviais coalescentes encontrados dispostos sempre de encontro às escarpas da Formação Barreiras, devem testemunhar uma condição climática bem diferente da atual, do tipo semi-árido com chuvas esparsas e violentas, sendo que estes leques aluviais algumas vezes encontrados em trechos retilíneos da encosta da Formação Barreiras, pode ser indício da existência anterior de um evento transgressivo (Transgressão Mais Antiga) que esculpiu as falésias nos sedimentos daquela formação (BITTENCOURT *et al.*, 1983).

Após o preenchimento da bacia (que originou a Formação Barreiras) teriam ocorrido diversos movimentos tectônicos provocando uma ruptura na linha de costa, o que pode ser evidenciado pelo lineamento das falésias (a partir do soerguimento das áreas continentais).

Segundo Lima (200) alguns autores, dentre esses Tricart (1980), Lima e Vilas Bôas (1999), Bittencourt *et al.* (1999,), observaram diversas evidências de neotectonismo nos sedimentos do Grupo Barreiras, no litoral sul da Bahia, relacionado-as à disposição das falésias presentes nesta região. Em relação a estas evidências, considera-se que,

[...] a primeira delas seria o basculamento suave para sudeste desse grupo, que segundo esses autores, se prolongaria por toda a plataforma continental. Coincidências entre a disposição das falésias e as falhas cretácicas foram observadas próximo a Valença, mostrando relação entre alinhamentos mais antigos e a morfologia atual das escarpas litorâneas. [...] Lima e Vilas Bôas (1999), estudando as falésias do Grupo Barreiras no litoral sul baiano, citam algumas evidências do neotectonismo associadas a esse complexo sedimentar. O sistema de lineamento nessa região, por exemplo, possui um paralelismo com a linha de costa, indicando provavelmente um controle estrutural na deposição dos sedimentos com possível reativação de falhas pertencentes a esse lineamento. Além disso, foram observadas zonas de fraturas bem definidas que, por não perturbarem a laminação original e cortarem todo o pacote sedimentar, foram interpretadas como de origem pós-deposicional. [...] Bittencourt *et al.* (1999) e Amaro *et al.* (1999) relacionam os lineamentos (falhas) pré-terciários do litoral baiano e potiguar, respectivamente, com o delineamento costeiro atual, representando principalmente pelas falésias do Grupo Barreiras. [...] Lima *et al.* (1990) estabelecem uma relação entre o neotectonismo, as estruturas geológicas Pré-terciárias e o padrão de afloramento do Grupo Barreiras na Bacia Potiguar, mostrando o condicionamento da morfologia atual dos tabuleiros pertencentes a esse grupo à estruturação dos horizontes pré-Barreiras e às forças de compressão e tração que atingem a área atualmente [...] o que implicaria uma relação direta entre essas forças e a configuração das falésias pertencentes ao Grupo Barreiras (LIMA, 2000, p.97).

Atualmente, estas áreas, caracterizadas por planícies costeiras estreitas e limitadas pelos tabuleiros da Formação Barreiras com dunas frontais e falésias, expostas às ondas incidentes, estão em retrogradação. Nesta região, conforme Albino *et al.* (2006, p.235) “[...] os processos erosivos são verificados há 10 anos, ocorrendo aumento do volume exposto do arenito de praia (*beachrock*) localizado na

zona de arrebentação”. Os autores verificaram, ainda, que a partir de 1992, houve aumento dos índices pluviométricos e fluviométricos, provavelmente decorrentes da maior frequência, intensidade e durabilidade das frentes frias.

Barreto *et al.* (2004, p.6) verificaram, em um estudo regional, nos terraços marinhos do Rio grande do Norte “[...] evidências de retrabalhamento de sedimentos oriundos da Formação Barreiras”.

A área do litoral das Barreiras, de acordo com Silveira (1964), pode ser

[...] caracterizada pela constante presença de depósitos da Formação Barreiras, que formam uma superfície mais ou menos plana (tabuleiro), dissecada pela drenagem atual e suavemente inclinada para o oceano. Os afloramentos da Formação Barreiras separam a região costeira da sublitorânea e terminam próximo ao mar, em falésias muitas vezes ativas (vivas). As planícies litorâneas de cristas praias são pouco desenvolvidas ou inexistentes, o que denota mais tendência à erosão que a sedimentação, conforme evidenciado pela presença constante de falésias de rochas mais antigas, com até 30 – 40 m de altura, não somente na Formação Barreiras, mas também de depósitos de paleopraias quaternárias, na forma de terraços de marinha, e de paleodunas (BARRETO *et al.*, 2004, p 2).

Analisando a formação e evolução (com datações) dos campos de dunas antigas e presentes observadas no litoral do RN. Barreto *et al.* (2004, p.7), observaram que,

[...] a contribuição da Formação Barreiras como rocha-fonte deve ter variado em função direta do grau de exposição e dissecção. Desse modo ela teria atuado como fonte principalmente em momentos de nível do mar mais baixo que o atual, durante os períodos glaciais. [...] os sedimentos eólicos depositados em contexto de mar mais baixo teriam sido influenciados pela erosão mais efetiva da Formação Barreiras devido ao rebaixamento do nível de base. [...] A maior importância da Formação Barreiras como rocha-fonte imediata nos períodos de nível do mar muito mais baixo do que o atual explicaria a formação de dunas de coloração mais vermelha e de granulação mais grossa nesses períodos.

Araújo *et al.* (2006, p.42) pesquisaram as fácies e o sistema deposicional da Formação Barreiras na região da Barreira do Inferno, litoral oriental do Rio Grande do Norte. A partir desses estudos, os autores verificaram que “[...] no Rio Grande do Norte os depósitos sedimentares da Formação Barreiras ocorrem principalmente na linha de costa, tendo como melhor exemplo a Barreira do Inferno – afloramento com

mais de 1 km de extensão e até 20 m de espessura, situado no município de Parnamirim”.

As fácies descritas pelos autores são indicativas da deposição em um contexto fluvial, sendo que,

[...] as de granulação mais grossas (são) relacionadas a depósitos de preenchimento de canais e as de textura mais finas, atribuídas a depósitos de planícies de inundação. [...] Apesar de o sistema fluvial interpretado apresentar algumas características de um sistema entrelaçado, a abundância de fácies pelíticas, bem como a ocorrência frequente de estratos com geometria de preenchimento de canais, permite estabelecer uma maior aproximação a um sistema fluvial meandrante (ARAÚJO *et al.*, 2006, p. 43).

A interpretação paleoambiental realizada por Araújo *et al.* (2006) possibilitou a compartimentação dos depósitos fluviais identificados nas escarpas da Barreira do Inferno em dois grupos: (1) depósitos de preenchimento de canal, e (2) depósitos de planície de inundação. Segundo os autores, considera-se que:

(1) Os depósitos de preenchimento de canal compreendem conglomerados, arenitos grossos a muito grossos e arenitos médios, mostrando estratificação cruzada acanalada, tabular e gradação normal. [...] e podem corresponder a depósitos de preenchimento de canal gerados pela migração de barras longitudinais. Já os arenitos de textura grossa e média com cruzadas acanaladas e tabulares podem representar barras de acreção frontal e lateral. (2) Os depósitos de planície de inundação são caracterizados por pacotes de lamitos bioturbados e laminados, intercalados com arenitos finos a médios (ARAÚJO *et al.*, 2006, p.46).

Para Araújo *et al.* (2006, p.48), os litotipos da Formação Barreiras “[...] são frequentemente interpretados como sistemas deposicionais de leque aluvial e fluvial entrelaçado, em ambiente continental”. Tais sistemas são bastante citados na literatura e por vezes associados à presença de clima árido ou semi-árido que controlava as condições deposicionais. Outros dados acerca dos depósitos sedimentares da Formação Barreiras podem não ser coletados, pois parte dos depósitos foram, provavelmente, erodidos durante o recuo da falésia.

Conforme Araújo *et al.* (2006, p.44), “[...] as rochas estudadas na região entre o Rio Grande do Norte e Pernambuco teriam sido depositadas em um ambiente fluvial entrelaçado, associado a leques aluviais e a depósitos litorâneos”. Esses

autores observam, ainda, que Menezes *et al.* (1998) ao analisarem afloramentos às margens do Rio Curimataú, em Canguaretama (litoral leste do Rio Grande do Norte) concluíram que estes são compostos de rochas sedimentares depositadas em um sistema fluvial meandrante com influência estuarina.

Nogueira *et al.* (2006) realizaram um estudo na Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar, enfatizando a história evolutiva e a quantificação dos rejeitos das estruturas tectônicas que deformam esta unidade. Para estes autores,

[...] a tectônica rúptil neogênica afeta a Formação Barreiras ao longo da costa brasileira (e.g. Lima *et al.*, 1990; Rossetti, 2003; Nogueira *et al.*, 2005). [...] Na bacia Potiguar, esta deformação rúptil neogênica é marcada por falhas com direções NE-SW e NW-SE, caracterizadas por movimentos transcorrentes e normais (Bezerra e Vita-Finzi), possivelmente associadas à deformação sin-sedimentar (Souza *et al.*, 1999). Bezerra *et al.* (2001) deduziram uma compressão horizontal máxima E-W, com início no Neógeno [...] Esta compressão favoreceu a formação de estruturas transcorrentes dextrais e sinistrais, respectivamente. Estes autores atribuíram a origem destas estruturas à reativação de zonas de cisalhamento pré-cambrianas. [...] A costa leste do Rio Grande do Norte é controlada por falhas com direções NE-SW e NW-SE e os dados coletados em campo indicam que ocorreram movimentos transcorrentes, relacionados a soerguimento e subsidência de blocos falhados. Estas falhas estão associadas a dois eventos tectônicos com direções de compressão máxima inicial N-S e uma compressão mais recente de direção E-W (NOGUEIRA *et al.*, 2006, p.52).

Nogueira *et al.* (2006, p.54) concluem, neste estudo, que a análise morfotectônica permitiu a identificação de um relevo controlado por escarpas de falhas e padrão de drenagem associado. Identificaram, ainda, sete blocos tectônicos, sendo que “[...] alguns deles estão associados às feições do tipo *Graben*, e, por esse motivo, alguns depósitos são mais espessos e coincidem com as áreas das falésias presentes ao longo do litoral leste do Rio Grande do Norte”. Definem suas conclusões da seguinte maneira:

[...] no mapa de isópacas da Formação Barreiras, as áreas mais espessas coincidem com os locais de falésias do litoral leste Potiguar, sugerindo subsidência dos blocos falhados. As áreas menos espessas, sem as falésias, estão associadas a blocos com soerguimento, seguido por erosão (NOGUEIRA *et al.*, 2006, p.58).

A partir das idades relativas das falhas, a sequência de eventos tectônicos verificados seria: primeiro evento sendo sin-sedimentar, com idade que variaria do

Paleoceno ao Mioceno; segundo evento, o qual afeta a Formação Barreiras em um estágio pós-sedimentação e apresenta idade que varia do Mioceno ao Holoceno (NOGUEIRA *et al.*, 2006).

Vital (2006) identificou um quadro de tectonismo que afetou o Rio Grande do Norte. Para a autora,

[...] a região é constituída por rochas sedimentares de idade Cretácea que estão recobertas por rochas da Formação Barreiras e sedimentos quaternários. [...] O quadro tectônico da região, principalmente aquele de idade Cenozóica e ligado à tectônica de inversão de bacias sedimentares costeiras, não está completamente compreendido. A região foi afetada por um conjunto de reativações Meso-Cenozóicas geralmente resultando em falhas que, na maioria das vezes, aproveitam zonas de fraqueza crustal representadas por extensas zonas de cisalhamento neoproterozóicas existentes no embasamento (VITAL, 2006, p.158).

Matos (2002) *apud* Vital (2006) observa que o Litoral Setentrional do Rio Grande do Norte faz parte da Plataforma de Touros e representa um alto estrutural da Bacia Potiguar. A presença de eventos neotectônicos, na maioria das vezes resultante de reativações de antigos lineamentos neoproterozóicos, também é reportada para este litoral.

Conforme Vital (2006, p.160),

[...] a configuração da plataforma setentrional sofreu forte influência do tectonismo vertical Meso-Cenozóico. A estrutura de *grabens* e *horsts* predominantes na porção emersa e submersa da Bacia Potiguar exerceram importante papel na sedimentação e morfologia da plataforma (graben de Guamaré e alto de Macau). A morfologia de fundo por sua vez, influenciam diretamente nos processos erosivos e deposicionais desta área (Vital *et al.*, 2001, 2002a,b, 2003a; Tabosa, 2002; Tabosa *et al.*, 2002). Estes autores mostram que os efeitos da refração das ondas, em função da morfologia de fundo da plataforma adjacente a São Bento e Caiçara do Norte (aparentemente influenciada pela tectônica local), são refletidos ao longo da zona de praia sob a forma de erosão e/ou deposição.

Lima (2000) analisa trabalhos de Tricart e Silva (1968), Ponte (1969) e Bezerra (1999), que apontam uma série de evidências encontradas na Formação Barreiras que comprovam a atuação de forças tectônicas na (re)modelação desta formação, no caso, nos estados do Rio Grande do Norte e Ceará.

Conforme Sousa *et al.* (2008) “[...] há uma extensa linha de falésias ao longo do litoral do Rio Grande do Norte, esculpidas na Formação Barreiras e outras formações”. Para estes autores,

[...] as rochas da Formação Barreiras ocorrem sob a forma usual de estratos horizontalizados e não-deformados, ou como camadas basculhadas e afetadas por deformação de forte magnitude (acamamento e falhas com forte basculamento), em um trecho mais restrito do litoral oeste de Icapuí (Sousa, 2003). Nos trechos não-deformados, as falésias expõem principalmente o nível superior (fácies superior) da Formação Barreiras, o qual é composto por arenitos médios a grossos, com intercalações conglomeráticas de coloração avermelhada, geralmente apresentando estrutura maciça (W de Ponta Grossa), algumas falésias exibem o nível inferior da Formação Barreiras, sobreposta aos carbonatos da Formação Jandaíra (SOUSA *et al.*, 2008, p.98).

As deformações presentes na Formação Barreiras atestam a ocorrência de eventos neotectônicos na região Nordeste, e há várias zonas de falhas que podem ser identificadas ao longo das falésias costeiras. Sousa *et al.* (2008, p.100) verificaram que,

[...] nos arredores do povoado de Sítio Retirinho, a Formação Barreiras, aflorante, exhibe feições estruturais simples, na forma de diques neptunianos com direção N-S, preenchidos por arenitos conglomeráticos e que nas falésias de Ponta Grossa ocorre uma zona de deformação intensa e complexa, com especial destaque para um sistema de falhas distensionais, onde fica evidente a discordância estrutural entre as formações Barreiras e Potengi. [...] A Formação Barreiras reaparece fortemente deformada em falésias imediatamente a leste do povoado de Redonda, novamente com feições de basculamento de camadas, fraturas e falhas de alto e de baixo ângulo, compatíveis com o mesmo sistema de deformação distensional presente em Ponta Grossa. Nas vizinhanças de Ponta da Peroba, a SE de Redonda, ocorre outra zona de forte deformação (ou a continuidade da anterior?) afetando a Formação Barreiras, novamente com falhas distensionais e de rejeito direcional. [...] Continuando para leste/SE, segue-se uma nova série de falésias que expõem a Formação Barreiras, até a localidade de Vila Nova, a NW da sede municipal de Icapuí. Mais uma vez, as rochas estão afetadas por intensa deformação, porém com estilo contracional, cujas feições estruturais mais marcantes compreendem dobras suaves com linhas de charneira mergulhando para SSW, em alguns locais com planos incipientes de clivagem, afetando a seção inferior da Formação Barreiras. [...] A seção superior da Formação Barreiras invariavelmente ocorre delimitada por falhas.

Os autores apontam ainda, outras evidências, verificadas em campo, da neotectônica ocorrida no Nordeste brasileiro. Em suma,

[...] numa escala regional, esses eventos podem ser enquadrados no contexto tectônico da Margem Equatorial e do interior continental adjacente, em correlação aos dados na literatura (Azevedo 1991, Matos 2000, Jardim de Sá 2001). O regime transpressivo, inferido a partir das estruturas que afetam as formações Açu e Jandaíra, no nível inferior das seções sísmicas de Ponta Grossa, deve ter sido ativo durante o Cretáceo Superior, pelo menos até o Paleógeno. O regime de transtensão, com feições transpressivas mais localizadas (p.ex., em Vila Nova), foi ativo durante a deposição da Formação Barreiras. Recentes datações geocronológicas [...] permitem fixar uma idade mesomiocênica para a Formação Barreiras, no Rio Grande do Norte e Ceará (SOUSA *et al.*, 2008, p.104).

A partir dos estudos realizados por Sousa *et al.* (2008) foi elaborado, pelos mesmos, um modelo estrutural relacionado a evolução tectônica da área da Bacia Potiguar emersa no litoral do Rio Grande do Norte. Este modelo se apresenta da seguinte maneira:

[...] as feições descritas ressaltam a ocorrência de estruturas distensionais complexas e a deformação de grande magnitude ao longo da costa, afetando a Formação Barreiras. A extensão desta estruturação em profundidade e para o interior do continente, afetando diferentes unidades litoestratigráficas [...] denotam a existência (ou mesmo a coexistência) de diferentes sistemas de tensões atuando no decorrer do tempo geológico, desde o Pré-cambriano até o Recente. [...] Durante o Cretáceo Inferior, o rifteamento no interior e margem continental do Nordeste obedeceu a uma evolução complexa, polifásica (Matos 1999, 2000). [...] A partir do Barremiano superior ao Aptiano, a abertura da Margem Equatorial Atlântica, em regime transcorrente/transformante dextral (Zalan *et al.* 1985, Azevedo 1991, Matos 2000), gerou falhas principais com direção E-W ou NW [...] No intervalo de tempo Barremiano superior ao Albiano, e provavelmente até o final do Cretáceo, o rifteamento oblíquo e a deformação subsequente neste setor da Margem Equatorial (bacias Potiguar e do Ceará) passaram a ser condicionados por contração NW e distensão NW. Falhas E-W deformaram a plataforma e adentraram no continente (Azevedo 1991, Matos 2000, Costa *et al.* 2002). [...] Na Margem Equatorial, ou em setores da mesma, o regime transcorrente E-W, simplificadaamente designado de “Regime Equatorial”, continuou a operar durante o Neógeno. [...] Durante o Neógeno (Mioceno-Plioceno) e o início do Pleistoceno, é constatada a impressão de outro regime tectônico. [...] A distensão E-W faz parte de um contexto interpretado como o soerguimento dômico do Planalto da Borborema, resultando em campo de tensões mais localizado a esta região da placa (SOUSA *et al.*, 2008, p.105).

Figura 32 – Mapa: Formação Barreiras e hidrografia – Tibau do Sul, RN. Fonte: CPRN, IBGE e MMA. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2013.

A ocorrência quase contínua de recifes (arenitos de praia), formando verdadeiros quebra-mares, principalmente, entre Natal e Maceió, representa uma feição de proteção ao dissipar parte da energia das ondas (MUEHE, 2001).

Os recifes ou linha de recifes atuam como agentes de proteção à ação erosiva das ondas. No litoral do Rio Grande do Norte, a presença de linhas de recifes de arenito (*beachrocks*), aproximadamente paralelas à linha de costa, alteram o padrão de arrebatamento das ondas (VITAL, 2006). Desta forma, a ação das ondas nas falésias é modificada.

O Estado do Ceará apresenta uma extensa área costeira e, conforme Moraes *et al.* (2006), vem sofrendo extensivos processos erosivos, resultantes das [...] “variações sazonais de direção do vento, ondas, a configuração das marés altas em *swells*, o barramento de corredores eólicos, e ocupação inadequada [...]”.

Conforme Meireles (1999), as falésias do litoral cearense fornecem indicadores de mudanças climáticas e do nível relativo do mar, sendo indicativo de processos erosivos.

Em relação às falésias presentes no litoral do Estado do Ceará, o autor supracitado verifica que

[...] qualquer alteração nas dunas bordejantes que resulte na diminuição de areia na zona de estirância ou mesmo modificações sazonais no perfil de praia, poderá mais adiante, originar fenômenos erosivos. Desta forma, a disponibilidade de areia na faixa de praia interfere na evolução morfológica das falésias (MEIRELES, 1999)

A disponibilidade, maior ou menor, de areia interfere na evolução morfológica da falésia, pois uma maior disponibilidade de sedimentos misturados às ondas apresenta maior poder abrasivo ocasionando um desgaste mais rápido das rochas na base da falésia (ou até o ponto em que as ondas podem atingir a mesma).

Na faixa de maré média, as ondas atingem diretamente a plataforma de abrasão, dissipando grande parte de sua energia, mas alcançam a linha de preamar, remobilizando as areias ali localizadas e atacando diretamente a base do maciço sedimentar. Essa dinâmica provoca a erosão das escarpas, originando ressaltos (*notchs*) a partir do sopé da falésia, induzindo solapamentos e posterior

desmoronamento. A continuidade desta dinâmica origina o recuo diferenciado da encosta, principalmente no nível de alcance da onda. A interação existente entre o ataque das ondas, oscilações de marés e volume de areia acumulado na zona de estirâncio, acarreta a ação erosiva mais intensa em relação inversa com a disponibilidade de areia. Portanto, quanto menor a quantidade de sedimentos na zona de estirâncio, mais rapidamente inicia o solapamento basal da falésia (MEIRELES, 1999).

O arcabouço geológico do litoral cearense agrupa rochas de diversas idades, destacando-se, ao longo desta costa, as falésias esculpidas na Formação Barreiras, a qual é predominantemente Tércio-Quaternária. (MORAIS *et. al.*, 2006).

Os Tabuleiros Pré-Litorâneos são constituídos predominantemente por sedimentos Tércio-Quaternários da Formação Barreiras aparecem recortados por um grande número de drenagens secundárias, de regime intermitente, que constitui as micro-bacias hidrográficas da zona costeira. Nas proximidades das desembocaduras fluviais e em pontos específicos da faixa de praia surge como um sistema de falésias que movimentam o relevo, evidenciando a evolução paleogeográfica a partir das flutuações do nível relativo do mar (MORAIS *et al.*, 2006).

As modificações no litoral do Ceará começaram a se delinear a partir do período de abertura do oceano Atlântico, momento da ruptura dos continentes sul-americano e africano (a partir do pré-devoniano). Aos elementos tectônicos somam-se fatores climáticos que foram responsáveis pela erosão de áreas adjacentes mais elevadas, pelo transporte dos sedimentos e pela deposição na zona costeira, originando os pacotes sedimentares da Formação Barreiras no local. Posteriormente à deposição, ocorreu reativação tectônica, que elevou esses pacotes sedimentares e propiciou a formação das falésias (SOARES, 2008).

Uma vez exposto este pacote sedimentar passou a ser retrabalhado pelos agentes externos do relevo – agentes erosivos.

Dentre estes, o clima, segundo Moraes *et al.* (2006) “[...] constitui uma das mais importantes variáveis controladoras dos processos costeiros, dentre seus

elementos merece destaque a variação anual dos totais pluviométricos e regime dos ventos”.

Em relação à atuação dos elementos oceanográficos, Morais *et. al.* (2006, p. 138-142) observam que

[...] o estado do Ceará é bordejado pelas águas salinas e oxigenadas da corrente Norte Brasileira [...] A ação das marés representa um papel relevante na morfodinâmica e hidrodinâmica costeira, principalmente no sentido de ampliar a área de ataque das ondas [...] As ondas que banham o estado do Ceará apresentam uma forte componente de E com direções variando entre os quadrantes E, E-NE, E-SE mantendo uma estreita relação com as direções predominantes dos ventos.

As falésias observadas no litoral cearense, região de Beberibe, apresentam-se com intenso processo erosivo (a partir tanto do topo quanto da base da falésia), o que evidencia seu recuo. No processo de recuo das falésias, observa-se na faixa de praia alinhamentos rochosos, com evidentes blocos erodidos, que compõe plataformas de abrasão e/ou rochas de praias (*beach rocks* – vide figura 85; Formação Barreiras e Hidrografia em Beberibe – vide anexo G).

5.4. – Morfologia das falésias

As costas rochosas (com falésias) são, geralmente, costas em erosão e é importante identificar os fatores que afetam o recuo que incide sobre estas. Para Masselink e Hughes (2003) o principal fator que controla a erosão da falésia é a dureza da rocha, isto é, sua resistência a erosão subaérea e marinha.

A resistência da rocha à erosão é, em alto grau, determinada pela sua litologia e as taxas de erosão da falésia podem ser correlatadas a litologia da seguinte forma:

< 0.001 m/ano⁻¹ para rochas graníticas

0.001 – 0.01 m/ano⁻¹ para calcário

0.01 – 0.1 m/ano⁻¹ para argila xistosa e xisto

0.1 – 1 m/ ano⁻¹ para giz e rochas sedimentares do Terciário

1 – 10 m/ ano⁻¹ para depósitos Quaternários

> 10 m/ ano⁻¹ para materiais vulcânicos

Pode se utilizar algumas destas taxas de recessão para uma estimativa do recuo da falésia desde que o nível do mar atingiu sua posição presente, há cerca de 6.000 anos atrás (MASSELINK e HUGHES, 2003).

Outros fatores são importantes de serem considerados também, tais como áreas de fraqueza na estrutura devido a intensos falhamentos e fraturamentos; exposição à ação das ondas que erodem a falésia e removem material da base da mesma; a presença de praia em frente da falésia costeira que geralmente reduz a taxa de erosão protegendo a base da falésia; a altura da falésia; e atividades humanas (como obras de engenharia e construção de estruturas que interferem na dinâmica dos processos costeiros) (MASSELINK e HUGHES, 2003).

No caso das falésias em rochas sedimentares, como ocorre no contato da Formação Barreiras com o mar, “[...] a retrogradação tende a ser maior e com resposta mais rápida em falésias baixas de sedimentos pouco consolidados” (MUEHE, 2001, p.40).

A resistência da rocha depende de diversos fatores. Rochas maciças são geralmente mais resistentes à erosão do que as formações rochosas divididas por muitas juntas, planos de acamamento, planos de clivagem e zonas de fraturas, as quais facilitam a dissecação da falésia (BIRD, 2008).

A maioria das formações rochosas tem planos de divisão que são enfraquecidos pelos processos de intemperismo e penetrados pela erosão marinha. Estes incluem planos de acamamento, planos de clivagem, juntas e falhas, dobramentos e zonas de rochas frágeis (moles) ou rochas desgastadas. “Estas podem ser escavadas por meio dos processos de intemperismo e ataque das ondas, onde pode se para formar cavidades, fissuras internas e cavernas ao longo da costa. As rochas costeiras são atacadas pela pressão hidráulica da força das ondas que ao

se quebrarem forçam o ar e a água para dentro das fissuras, as quais gradualmente se ampliam para formar fendas e ravinas” (BIRD, 2008, p.75).⁷⁵

Há alguns fatores que determinam a força de resistência dos materiais da falésia. Esta por sua vez responderá de formas diversas à ação das ondas. A força mecânica do material que compõe a falésia é a principal determinante da força de resistência deste contra o ataque das ondas. Conforme Sunamura (1992, p.79),

[...] a deterioração da força de resistência do material (F_R) é realizada pela ocorrência de descontinuidades na massa rochosa incluindo planos de acamamento, rachaduras, clivagens, juntas e fraturas, algumas sendo inerentes a litologia enquanto outras são de origem tectônica. Em algumas áreas, juntas e falhas são fatores de controle dominante para o recuo da falésia resultando no desenvolvimento da linha de costa.⁷⁶

As pilhas de material que ficaram na água em função do recuo da falésia (stacks) desempenham um papel protetor no processo erosivo da falésia. A força de ataque das ondas agindo por trás destas marinhas foi reduzida em 60% comparada às ondas que atacam a falésia diretamente. Destas considerações, Sunamura (1992, p.98) conclui que, “[...] assumindo que falésias com litologia similar estão sujeitas a diferentes ondas climáticas, a taxa de erosão deveria ser mais alta onde as condições de ondas são mais severas, se outros fatores de controle são constantes”.⁷⁷

O material fragilmente consolidado indica um pequeno controle estrutural interno e os processos progressivos de retração, intemperismo ou compressão de

⁷⁵ *These can be excavated by weathering processes and wave scour to form crevices, clefts, inlets and caves along the coast. Shore rocks are attacked by quarrying, the hydraulic pressure of breaking waves forcing air and water into fissures, which are gradually enlarged to form clefts and gullies.*

⁷⁶ *The deterioration of F_R is brought about by the occurrence of discontinuities in a rock mass which include bedding planes, cracks, cleavages, joints, and faults, some being inherent in lithology while others are of tectonic origin. In some areas, joints or faults are a dominant controlling factor for cliff recession and resultant coastline development.*

⁷⁷ *Assuming that cliffs with similar lithology are subjected to the different wave climate, the erosion rate should be higher where wave conditions are more severe, if other controlling factors are constant.*

amolecimento preparam a falésia para o colapso

A parte da frente (*front*) da falésia se torna uma feição escarpada a partir da remoção do material da base da mesma pelas ondas (que batem e lavam a rocha), particularmente durante tempestades, sendo que este escarpamento estimula a erosão da própria falésia. A erosão da falésia pode ser causada por uma falha rotacional localizada em profundidade, deslizamentos de terra rasos, deslizamento seco, erosão da superfície pelo escoamento (*runoff*) de tempestades, ou uma combinação destes fatores. O processo erosivo dominante é geralmente determinado pela natureza dos materiais da falésia, particularmente resistência ao cisalhamento e permeabilidade (NORDSTROM e RENWICK, 1984).

Nordstrom e Renwick (1984) descrevem o padrão típico do processo de recuo da falésia considerando que uma vertente inicial fornece detritos para a praia o que resulta em um perfil que é, pelo menos temporariamente, estável. Com o passar do tempo os detritos são removidos pela ação das ondas quando estas ondas atacam a base da falésia, escarpando a porção mais baixa do perfil. Eventualmente, a falésia desmorona novamente, mas o intervalo de tempo para esta falha é determinado por muitos fatores incluindo a resistência do material (a qual pode mudar por causa do intemperismo) e níveis de umidade. O recuo da falésia tanto em materiais coesivos quanto não coesivos é descontínuo e esporádico (figura 33).

As feições estruturais das falésias produzem evidências pelas quais podemos avaliar a taxa de abrasão atual e mesmo passada, e de movimentos verticais da costa e, daí decorrentes, da evolução da linha de costa (ZENKOVICH, 1967).

A evolução da falésia, conforme Zenkovich (1967, p.298), ocorre da seguinte forma:

[...] quando massas de rochas são cortadas na parte inferior e caem, novas superfícies são expostas ao intemperismo. [...] É principalmente na base da falésia, dentro dos limites da ação das ondas, que feições especiais se desenvolvem. As juntas são alargadas pela remoção de todos os produtos finos do intemperismo. [...] Em uma costa sujeita a erosão a morfologia da falésia é primeiramente dependente da relação entre a taxa de abrasão marinha e o intemperismo subaéreo. Se o intemperismo tem pouco efeito a natureza da estratificação e a

espessura e atenuação dos estratos individuais, serão mais significantes.⁷⁸

Figura 33 – Mudança da linha de costa em relevo alto composto por material coesivo. NORDSTROM e RENWICK, 1984, p.198.

⁷⁸ When masses of rock are undercut and fall, new rock surfaces are exposed to weathering. [...] It is mainly at the base of the cliff, within the limits of wave action, that special features develop. The joints are enlarged by removal of all fine weathering products [...] On a coast subject to erosion cliff morphology is primarily dependent on the relationship between the rate of marine abrasion and subaerial weathering. If weathering has little effect the nature of the bedding, and the thickness and attenuation of individual strata, will be most significant.

As falésias são mais uniformes em rochas sedimentares homogêneas com uma clara estratificação, por exemplo, argilas e *loesses*. A inclinação da falésia pode ser mais ou menos vertical e dependente da taxa de erosão. Com a queda de rochas (colapso da frente da falésia) um leque de talus pode ser formar na sua base (ZENKOVICH, 1967).

A tridimensionalidade da falésia inclui um perfil esculpido em ângulos retos em relação à linha de costa e contornos em plano, isto é, linhas de costa como vistas em mapas ou em fotografias aéreas verticais. É mais conveniente considerarmos a falésia em perfil, em princípio, e depois as linhas externas, em plano, mas algumas sobreposições são inevitáveis porque ambas são esculpidas por processos similares (BIRD, 2008).

Para Bird (2008, p.96),

[...] A linha de contorno de uma costa escarpada tende a se tornar simplificada e suavizada com a passagem do tempo, exceto onde existem contrastes marcantes na mesma estrutura e litologia das formações rochosas costeiras, as quais podem perpetuar linhas externas irregulares conforme a falésia recua. Onde o recuo da falésia cortada em formações relativamente frágeis tais como depósito glacial ou dunas de calcarenito, afloramentos descobertos de embasamento rochoso mais duros ou próximo ao nível do mar, esta última emerge os promontórios enquanto as rochas mais moles são cortadas como enseadas.⁷⁹

A morfologia da falésia é muito influenciada pela topografia da área adjacente e pela variação de resistência da formação rochosa que aflora na costa. É possível se reconhecer a dureza das rochas atacadas pelas forças físicas da erosão marinha, em relação a sua maior ou menor vulnerabilidade: (a) quartzitos, granitos e rochas endurecidas metamórficas são bastante duras; (b) ardósias, folhelhos, conglomerados e basaltos são moderadamente duras; (c) calcário (incluindo giz) e arenitos são frágeis; (d) argilitos são bastante frágeis (definidas como rochas que

⁷⁹ *The outline in plan of a cliffed coast tends to become simplified and smoothed with the passage of time, except where there are marked contrasts in the structure and lithology of coastal rock formation, which may perpetuate irregular outlines as the cliff recedes. Where the recession of cliffs cut in a relatively weak formation such as glacial drift or dune calcarenite uncovers outcrops of harder basement rock at or near sea level, the latter emerge as headlands while the softer rocks are cut back as embayments.*

contém pelo menos 90% de silte e argila, e conhecidas como siltitos, folhelhos e argilas) e areias inconsolidadas que são extremamente frágeis (BIRD, 2008).

A morfologia da falésia é influenciada pela estrutura geológica, incluindo mergulho das camadas, juntas, falhas e dobras, e a disposição de rochas mais duras ou moles no afloramento rochoso. Os perfis da falésia são relacionados não somente a estrutura e resistência do afloramento da formação rochosa, mas também a sua durabilidade face aos processos de intemperismo físico, químico e biológico.

As falésias verticais se desenvolvem melhor em rochas homogêneas ou formações rochosas bem estratificadas, notadamente arenitos e calcários. Nas costas formadas por falhas a face da falésia pode ser o plano produzido pelo falhamento ou (mais frequentemente) a escarpa onde o plano de falha tenha sido exposto pela erosão diferencial. Os perfis da falésia estão relacionados às variações na litologia e estrutura, selecionadas pela erosão conforme a base da falésia é cortada (BIRD, 2008).

A formação de falésias anguladas passa por três estágios. Conforme Masselink e Hughes (2003, p.269):

Uma falésia vertical é formada devido aos processos marinhos durante o último período glacial quando o nível do mar estava acima e comparável ao nível atual.

Durante o período glacial subsequente, o nível do mar recua e a falésia é abandonada. Processos periglaciais progressivamente degradam a falésia abandonada e a cobre com detritos.

Quando o nível do mar sobe novamente durante o período interglacial seguinte, o ataque das ondas é renovado e remove os detritos e inclina a base da falésia, deixando uma cobertura de regolito remanescente acima.⁸⁰

As alternâncias de nível do mar durante o Holoceno podem ser atribuídas a diversos fatores, considerando-se como causas:

⁸⁰ A vertical cliff is formed due to marine processes during the last interglacial period when sea level was high and comparable to the present day level. During the subsequent glacial period, sea level falls and the cliff is abandoned. Periglacial processes progressively degrade the abandoned cliff and mantle it with debris. When sea level rises again during following interglacial, renewed wave attack removes the debris and steepens the base of the cliff, leaving the regolith-covered remnant above.

[...] um aumento do volume dos oceanos no início do Holoceno que foi primeiramente consequência de derretimento de lençóis de gelo e geleiras em função de aumento de temperatura atmosférica [...] Alguns autores sugerem que um aumento global do nível do mar (SLs) controlou o degelo de plataformas de gelo da Antártica durante o início do Holoceno e argumentam que a plataforma e as áreas internas continuaram a ser derretidas até 7000 AP. [...] Mudanças espaciais na superfície do nível do mar global devido a efeitos geofísicos ocorreram durante o começo do Holoceno. Efeitos tais como mudanças na rotação da Terra, originalmente atribuídas por Munk e Revelle (1952), tem sido fonte de considerável interesse, com Möner (1993) observando especificamente no período entre 13,000-11,000 AP, o qual inclui a subida do mar no início do Holoceno (Early Holocene Sea Level Rise - EHSLR) (SMITH *et al.*, 2011, p.1847).⁸¹

Smith *et al.* (2011, p.1852) apontam algumas consequências decorrentes da subida do mar no início do Holoceno:

[...] existe uma coincidência impressionante no momento da subida do mar no início do Holoceno e um número significativo de eventos geológicos e climáticos. [...] Newell (1961) descreve a inundação das plataformas continentais desde o Último Máximo Glacial (LGM) como o evento geológico mais importante dos tempos recentes, e a subida do nível do mar do início do Holoceno (EHSLR) envolveu possivelmente o mais significativo elemento desta inundação. Os efeitos tiveram um vasto alcance, envolvendo tanto processos erosionais quanto deposicionais. [...] Dado que a área da Plataforma Continental é cerca de 26M km², e a maior parte da Plataforma foi exposta no Último Máximo Glacial, quando o nível do mar estava 130m abaixo do presente (por exemplo, Lambeck *et al.*, 2002) parece razoável assumir que a EHSLR, com um aumento de 60m, envolvesse uma inundação de 10M km² da Plataforma. [...] Não obstante os efeitos da isostasia em áreas anteriormente glaciadas e a hidrostatia como um aumento do Nível Relativo do Mar (RSL) carregou as plataformas continentais (por exemplo, Chappell, 1974), junto com subsequentes processos de erosão e deposição costeira, pelo ao do EHSLR a linha de costa da maior parte das zonas costeiras estava provavelmente próxima a dos dias atuais.

⁸¹ *The increase in ocean volume in the early Holocene was primarily driven by meltwater release as atmospheric temperatures rose and ice sheets decayed.[...] They suggest that rising global SLs controlled the deglaciation of Antarctic shelf areas during the early Holocene, and argued that the inner shelf and land areas continued to be deglaciated ca 7000 BP.[...] Spatial changes in global sea surface levels due to geophysical effects occurred during the early Holocene. Effects such as changes in Earth rotation, originally addressed by Munk and Revelle (1952), have been the source of considerable interest, with Möner (1993) remarking specifically on the period 13,000-11,000 BP, which includes the EHSLR.*

[...] A inundação das plataformas continentais afetou tanto o clima regional quanto global.⁸²

5.5 - Processos antigos (herança)

Segundo Masselink e Hughes (2003, p.268),

[...] além do balanço entre os processos de suprimento e remoção de detritos, a maioria das falésias é controlada, também, pela sua evolução histórica. Estas são, entretanto, em grande parte afetada pela herança. Na realidade, é muitas vezes difícil decidir se uma dada falésia é contemporânea (isto é, o resultado de processos dos dias atuais), fóssil (isto é, o resultado de processos passados) ou uma mistura dos dois. Muitas falésias costeiras são denominadas falésias compostas e consistem de mais do que um tipo de vertente.⁸³

Em estudos realizados no Estado da Paraíba no Nordeste brasileiro, Furrier e Araújo (2006, p.69) constataram que,

[...] o domínio dos baixos Planaltos Costeiros no Estado da Paraíba reflete as características estruturais da área relacionadas às reativações tectônicas cenozoicas. Sua configuração atual representa herança de uma complexa movimentação de blocos falhados que originaram soerguimentos distintos e basculamentos, visualizados através das diferentes cotas altimétricas, da exumação de camadas sotapostas e dos diferentes níveis dos entalhes fluviais.

⁸² *There is a striking coincidence in the timing of the EHSLR and a number of significant geological and climate events. [...] Newell (1961) described the flooding of continental shelves since LGM as the most important geological event of recent time, as the EHSLR involved possibly the most significant element of that flooding. The effects were far-reaching, involving both erosional and depositional processes. [...] Given that the area of the Continental Shelf is ca 26M km², and that most of the Shelf was revealed at the LGM, when sea level lay ca 130m below present (e.g. Lambeck et al., 2002), it seems reasonable to assume that EHSLR, with a rise of ca 60m, involved the flooding of ca 10M km² of the Shelf.*

⁸³ *Besides the balance between debris-supplying and debris-removing processes, most cliffs are also controlled by their evolutionary history. They are therefore greatly affected by inheritance. In fact, it is sometimes difficult to decide whether a given cliff is contemporary (i.e., the result of present day processes, fossil (i.e., the result of past processes) or a mixture of the two. Many coastal cliffs are so-called composite cliffs consisting of more than one slope element. [...] Notwithstanding the effects of isostasy in formerly glaciated areas and hydroisostasy as rising RSL loaded continental shelves (e.g. Chappell, 1974), together with subsequent coastal erosional and depositional processes, by the end of the EHSLR the outline of most of the Earth's coastlines was probably close to that of the present day.*

De acordo com Masselink e Hughes (2003, p.275),

[...] tem sido proposto que a ação das ondas está, no presente, modificando antigas superfícies de erosão herdadas de períodos quando o nível do mar era similar ao de hoje. Isto aparenta ser o caso de muitas rochas ígneas ou metamórficas, nos locais onde as taxas atuais de rebaixamento da plataforma (e erosão das falésias) parecem muito baixas para serem levadas em conta para a formação de plataformas marinhas desde que o nível do mar atingiu seu nível presente (ao redor de 6.000 anos atrás). Além disso, estas plataformas estão na frente de altas falésias com perfil composto sugerindo que estas também são feições antigas e que estão sendo lentamente modificadas por processos marinhos e subaéreos contemporâneos. [...] Todavia, as taxas contemporâneas de recuo das falésias e rebaixamento da plataforma em rochas sedimentares frágeis estão geralmente dentro de uma série de valores necessários para explicar a formação da plataforma ao longo dos últimos 6.000 anos.⁸⁴

O entendimento da formação de perfis compostos de falésia passa pela compreensão e consideração de fatores climáticos e mudanças no nível do mar durante o Quaternário.

A análise das características geomorfológicas e morfodinâmicas do litoral brasileiro indicam que o baixo gradiente do fundo marinho, principalmente, nas regiões Norte e Nordeste, representa uma vulnerabilidade extremamente elevada a uma elevação do nível do mar que, entretanto, é localmente absorvida pela ocorrência de falésias de sedimentos consolidados e por recifes de arenito de praia (MUEHE, 2001).

⁸⁴ *It has been proposed that wave action is presently modifying ancient erosional surfaces inherited from periods when sea level was similar to today's. This appears to be the case in many igneous and metamorphic rocks where present rates of platform lowering (and cliff erosion) seem far too low to account for the formation of shore platforms since the sea reached its present level (c. 6,000 years ago). In addition, these platforms front high cliffs with composite profiles suggesting that they are also ancient features that are slowly being modified by contemporary marine and subaerial processes. [...] Nevertheless, contemporary rates of cliff recession and platform lowering in the weaker sedimentary rocks are generally within the range of values necessary to explain the formation of shore platforms over the last 6,000 years.*

5.6 – Fatores climáticos e de intemperismo

A atmosfera passou a ser semelhante à atual apenas na era Paleozóica (570-250Ma). Durante o Paleozóico ocorreram (segundo a hipótese mais divulgada e aceita) glaciações em intervalos de 250 Ma. Durante o Quaternário,

[...] os registros indicam pelo menos dezesseis glaciações, com duração média de 100.000 anos, intercalados com épocas mais quentes (os interglaciais), com duração aproximada de 20.000 anos (Salgado-Labouriau, 1994). [...] Não foi possível, até o momento, encontrar evidências geológicas de todas as glaciações [...] Entretanto, segundo Bryant (1997), tem sido aceita a hipótese de que essas verdadeiras idades do gelo apresentam intervalos de cerca de 100.000 anos, com ciclos menores de 40.000 e 20.000 anos. (NETO e NERY, 2005, p.31).

No quadro a seguir (figura 34) estão listadas as cinco grandes glaciações conhecidas e detectadas no período Quaternário.

GRANDES GLACIAÇÕES DO QUATERNÁRIO		
Nome		Período
EUROPA	EUA	(em milhares de anos)
Donau	-	1.600
Günz	Nebraskan	600-500
Mindel	Kansan	480-440
Riss	Illinoian	230-190
Würm	Winsconsin	115-12

Figura 34 – Quadro com as grandes glaciações do Quaternário. Fonte: Neto e Nery (2005, p.31).

Os climas relativos a Era Cenozóica são apresentados da seguinte forma:

CLIMAS NA ERA CENOZÓICA			
Período	Época	Idade (10 ³ anos)	Clima
Quaternário	Holoceno	10	Interglacial – calor e umidade
	Pleistoceno	1.600	Grande glaciação
	Plioceno	5.300	Temperatura em forte declínio
	Mioceno	23.000	Temperatura amena e sub úmido
Terciário	Oligoceno	36.500	Aridez e pequena glaciação
	Eoceno	53.000	Temperaturas elevadas
	Paleoceno	65.000	Clima quente e sub úmido

Figura 35 – Quadro com os climas na Era Cenozóica. Fonte: Adaptado de Neto e Nery (2005, p.32).

Na figura 36 estão demonstradas as variações de temperatura em períodos glaciais e fases interglaciais durante os últimos 425.000 anos do Pleistoceno.

Figura 36 – Variações de temperatura durante os últimos 425.000 anos do Pleistoceno. Fonte: BLIJ, 2005, p.83.

Encontramos diferentes classificações climáticas para o Brasil e mundo. Apresentamos, como exemplo, duas classificações (bastante citadas e utilizadas como base para elaboração de materiais científicos e didáticos diversos).

As duas classificações apresentam certa semelhança, especialmente para a costa brasileira. A exceção diz respeito a certas áreas detalhadas em uma classificação e generalizadas em outras.

O clima diferenciado interfere diretamente no regime dos ventos, o qual atua diretamente no regime de ondas e na quantidade de energia das mesmas. Associado às oscilações da maré e ondas de tempestades, o regime de ventos, que interfere na energia e potência das ondas, contribui sobremaneira para a forma como a base das falésias pode ser atacada e, conseqüentemente, provocar seu recuo.

Em termos de costa brasileira, o vento exerce um papel fundamental no litoral do Nordeste (MORAIS *et al.*, 2006).

Em função da mudança de direção do litoral brasileiro (Cabo Calcanhar) ocorre, também, uma mudança na direção dos ventos, ondas e correntes marinhas próximas a costa, o que influencia na atuação de distintos fatores continentais e oceânicos. Assim, conforme Neto e Nery (2005, p.38),

[...] os climas do Brasil são, por zonas, mais ou menos uniformes; regionalmente, porém, multiplicam-se em variedades, em função do traçado litorâneo, das cotas de altitude, das linhas gerais do relevo e dos grandes biomas.

Esta variação climática é percebida nas formas de relevo costeiro e diferentes tipos de falésia presentes na costa.

CAPÍTULO 6 – FALÉSIAS: PROPOSTA TIPOLOGICA

6.1 – Falésias: tipologia

Em princípio, para fins metodológicos, se faz uma distinção entre falésias (vertentes costeiras que variam de íngremes a verticais que expõe afloramentos de rochas duras ou moles) e *bluffs* (falésia inativa), as quais podem, anteriormente, terem sido falésias, e são mais arredondadas e deprimidas em perfil, com afloramentos rochosos ocultos ou amplamente ocultos por um manto de intemperismo, solos ou vegetação.

Quando a erosão marinha cessa a falésia se torna degradada e esta se torna uma vertente suave, e os sedimentos caídos lavados para baixo e acumulam na base como um leque de talus. *Bluffs* têm vertentes determinadas por propriedades geotécnicas dos afloramentos rochosos: elas estão geralmente entre 8º e 10º em argilas e apresentam maior inclinação em formações mais resistentes. [...] Alternativamente, *bluffs* se formaram onde a deposição (por exemplo, cristas de praias e dunas) as tem protegido [...] *Bluffs* também podem se formar onde a falésia se tornou degradada seguindo uma proteção artificial por construção de quebra mares[...] (BIRD, 2008, p.78).⁸⁵

Bittencourt *et al.* (1983, p.94) atribuem à linha de falésias inativas⁸⁶ esculpidas na Formação Barreiras no Estado de Sergipe e costa sul de Alagoas, “[...] a elevação do nível relativo do mar ocorrido durante o máximo da Penúltima Transgressão”. Os leques aluviais coalescentes encontrados algumas vezes em trechos retilíneos da encosta da Formação Barreiras pode ser um indício da existência anterior de um evento transgressivo (Transgressão Mais Antiga) que esculpiu as falésias nos sedimentos daquela formação.

⁸⁵ *When marine erosion ceases the cliff becomes degraded to a gentler slope, and fallen and downwashed sediment accumulates as a basal talus apron. Bluffs have slopes by the geotechnical properties of the rock outcrop: they are usually between 8 and 10º on soft calys and steeper on more resistant formations. [...] Alternatively, coastal bluffs have formed where deposition (e.g. beaches, beach ridges and dunes) has protected them [...] coastal bluffs may also form where cliffs become degraded following artificial protection by sea wall construction [...]*

⁸⁶ Há na literatura termos distintos empregados como sinônimo de falésias mortas: falésias inativas, falésias relictos, falésias fósseis ou *bluffs*. Será empregado o termo de acordo com a denominação dada pelo autor em questão. O termo similar se refere ao mesmo fenômeno.

Figura 39 – Esquema demonstrativo de falésia ativa (A) e inativa (B). Fonte: IBGE, 1999.

Os remanescentes da erosão ocorrida na Formação Barreiras, durante a denominada Transgressão Mais Antiga (BITTENCOURT *et al.*, 1983), são linhas de falésias mortas encontradas ao longo da costa em alguns estados, como Sergipe, Alagoas e Bahia.

Bittencourt *et al* (1979) *apud* Dominguez *et al.* (1981)

[...] reconheceram, para a costa dos Estados da Bahia e Sergipe, um terceiro evento transgressivo quaternário (...), e por eles denominado de transgressão mais antiga. Os únicos testemunhos desse episódio são representados por linhas de falésias mortas esculpidas nos sedimentos detríticos da Formação Barreiras. Nas regiões de Itacimirim (próximo a Salvador) e da metade sul da planície costeira associada à desembocadura do Rio São Francisco, essa linha de falésias é separada por terraços marinhos pleistocênicos por um depósito continental, do tipo leques aluviais coalescentes, que foi retrabalhado parcialmente pelo mar durante a penúltima transgressão uma vez que os testemunhos por ela deixados repousam sobre esses depósitos (VILAS BÔAS *et al.*, 1979 e BITTENCOURT *et al.*, 1979, p.229).

Para Dominguez *et al.* (1981, p.230) “[...] a linha de falésias inativas encontrada nestes locais, marca em terra, o limite interior da planície costeira atual, mas indica o limite atingido pelo nível do mar na transgressão mais antiga.

As falésias inativas da Formação Barreiras no sul da Bahia, também foram verificadas por Dominguez *et al.* (2006, p.239) que atribuiu “[...] a sua origem a episódios transgressivos que afetaram a zona costeira brasileira (Penúltima e Última Transgressões) no Quaternário. Uma linha de falésias fósseis separa os tabuleiros

costeiros da planície quaternária, mas durante o máximo destes dois eventos, a quase totalidade da linha de costa era constituída por falésias vivas da formação Barreiras”.

As falésias estão frequentemente em recuo ativo e seus gradientes dependem das taxas relativas de recuo do topo e da base da falésia. *Bluffs* são geralmente mais estáveis, embora algumas estejam recuando por meio de colapsos intermitentes e locais, e podem ser determinadas como *bluffs* desgastados.

Em trabalho de campo foi possível se verificar a existência de falésias inativas (pequenos trechos), conforme demonstrado nas figuras 40 a 42.

Figura 40 – Localização de falésia inativa em Natal, RN. Fonte: Esri, Imagery, Google Earth, Google Maps. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2014.

Falésia inativa - Porto Seguro_BA

Figura 41 - Detalhe da área com falésia inativa em Porto Seguro, BA. Fonte: Esri, Imagery, Google Earth, Google Maps. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2014.

Figura 42 – Localização de falésia inativa em Porto Seguro, BA. Na imagem menor detalhe da área. Fonte: Esri, Imagery, Google Earth, Google Maps. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2014.

Para Emery e Kuhn (1982), as falésias são consideradas relictos (a qual denominamos, nesta tese, por inativas)

onde a inatividade é prolongada, quando, por exemplo, a influência do mar tem sido removida pela queda do nível do mar. Nestes casos os processos subaéreos de vertente predominam. Falésias relictos são reativadas quando sujeitas novamente à ação das ondas. As oscilações do nível do mar tem significado que a maioria das falésias tem tido uma história de vida episódica, pontuada por períodos de inatividade. A forma da falésia pode frequentemente ter sido iniciada durante um mar alto anterior, retrabalhada e ampliada durante subseqüentes elevações do mar. Muitas falésias, entretanto, não são

exclusivamente o produto de processos modernos, mas que têm estado sujeitas a sequência de diferentes processos formativos e são denominadas 'poligenéticas' (Russel, 1963).⁸⁷ (WOODROFFE, 2002, p.145)

Outro perfil de falésia que pode ocorrer em função da ação do intemperismo na base ou topo da mesma pode ser designada como vertente sobre uma escarpa (*slope-over-wall*). Estes perfis são verificados onde a parte superior de uma falésia é uma vertente cortada em rocha intemperizada enquanto a parte inferior é uma falésia vertical em rochas coerentes e não alteradas (BIRD, 2008).

Onde *bluffs* têm sido formadas como resultado de intemperismo subaéreo e a erosão na falésia anterior protegida por uma praia ampla, uma barreira costeira ou uma estrutura artificial tal como um porto ou quebra-mar, a remoção da feição protetora resultará em tal *bluff* sendo cortado por falésias, formando um perfil *slope-over-wall* até que o recuo da falésia consuma o total da vertente anteriormente degradada (BIRD, 2008, p.81).⁸⁸

Um perfil *slope-over-wall* também se forma em costas de altas latitudes onde as falésias cortadas em rochas relativamente resistentes foram degradadas por congelamento e degelo periglacial e solifluxão durante fases frias do Pleistoceno quando o nível do mar estava mais baixo. As falésias do Pleistoceno se tornaram *bluffs* cobertas por um depósito de solifluxão terrestre com cascalho angular, que é estendido para o que agora é o fundo do mar em um amplo, mas diminuto leque. Este processo ainda está ativo nas falésias costeiras do Ártico e da Antártica (BIRD, 2008).

Durante e desde a transgressão marinha do Holoceno estas vertentes das

⁸⁷ *Cliffs are considered relict (termed 'former' by Emery and Kuhn, 1982) where inactivity is prolonged, when for example the influence of the sea has been removed because sea level dropped. In these cases, subaerial slope processes dominate. Relict cliffs are reactivated when subject to wave action again. Oscillations of the sea level meant the majority of cliffs have had an episodic life history, punctuated by periods of inactivity. Cliff form may often have been initiated during a previous highstand, and reworked and extended during subsequent highstands of the sea. Many cliffs, therefore, are not solely the product of modern processes but have been subject to a sequence of different formative processes and are termed 'polygenetic' (Russel, 1963).*

⁸⁸ *Where coastal bluffs have formed as the result of subaerial weathering and erosion on former cliffs protected by a wide beach, a coastal barrier or an artificial structure such as a harbor breakwater, the removal of the protective (feature will result in such bluffs being undercut by cliffs, forming a slope-over-wall profile until cliff recession consumes the whole of the formerly degraded slope.*

costas periglaciais se tornaram vegetadas, e foram cortadas pela erosão marinha, formando uma escarpa ou uma vertente com base vertical, expondo formações de rochas sólidas e produzindo um perfil *slope-over-wall*. A vertente vegetada, coberta por detritos congelados destruídos, é assim um legado de condições periglaciais passadas, por isso não podem ser explicadas em termos de processos atuantes neste momento. A proporção de relictos de vertentes periglaciais ao recuo ativo da falésia depende do grau de exposição da costa ao ataque das ondas (BIRD, 2008).

Em latitudes mais baixas as vertentes costeiras com cobertura vegetal são extensas, especialmente, nas regiões tropicais úmidas, onde elas têm mostrado pequeno ou nenhum escarpamento na base. Estes perfis resultam de intenso intemperismo subaéreo e denudação, característicos dos trópicos úmidos, tanto que muitas formações rochosas costeiras têm sido enfraquecidas como resultado de uma rápida e profunda decomposição por meio do intemperismo químico, e não ocorre a formação de falésias (WOODROFFE, 2002).

Ao invés disto existem *bluffs* florestadas (falésias inativas) que são as vertentes íngremes com um manto de solo e vegetação, como em algumas áreas do planeta.

O processo de formação da falésia (*cliffing*) ocorre onde a ação das ondas é relativamente forte, em promontórios expostos, e “[...] é mais extensa em costas que recebem ondas oceânicas, especialmente onde as formações rochosas costeiras são frágeis, como na Paraíba, no NE do Brasil, onde 21% da linha de costa é composta por falésias em recuo cortadas em rochas areno-argilosas” (Guilcher, 1985 *apud* BIRD, 2008, p.87).⁸⁹

Além destas feições, as gargantas costeiras são formas presentes em algumas costas rochosas. As gargantas costeiras são fissuras íngremes laterais, abismos ou enseadas formadas em ângulo com a costa em formações rochosas costeiras. Estas feições são encontradas onde o teto da caverna entrou em colapso

⁸⁹ [...] is more extensive on coasts receiving ocean swell, especially where the coastal rock formation are weak, as in Paraíba, NE Brazil, where 21 per cent of the coastline is retreating cliffs cut in sand clays (Guilcher, 1985).

ou onde as rochas têm sido escavadas pela ação das ondas ao longo de ou entre linhas de fraqueza tais como juntas, falhas, planos de clivagem, planos de estratificação abruptamente mergulhados ou diques de intrusão. Em locais onde a ação poderosa das ondas tem escavado cavernas, ao longo de juntas e planos de estratificação em costas escarpadas, algumas destas podendo se estender através da terra para formar um arco natural (BIRD, 2008).

A identificação da falésia pode ser feita em perfil ou em planta (mapa). Dependendo da facilidade ou dificuldade de acesso a mesma, o uso de mapas, fotografias aéreas e imagens de satélite podem contribuir para uma melhor visualização da mesma. Em função das características do afloramento rochoso e dos processos que ali se instalam promovendo o recuo da falésia, uma linha de costa singular irá se desenvolver e a feição que aparecerá nos mapas, por exemplo, será função destes. Onde os afloramentos costeiros são comparativamente uniformes em rochas relativamente moles, uma costa escarpada em recuo se desenvolve um contorno em planta que está relacionada a padrões predominantes de ondas. Algumas escarpas costeiras aparecem nos mapas de pequena escala como relativamente retas (BIRD, 2008).

Em algumas regiões o acesso às falésias se torna bastante difícil, exceto em mirantes amplamente separados, mas seu contorno em plano pode ser visto no Google Earth (internet) o qual mostra os fenômenos, como deslizamentos, que podem ter ocorrido deixando na parte inferior da falésia o depósito de material movimentado.

A deposição da Formação Barreiras se deu por um conjunto de eventos semelhantes, ao longo de toda sua extensão, mas a formação e evolução das falésias, nesta Formação, não se deram da mesma forma e ocorreu por fatores distintos, o que permite que seja proposto um sistema de classificação, considerando-se a tipologia das falésias em função de características específicas intrínsecas à sua morfologia e evolução.

Os diversos mecanismos que interferem interferindo na evolução da falésia serão detalhados adiante. Considera-se o balanço de sedimento como um indicativo

da relação entre a dinâmica continental (características da rede de drenagem) e oceânica (marés, ondas e correntes). No caso de falésias não precedidas por praia considera-se que a dinâmica marinha é mais competente do que o aporte de sedimentos. Em termos dinâmicos a falésia está sempre recuando, pois esse é o caminho evolutivo de tal forma de relevo. Assim, sempre estará fornecendo material para a costa, mas tudo depende desta relação na taxa de fornecimento de sedimentos e a competência da dinâmica marinha, pois em função disso pode se formar praia ou não (depósito de sedimento).

Se o balanço de sedimentos está desequilibrado, ou seja, se a falésia fornece mais sedimento em um espaço de tempo que o mar não consegue transportar, forma-se a praia. O oposto pode ocorrer também, ou seja, se a falésia fornece menos sedimento e as condições de transporte, pelo mar, são favoráveis, não se forma praia. A maior parte do sedimento praial é fornecida pelos rios (sistemas fluviais que chegam a costa).

A falésia faz parte de uma dinâmica costeira mais ampla, dentro da qual é necessário considerar-se a dinâmica fluvial e o aporte de sedimentos transportado por estes e que chega à costa. Se deve considerar, também, as características geológicas ao longo da trajetória do curso d'água, pois pode ocorrer de o rio que aflui a zona costeira não possuir grande capacidade de transporte. Pode ocorrer, ainda, que parte do sedimento que chega a costa se perca na plataforma continental, em função de tempestades, especialmente (FERREIRA, 1993).

O balanço de sedimentos pode determinar um perfil de equilíbrio (temporário, pois em função das dinâmicas continentais e costeiras, este perfil está em constante mudança, levando a processos contínuos de transformação, não chegando a haver um verdadeiro equilíbrio) ou instabilidade da área, onde a erosão é mais atuante do que a sedimentação.

Conforme Gadelho (2010, p. 9),

Este conceito baseia-se numa teoria muito simples, em que, na ausência de transporte longitudinal, o transporte transversal à praia origina apenas uma redistribuição de areia pelo perfil, mas não conduz a ganhos ou perdas de sedimentos. Deste modo, a

erosão da face da praia exposta é compensada por deposição na parte submersa da praia, ou a acreção.

Assim, fica estabelecido o balanço sedimentar, de forma que havendo disponibilidade de sedimentos formará a praia, a qual desempenhará um papel em relação ao processo erosivo da falésia ou na condição oposta, sem praia, outros fatores influenciarão na evolução da falésia (conforme será discutido adiante).

As modificações na posição da linha de costa decorrem em grande parte da falta de sedimentos, provocado pelo esgotamento da fonte, principalmente a plataforma continental. O processo se dá pela transferência de sedimentos para campos de dunas ou por efeitos decorrentes de intervenção do homem, principalmente a construção de barragens ou obras que provocam a retenção do fluxo de sedimentos ao longo da costa. Modificações naturais do clima de ondas ou da altura do nível relativo do mar constituem outros processos que interferem na estabilidade da linha de costa (MMA, 2008).

Há outros fatores que interferem na evolução (recuo) mais lenta ou rápida da falésia, contribuindo ou retardando processos erosivos.

Figura 43 – Falésia com topo vegetado em Tibau do Sul, RN. Percebe-se a presença de vegetação de porte médio o que denota sistema radicular mais complexo e maior influência deste no processo de infiltração. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

As falésias podem apresentar-se vegetadas ou não. A existência ou não de vegetação e o tipo desta no topo da falésia pode contribuir para acelerar ou retardar a erosão na parte superior desta.

Os diferentes tipos de vegetação presentes no topo das falésias desempenham papel distinto, retardando ou acelerando o processo erosivo.

Severo *et al.* (2006) observaram, em estudo realizado em falésias do município de Tibau do Sul, RN, que

[...] registrou-se a existência de movimentos de massa classificados predominantemente como complexos, por consistirem de mais de um tipo de movimento (quedas de blocos, tombamentos e deslizamentos). Esses fenômenos são mais frequentemente verificados em taludes com a presença de fendas de tração e incisões basais, sem vegetação, com grande inclinação (80° a 90°) e grande altura (cerca de 40 m). No caso dos deslizamentos, observa-se a ocorrência dos tipos planares e circulares. A ausência de vegetação em alguns trechos da área estudada deixa as falésias vulneráveis à ocorrência de movimentos de massa. A cobertura vegetal constrói ao longo do tempo um sistema radicular que estrutura as camadas superficiais do solo. Em períodos chuvosos (entre abril e julho), é comum o desencadeamento de deslizamentos e tombamentos nos taludes desprovidos de vegetação. Tal situação é mais grave quando essa ausência é verificada na face da encosta (SEVERO *et al.* 2006, p. 83)

Quando a vegetação do topo da falésia é removida, o escoamento superficial (*runoff*) aumenta, causando erosão da mesma. “As *bluffs* costeiras podem também ser rejuvenescidas e se tornarem falésias quando a erosão marinha é intensificada pela costa em submersão, ou pela perda de uma praia que fornece proteção” (BIRD, 2008, p.80).⁹⁰

A cobertura vegetal pode exercer um papel ambíguo na evolução do relevo. Por um lado uma cobertura vegetal pode proteger o solo contra erosão e favorecer a infiltração, mas se a declividade da encosta for elevada (45° ou mais) a vegetação pode exercer uma carga extra e favorecer movimentos de massa, uma vez que as árvores, além do peso que exercem em si, possuem raízes que favorecem a

⁹⁰ Coastal bluffs can also be rejuvenated as cliffs when marine erosion is intensified by coastal submergence, or the loss of a protective beach.

infiltração da água favorecendo, no caso de matriz argilosa, a quebra de coesão das partículas de argila e consequente favorecimento de movimentos de massa.

Em termos de processos erosivos no topo da falésia, a presença ou não de vegetação, pode retardar ou acelerar tais processos. Embora possam ter sido recobertas por florestas no passado, verificamos em campo que a borda superior das falésias é recoberta por uma camada pouco densa de vegetação, com características, basicamente, de vegetação rasteira adaptada ao solo pouco fértil, de caráter antropizado (mapa: Biomas do Brasil – vide anexo E).

A

B

C

D

Figura 44 (A a D) - Aspectos da vegetação no topo de falésias em Mucuri, BA (vegetação rasteira e presença esporádica de pequenos arbustos, gramíneas e jundu). Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Há de se considerar, ainda, que as praias, em toda a costa brasileira e mundial, se apresentam como local de lazer. Para tornar este lazer mais proveitoso e para que o turista possa dispendar mais tempo neste ambiente, tem sido criada,

especialmente ao longo das últimas décadas, uma série de elementos de infraestrutura para atender esta demanda.

Estas atividades econômicas podem também contribuir para acelerar a erosão da linha de costa, uma das consequências mais visíveis da delapidação lenta e silenciosa dos ambientes costeiros.

Assim, barracas de praia, passeios em carros adaptados para ambientes mais rústicos, construção de edificações (residências, comércio, hotéis) entre outros, tem contribuído para a aceleração do processo erosivo instalado nas falésias, em diversos trechos da costa nordestina especialmente, como se observou nas falésias de Canoa Quebrada, CE (figuras 45 a 49).

Figura 45 – Falésia com pronunciado processo erosivo no topo, causado pela ocupação sem planejamento e pela circulação de carros (vide fundo da imagem) sem controle em Canoa Quebrada, CE. Foto: Adriana A. Furlan, 2011.

Figura 46 – Infraestrutura construída em falésia para facilitar o acesso à praia. Elemento que contribui para a aceleração do processo erosivo. Canoa Quebrada, CE. Foto: Adriana A. Furlan, 2011.

Figura 47 – Barracas de praia construídas na base da falésia, fator que influencia no processo de ataque das ondas na base da mesma. Canoa Quebrada, CE. Foto: Adriana A. Furlan, 2011.

Figura 48 – Ocupação da praia por barracas em Canoa Quebrada, CE. Essas afetam a dinâmica das ondas e marés que atingem a falésia interferindo, assim, no seu processo evolutivo (acelerando ou retardando seu recuo). Foto: Adriana A. Furlan, 2011.

Figura 49 – Ocupação com consequente retirada da vegetação na parte superior da falésia. Canoa Quebrada, CE. Foto: Adriana A. Furlan, 2011.

Figura 50 – Infraestrutura construída em falésia para facilitar o acesso à praia. Elemento que contribui para a aceleração do processo erosivo. Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 51 – Ocupação no topo da falésia. Situação que coloca em risco a propriedade e as pessoas que a ocupam. Natal, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

Figura 52 – Ocupação no topo da falésia e acelerado processo erosivo. Situação que coloca em risco a propriedade e as pessoas que a ocupam e infraestrutura construída para facilitar o acesso à praia. Natal, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

Considera-se, ainda, que as interferências antrópicas realizadas ao longo da trajetória dos rios (barragens, extração de areias, assoreamentos localizados em função de processos erosivos entre outros) interferem no balanço sedimentar da área costeira. A intensidade dessas interferências sobre o balanço sedimentar é de difícil avaliação e há escassez de estudos sobre isso no Brasil, e foge do escopo desta tese tal avaliação.

Com base nos estudos teóricos e em função do apresentado acima se propõe uma Tipologia das Falésias, presentes na Formação Barreiras, na costa brasileira, com base na diferenciação de fatores continentais e oceânicos, sendo falésia:

- 1) precedida por praia;
- 2) não precedida por praia;

Neste sentido mapeou-se trechos do litoral dos estados do Ceará, Bahia e Rio Grande do Norte identificando-se alguns afloramentos da Formação Barreiras onde

se observam falésias. Na figura 53 são apresentadas essas áreas e a hidrografia. A seguir são tratados os tipos de falésias, dentro da classificação proposta, com base em observações de campo e análise de imagens de satélite (detalhe das características oceanográficas das áreas de estudo vide figuras 15 e 63 e anexo B).

Figura 53 – Mapa: Afloramentos da Formação Barreiras, áreas de estudo e hidrografia. Fonte: Esri, Imagery, Google Maps e IBGE. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2014.

As três áreas de estudo estão localizadas em pontos diferenciados do litoral brasileiro em termos de orientação da costa. Desta forma regime de ventos, ondas entre outros elementos, se apresentam com características diferenciadas, o que se traduz em observações realizadas em áreas distintas de uma mesma formação geológica, o que é significativo para um estudo de Geomorfologia Regional.

6.2 - Falésia precedida por praia

Há uma relação direta entre o comprimento e nível da praia que abriga uma falésia e as taxas de recessão da mesma (onde a falésia é precedida por uma praia). A praia controla a dissipação da energia das ondas e como resultado pode oferecer proteção à erosão costeira, pois “[...] tem sido reconhecido há muito tempo que as praias controlam a dissipação da energia das ondas na faixa litorânea submergível e, como resultado, pode prover proteção contra a erosão da linha de costa (por exemplo, Sunamura, 1992; Brunsden e Lee, 2004)” (LEE, 2008, p.558).⁹¹

Segundo Robinson (1977, p. 258) há quatro processos erosivos importantes que ocorrem na base da falésia. São esses: 1) corrosão – intemperismo químico das rochas; 2) abrasão - a quebra e abrasão de fragmentos de rocha derivados da falésia; 3) *corrasion* – processo de erosão mecânica de enfraquecimento da base da falésia pelas ondas munidas de detritos; 4) ação hidráulica (*quarrying*) – remoção de blocos fragmentos de rocha, os quais apresentam juntas e fendas, em função da pressão da água sendo forçada para dentro dessas aberturas.⁹²

⁹¹ *It has long been recognized that beaches control wave energy dissipation on the foreshore and, as a result, can provide protection from shoreline erosion (e.g. Sunamura, 1992; Brunsden and Lee, 2004)*

⁹² *[...] four important erosive processes at the cliff foot: (1) corrosion -- the chemical weathering of rocks; (2) attrition -- the breaking up and abrasion of pieces of rock derived from the cliff; (3) corrasion -- the erosion and smoothing of the cliff foot by waves armed with detritus; (4) hydraulic action (quarrying) -- the removal of blocks of rock, which have been surrounded by joints and cracks, by the pressure of water being forced into these openings.*

A areia da praia pode, por um lado, proteger a face da falésia da erosão, mas por outro lado pode acelerar o processo abrasivo, se estiver misturada na água da onda. No processo erosivo e abrasivo da falésia pela ação das ondas deve-se considerar a quantidade de sedimentos aprisionados na onda. Os grãos de areia misturados à água agem como um elemento abrasivo. A força de ataque das ondas na junção falésia-praia depende, enormemente, do tamanho e da quantidade de sedimento aprisionado nas ondas. Esses fatores variam com o tempo; isto leva a variações temporais na força de ataque das ondas resultando em uma flutuação da taxa de erosão. A água carregada de sedimentos potencializa o papel abrasivo das ondas (SUNAMURA, 1992). Desta forma,

[...] outra causa de grande variação ao longo da costa na força de ataque das ondas (F_w) é a presença ou ausência de detritos, que são materiais supridos pela própria falésia como resultado de falhas na vertente. O processo de entalhe da falésia fica paralisado até que os detritos sejam removidos pela ação das ondas e correntes. Mais tempo é necessário para a remoção de grandes massas de detritos. Isto leva a concepção de que falésias mais altas têm menores taxas de erosão do que as mais baixas, caso a faixa da costa apresente litologia similar mas variação em altura e estiver sujeita as mesmas condições de ondas ao longo da costa. [...] Não existe correlação, durante longo período de tempo, entre a altura da falésia e a taxa de erosão para falésias com litologia similar e expostas às mesmas condições de ondas, porque tais falésias apresentam tendência em direção a um recuo paralelo no aumento do tempo [...] (SUNAMURA, 1992, p.106).⁹³

O papel erosivo sobre as falésias pode resultar de uma sequência de marés altas em função de eventos extremos como as tempestades. Desta forma, as condições e o perfil da praia podem variar com o tempo devido à progradação e retração e/ou aumento ou redução da altura do topo. Estas mudanças podem

⁹³ *Another cause of large alongshore variation in F_w is the presence or absence of debris from cliff as a result of slope failure. Cliff undercutting is halted until the debris is removed by wave and current action. More time is needed for the removal of larger debris masses. This leads to the concept that higher cliffs have smaller erosion rates than lower cliffs, if a coastal strip with similar lithology but varying height is subjected to the same wave conditions along shore [...] No correlation exists, over a long period of time, between cliff height and erosion rate for a cliff with similar lithology and exposed to the same wave condition, because such cliff has tendency towards parallel retreat with increasing time [...]*

ocorrer como resposta às ondas de tempestades onde a praia sofre erosão (ondas destrutivas) ou a ondas em tempo de calmaria (ondas construtivas), onde a praia é reconstruída. O potencial para a erosão na base da falésia é controlado pela declividade da praia e a elevação da junção praia-falésia. A forma como se dá a dissipação da energia da onda pela praia, o recuo da falésia (isto é, saída – *output* - do sistema) não é diretamente proporcional à entrada - *input* - de energia da onda no sistema falésia-praia (LEE, 2008).

O perfil da praia pode se transformar com o tempo em função da ação e da energia das ondas. As ondas de tempestades tendem a erodir os sedimentos da face da praia e transportá-los em direção ao mar, enquanto ondas em situação de calmaria ou dentro do regime regular de ondas podem reconstruir a praia. As ondas de tempestade e ondas distendidas em alguns eventos podem causar mudanças na morfologia da praia e, conseqüentemente, levar a uma elevação da junção praia-falésia, o que pode ocasionar uma resposta diferente a subseqüentes tempestades de tamanho similar.

Uma praia em frente de uma falésia é “[...] uma defesa natural ideal contra o ataque das ondas, caso a praia for muito longa, ampla para que as ondas atinjam a base da falésia” (Sunamura, 1992, p.92).⁹⁴

Conforme Sunamura (1992),

o perfil da praia depende das ondas, marés e balanço de sedimentos, este sendo muito influenciado por (1) construção de estruturas de engenharia tais como quebra-mar, molhes e quebra-ondas e (2) a deposição ou dragagem de materiais da praia. O nível do perfil da praia é de primeira ordem de importância no controle da força de ataque das ondas que atingem a base da falésia, e conseqüentemente a magnitude da erosão da falésia [...] Mesmo se a elevação da praia é alta o suficiente para prevenir a ação das ondas na base da falésia sobre condições climáticas normais, é frequentemente observado que os sedimentos que formam a praia são temporariamente movidos para fora da linha de costa (*offshore*) durante ataque severo de ondas de tempestade. Uma considerável redução no nível do perfil da praia ocorre,

⁹⁴ [...] *an ideal natural defense against the attack of waves, if the beach is too wide for waves to reach the cliff base.*

permitindo às ondas atingirem a base da falésia e cortá-la (provocando seu recuo). Concorrentemente as plataformas costeiras, as quais são usualmente ocultas por baixo da praia, são expostas, e sofrem erosão. [...] A largura das praias controla enormemente a força de ataque das ondas que atuam na base da falésia [...] e (esta) tem sua taxa de erosão reduzida com o aumento da largura da praia. (SUNAMURA, 1992, p.92/102).⁹⁵

Segundo Sunamura (1992, p.92), Everts (1988) examinou a relação entre a taxa de erosão em falésias compostas por sedimentos Terciários no sul da Califórnia e a largura da praia frontal, e descobriu que “[...] a largura da praia influencia fortemente o recuo da falésia. A taxa de recuo decresce conforme a praia se torna mais larga (ampla): isto foi significativamente reduzido quando a largura da praia excedeu 20 metros, e a erosão cessou quando ela atingiu 60 metros”.⁹⁶

Após a análise de vários trabalhos de investigação buscando relacionar o papel da praia e a proteção da falésia contra o ataque das ondas, Sunamura (1992) conclui que,

[...] a erosão decresce com o aumento do tamanho das praias. Isto sugere que a praia trabalha como dissipadora de energia das ondas, e que nenhuma ação mecânica significativa induzida pelo sedimento da praia é provável que esteja envolvida nesta erosão. A ação hidráulica sozinha é suficiente para produzir erosão no caso de materiais muito moles, frágeis. [...] A relação entre taxa de erosão e elevação da praia

⁹⁵ *The beach profile varies depending on waves, tides, and sediment balance, the last being much influenced by (1) construction of engineering structures such as groynes, jetties, and breakwaters, and (2) the dumping or dredging of beach materials. The beach profile level is of prime importance in controlling assailing force of waves reaching the cliff base, and hence the magnitude of cliff erosion [...] Even if the beach is high enough to prevent wave action on the cliff base under normal weather conditions, it is often observed that sediments forming the beach are temporarily moved offshore during severe storm-wave attack. Considerable reduction of beach profile level occurs, allowing waves to reach the cliff base and cut back the cliff. Concurrently shore platforms which are usually hidden beneath the beach are exposed, and suffer erosion. [...] The width of beaches greatly controls the assailing force of waves acting on the cliff base.*

⁹⁶ *[...] the beach width strongly influences cliff recession. The recession rate decreased as the beach became wider: it was greatly reduced when beach width exceeded 20 m, and erosion ceased when it attained 60 m.*

varia com a resistência do material, sobre o qual a ação mecânica desempenha um papel dominante (SUNAMURA, 1992, p.103).⁹⁷

Conforme Dias e Rocha-Barreira (2011, p.422), “[...] os processos responsáveis pelo comportamento das praias (que pode interferir na abrasão e erosão das falésias) começam a atuar na base da antepraia; dependendo do clima de ondas, esta camada se estende a profundidades de uma a duas dezenas de metros e tem a praia como limite mais interno”.

As variações temporais do estado da praia dependem fundamentalmente do regime ondulatório de águas profundas, ao passo que mudanças espaciais dependem principalmente das variações na modificação das ondas à medida que as mesmas se propagam para águas rasas. Estas modificações são controladas pela geologia e pela configuração da costa. Tanto a variabilidade temporal como a espacial são dependentes do tipo e da disponibilidade do material que compõe a praia (CALLIARI *et al.*, 2003).

A alteração no perfil e hidrodinâmica praial pode interferir no processo de recuo das falésias, em relação a influência que a praia exerce na ocorrência de tais processos em termos de aumento ou redução da abrasão.

Albino *et al.* (2006) realizaram estudos em áreas próximas de Vitória (da Barra do Riacho a Ponta de Tubarão) e observaram que “[...] nos curtos trechos deste litoral, onde as falésias da Formação Barreiras estão em contato com a praia há ausência de afloramentos rochosos e conseqüente alto grau de exposição às ondas o que vem desencadeando o processo erosivo sobre os depósitos terciários” (ALBINO *et al.*, 2006, p.233).

Neste trecho do litoral capixaba, caracterizado pela presença de falésias vivas da formação Barreiras e por praias ora limitadas por planícies estreitas ora

⁹⁷ [...] cliff erosion decreases with increasing size of beaches. This suggests that the beach works as a wave-energy dissipator, and that no significant mechanical action induced by beach sediment is likely to be involved in this erosion. Hydraulic action alone is enough to produce erosion for the case of very soft cliff materials. [...] The relationship between erosion rate and beach elevation varies with the strength of cliff material, on which mechanical action plays a dominant role.

precedida por falésias (como na praia de Nova Almeida), há menor dissipação das ondas incidentes sendo que ocorre em alguns trechos convergência preferencial das ortogonais das ondas (rumo ao sul, desde a praia de Capuba até as praias de Manguinhos e Bicanga) por ocasião de incrementos nas frequências e intensidades das frentes frias, o que indica tendência à erosão da costa (intensificada atualmente pela ocupação antrópica) (ALBINO *et al.*, 2006).

A força de ataque das ondas é considerada em termos de energia da onda gerada em águas profundas e está diretamente relacionada à força de ataque exercida pela onda na base da falésia. Este fator exerce influência direta na falésia, mas há outros três fatores que atuam de forma indireta na força de ataque da onda na base da falésia: o nível da água da praia, a praia e a topografia sob as águas rasas na frente da falésia e, por fim, os sedimentos da praia. Para Sunamura (1992, p.75),

[...] a combinação do nível da água, a morfologia do fundo na zona próxima a falésia e as características das ondas em água profunda, determinam o tipo de ondas imediatamente em frente à falésia e controlam sua altura. As ondas sempre exercem ação hidráulica na face da falésia, e também, ação mecânica sempre que estão carregadas com sedimentos da praia.⁹⁸

O processo da ação hidráulica consiste principalmente, na compressão, tensão e cisalhamento.

Quando as ondas atingem a face da falésia, uma força compressiva (pressão) age perpendicularmente à face. Se a falésia tem juntas – ou falhas – aberturas associadas, o ar dos interstícios é repentinamente comprimido; conforme a onda recua, o ar comprimido se expande com força explosiva para exercer um estresse para fora. Essas forças podem causar um crescimento dos interstícios pelo processo de ação em cunha. Juntamente com este processo, blocos soltos podem facilmente serem removidos da face da falésia pela ação das ondas [...] A tensão, a qual age enquanto as ondas recuam, pode facilitar este processo de remoção. Imediatamente após a onda atingir a falésia, a massa de água ascende à face da falésia, exercendo

⁹⁸ *A combination of water level, nearshore bottom morphology, and deep-water characteristics determines the type of waves immediately in front of the cliff, and controls their height. Waves always exert hydraulic action on a cliff face, and also mechanical action whenever they are armed with beach sediment.*

força de cisalhamento. Ondas grandes quebrando contra uma falésia íngreme arremessa uma enorme massa de água (SUNAMURA, 1992, p.78).⁹⁹

O volume de sedimento, solto na falésia ou disponível na praia que se mistura à água das ondas, intensifica o processo abrasivo exercido pelo ataque destas na face da falésia. As ondas carregadas com sedimentos da praia exercem ação mecânica, a qual compreende forças abrasivas e forças de impacto produzidas na face da falésia pela mobilização de partículas sólidas. O processo de ação mecânica de ataque da face da falésia ocorre quando os fragmentos de rocha são arremessados contra a falésia, impactos por estresse são colocados na superfície da rocha, sendo que o estresse aumenta conforme a massa e/ou a velocidade de impacto das partículas são aumentados. Esses processos mecânicos intensificam a força de ataque das ondas (SUNAMURA, 1992).

As observações realizadas em campo podem ser explicadas em termos de processo conforme descrito por Sunamura (1976), a partir de seu experimento realizado em tanque de sedimentos e ondas, conforme descrito a seguir.

As ondas, primeiro erodiram a falésia, resultando em um suprimento de areia para base da falésia. Conforme a erosão continuou, a areia foi cada vez mais sendo depositada na base da falésia: o *input* (entrada) das ondas utilizou a areia como um abrasivo, então a força de ataque das ondas foi intensificada e a erosão foi acelerada como claramente mostrado pelo aumento abrupto no volume erodido. A tempo, entretanto, o depósito de areia se tornou mais espesso e uma praia mais larga se desenvolveu e acabou por realizar uma dissipação da energia das ondas. As ondas gradualmente perderam sua força de ataque e a taxa de erosão foi

⁹⁹ *When waves hit the cliff face, a compressive force (pressure) acts perpendicular to the face. If the cliff has joint – or fault – associated openings, the air in the interstices is suddenly compressed; as the wave recedes, the compressed air expands with explosive force to exert an outward stress. These forces cause the interstices to grow by the process of wedge action. Jointed, loose blocks may be easily removed from the cliff face by wave action [...] Tension which acts as waves recede may facilitate this removal process. Immediately after a wave hits a cliff, the water mass ascends the cliff face, exerting a shearing force. Large waves breaking against a steep cliff throw up huge masses of water.*

reduzida. Embora a força de ataque se manteve independente do tempo quando nenhuma areia foi depositada, a força se tornou automaticamente dependente do tempo, recebendo retroalimentação (*feedback*) do processo erosivo devido a ação da areia produzida pela própria erosão da falésia. Poderia ser mencionado que a força erosiva é diferente da força de ataque. As ondas sempre exercem sua força de ataque na face da falésia sempre que elas ajam na falésia. Uma vez que a força de ataque exceda a força de resistência do material, então as ondas possuem uma força erosiva que acompanham a erosão. Entretanto a força erosiva é definida como a força que produz a erosão atual (SUNAMURA, 1976).

A ação mecânica das ondas pode ser o principal agente erosivo na maioria dos locais onde ocorre dilatação das águas do mar e em ambientes atingidos por ondas de tempestades. Sob condições energéticas menores, as ondas têm um poder erosivo limitado, mas, ainda, desempenham um importante papel na remoção dos produtos do intemperismo. Além da remoção dos materiais soltos pela ação das ondas, outros efeitos são a abrasão da superfície das rochas devido as correntes induzidas pelas ondas e a variação da pressão gerada pelas ondas sobre as rochas (MASSELINK e HUGHES, 2003).

O volume de sedimento, solto na falésia ou disponível na praia que se mistura à água das ondas, intensifica o processo abrasivo exercido pelo ataque destas na face da falésia. As ondas carregadas com sedimentos da praia exercem ação mecânica, a qual compreende forças abrasivas e forças de impacto produzidas na face da falésia pela mobilização de partículas sólidas. O processo de ação mecânica de ataque da face da falésia ocorre quando os fragmentos de rocha são arremessados contra a falésia, impactos por estresse são colocados na superfície da rocha, sendo que o estresse aumenta conforme a massa e/ou a velocidade de impacto das partículas são aumentados. Esses processos mecânicos intensificam a força de ataque das ondas (SUNAMURA, 1992).

As areias arrancadas da base da falésia são misturadas às águas das ondas exercem um papel abrasivo de grande importância na taxa de recuo da falésia, pois a força de ataque das ondas na junção falésia-praia depende enormemente do

tamanho e quantidade de sedimento de praia aprisionado nas ondas (SUNAMURA, 1992)

Enquanto as ondas, e particularmente as ondas de tempestade que atingem as costas quebrando ou quebradas, realizam um trabalho erosivo, as marés controlam o nível da água e, portanto, também o nível onde a erosão mecânica das ondas ocorrerá. O potencial para erosão mecânica das ondas é maior em ambientes de micro marés. As ondas são geralmente mais energéticas em maré alta do que em maré baixa. Além disso, as ondas mais erosivas ocorrem durante tempestades quando as águas da costa próxima são elevadas devido a ondas de tempestade e ondas elevadas (MASSELINK e HUGHES, 2003).

O efeito abrasivo das ondas na superfície das rochas ocorre devido a correntes induzidas pelas ondas e variação de pressão gerada pelas ondas sobre as rochas, conforme apontado por Sunamura (1992) *apud* Masselink e Hughes (2003).

O volume de sedimento solto na falésia ou disponível na praia que se mistura à água da onda intensifica o processo abrasivo exercido pelo ataque da onda na face da falésia, pode ser observado em campo (figuras 54 a 61).

Figura 54 - Areia em nível mais alto do que a praia: indicação de que a ação das ondas na face da falésia apresenta maior poder abrasivo e demonstrando maior alcance vertical das ondas. Presença de laterita na base. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 55 - Areia em nível mais alto do que a praia nas reentrâncias da formação rochosa: ocorre acúmulo de areias que serão removidas quando este nível for, novamente, alcançado pelas ondas. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 56 – Depósito de areia na base da falésia. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 57 - Degrau produzido pelo acúmulo de areias misturadas a detritos na base da falésia. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 58 – Depósito de areias no entalhe na base da falésia: resultante de solapamento na base. Pode se observar detritos não removidos misturados às areias. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 59 - Areia acumulada na base da falésia por ação das ondas, na junção falésia-praia. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 60 - Depósitos de areias com diferentes níveis de altura na base da falésia: indicativo da ação das ondas em função da subida das marés e da ação das ondas de tempestades. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 61 - Pequenos fragmentos soltos na base da falésia, os quais estão disponíveis para serem misturados à água que atingirá a base resultando em um maior poder abrasivo pelo ataque da onda. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

A amplitude das marés determina, em grande medida, a elevação dos níveis diários da água e então o limite de propagação das ondas em direção a falésia, a qual é mais alta em áreas com grande amplitude de maré. Deve-se considerar, entretanto, que altas amplitudes de marés também permitem uma melhor dissipação da energia das ondas, enquanto em falésias com uma baixa amplitude de marés a eficiência erosiva das ondas é maximizada devido ao ataque concentrado das ondas em uma zona mais estreita (RIO e GRACIA, 2009).

A força de ataque das ondas é considerada em termos de energia da onda gerada em águas profundas e está diretamente relacionada à força de ataque exercida pela onda na base da falésia. Este fator exerce influência direta na falésia, mas há outros três fatores que atuam de forma indireta na força de ataque da onda na base da falésia: o nível da água da praia, a praia e a topografia sob as águas rasas na frente da falésia e, por fim, os sedimentos da praia (SUNAMURA, 1992).

A variação temporal na taxa de erosão da falésia associada com a mudança no nível da praia foi demonstrada pelo experimento no tanque de onda de Sunamura em 1976. O experimento foi conduzido se aplicando ondas com energia constante em água profunda em um modelo de falésia de areias cimentadas. Conforme observado, as ondas começaram a erodir a falésia, e a erosão continuou, suprimindo areia que formou a praia. A taxa de erosão aumentou abruptamente e atingiu um máximo conforme a elevação da praia aumentou, mas a taxa de erosão decaiu conforme a altura da praia aumentou mais ainda (SUNAMURA, 1992).

Estes fatores exercem influência direta na falésia, mas há outros três fatores que atuam de forma indireta na força de ataque da onda na base da falésia: o nível da água da praia, a praia e a topografia sob as águas rasas na frente da falésia.

O litoral do Estado do Espírito Santo (em termos geológico e geomorfológico) apresenta, conforme Albino *et al.* (2006, p.229) “[...] (três) distintas unidades geomorfológicas, sendo uma delas composta pelos tabuleiros terciários da Formação Barreiras. Esta formação se prolonga em direção ao sul do Estado da Bahia, apresentando falésias ora vivas, ora mortas. Estas falésias são precedidas por praias em vários pontos da costa capixaba e baiana”.

A área fronteira com o Estado da Bahia (chamada de Costa Dourada neste Estado) apresenta uma linha de falésias vivas com alturas variadas e com algumas características específicas em termos de litologia, morfologia e processos erosivos.

No trecho, desta costa, objeto de estudo, inferimos alturas para as falésias entre 8 m e 10 m, a partir da utilização do Google Earth e estimativas de campo. Nas áreas adjacentes à área de estudo verificamos alturas inferiores, em torno de 5 m.

Lima *et al.* (2006) realizaram estudos na Formação Barreiras na costa sul do Estado da Bahia. Para os autores a observação acurada de muitos afloramentos revelou que as fácies da formação, nesta região, são tipicamente fluviais, de canais entrelaçados. Conforme os autores,

[...] a imaturidade textural e mineralógica dos sedimentos mostram que os rios pequenos e temporários, fluxos concentrados e lagos efêmeros predominaram nas fases iniciais de deposição. Canais entrelaçados

bem desenvolvidos, com rios maiores, compõem o ambiente deposicional principal de transporte e deposição durante as fases intermediária e final de sedimentação (LIMA *et al.*, 2006, p.71).

Em relação aos prováveis ambientes deposicionais,

[...] a Formação Barreiras seria produto de coalescência de leques aluviais e de sistemas fluviais entrelaçados, em clima quente e seco (Mabesoone, Campos e Silva Beurlen, 1972; Bigarella, 1975). No litoral sul da Bahia, a observação de arenitos maciços [...] e a presença de feldspatos nos sedimentos, sugerem, em princípio, transporte e deposição rápidos com retrabalhamento limitado, com fluxos de detritos e lama (LIMA, 2006, p.75).

Os lateritos, presentes em diversos trechos de falésias desta costa (sul da Bahia) são rochas ou materiais rochosos em fase de formação, decorrentes dos processos de laterização. Os referidos processos envolvem conjuntamente reações químicas, mineralógicas e bioquímicas, atuando tipicamente nas regiões tropicais, sob condições climáticas inicialmente úmidas com curtos períodos de estiagem (FERREIRA, 1999).

O processo de laterização consiste em uma meteorização intensa do solo ou da rocha, com a lixiviação dos minerais primários e uma concentração de hidróxidos de alumínio e de ferro, podendo ser acompanhado ainda de outros elementos lateríticos, tais como titânio e manganês (GUERRA, 1993).

Figura 62 - Presença de laterita na base da falésia. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Em estudo de campo pudemos observar a presença de laterita na base da falésia (figura 50), o que caracteriza a sujeição da formação rochosa à ação das águas das chuvas e do mar.

Característica semelhante presente em falésias observadas por Furrier e Araújo (2006), foi denominada, por estes, como ferricrete.

A região sul do estado da Bahia encontra-se em zona caracterizada por chuvas tropicais de verão, com estação seca durante o outono e inverno, apresentando temperatura média anual de 22°C, com máximas entre 28° e 30°C e mínimas em torno de 15°C. Os ventos de maior frequência e maior intensidade são os provenientes dos quadrantes NE-ENE e SE, respectivamente. “Os primeiros estão associados aos ventos alísios, que sopram durante a maior parte do ano, enquanto que os de SE estão relacionados às frentes frias que chegam à costa capixaba” (ALBINO *et al.*, 2006, p. 232).

Os ventos oriundos de tempestades sopram da direção S (associados a atuação de frentes frias que atingem a área) e apresentam intensidade moderada.

As frentes frias originárias do Sudeste provocam tempestades no Oceano na área da divisa dos estados do Espírito Santo e Bahia, aumentando a amplitude de atuação das ondas que chegam às praias afetando de forma diferenciada as falésias (um nível momentaneamente mais elevado de ataque das ondas na base das falésias expostas a ação das mesmas).

Silva *et al.* (2001, p.336), a partir de estudos realizados na Costa do Descobrimento, concluíram que,

[...] considerando a sua localização geográfica, a Costa do Descobrimento está sob regime de chuvas no verão e de seca no inverno. Entretanto, durante o inverno, bem como no outono, ocorrem precipitações associadas à Frente Polar Atlântica que, nestes períodos de ano, frequentemente alcançam esta região. Portanto, segundo (Martin *et al.* (1989), o clima desta região pode ser classificado como “pseudo-equatorial sem estação seca”, com chuvas bem distribuídas durante todo o ano. A precipitação total varia entre 1600 e 2000 mm/ano.

As correntes marinhas secundárias atingem a costa de Mucuri no sentido sul-norte e as correntes marinhas predominantes (que passam mais distantes da costa) atuam no sentido norte-sul. As marés apresentam amplitude em torno de 2,5 m (SILVA *et al.*, 2001).

As intensidades, potências e sentidos da deriva litorânea são controladas pela direção de aproximação das ondas. Conforme Silva *et al.* (2001, p.337) Bittencourt *et al.* (2000) observaram, para o litoral da Costa do Descobrimento no sul do Estado da Bahia, sentidos gerais da deriva litorânea dos sedimentos gerada pela aproximação oblíqua das ondas, bem como estimaram a sua intensidade potencial.

Após os estudos realizados, concluíram que há três significativas zonas de divergência no sentido da deriva litorânea efetiva de sedimentos. Sendo que,

[...] estas zonas de divergência podem se constituir em um dos fatores responsáveis pelo déficit de sedimentos nesses trechos costeiros e, conseqüentemente, pela existência de extensos trechos sofrendo uma severa erosão. É o caso das regiões de falésias localizadas entre o limite norte das cidades de Prado e Ponta do Corumbau e entre Caraíva e Itaquena. Há também, segundo os autores, notáveis zonas de convergência dos raios-de-onda de SE e SSE, que também promovem, localmente, em menor escala, a formação de outras zonas de divergência no sentido da deriva litorânea (SILVA *et al.*, 2001, p.337).

Em relação a estas zonas de divergências e zonas de convergências é possível constatar ainda que,

[...] são produzidas em função do gradiente lateral de altura das ondas. Isto é, vão ser criados fluxos de energia opostos através da frente-de-onda, da região de grandes ondas (convergência) para as regiões contíguas de ondas menores (Glushkov 1935 *apud* Zenkovitch 1967, King 1972, Calliari *et al* 1988), que poderão se somar ou se contrapor ao fluxo principal de energia das ondas ao longo da linha de costa. Essas zonas de divergência vão, portanto, propiciar uma erosão local (Calliari *et al.* 1998). Esse pode ser o caso da erosão na região das falésias vivas da Praia de Taípe, relacionada à convergência de raios-de-onda provavelmente octante SSE. [...] O principal fator a controlar a formação de zonas de divergência na Costa do Descobrimento [...] é a presença dos recifes de coral ao longo da costa. Efetivamente, são os recifes de Abrolhos, Itacolomis e de Coroa Alta/Itagipe que vão atuar como uma barreira às ondas de SE e SSE, fazendo com que em alguns trechos costeiros a deriva induzida pelas ondas mais fracas de E e NE venha a ser dominante, provocando uma reversão no sentido da deriva (SILVA *et al.*, 2001, p.340).

Mucuri - aspectos oceanográficos

Figura 63 - Mapa: Mucuri, BA – aspectos oceanográficos. Direção dos ventos, correntes marinhas atuantes na área de Mucuri, e amplitude das marés. Elaboração: Adriana A. Furlan, 2013.

Araújo *et al.* (2006), com base nos relatórios da PORTOBRÁS-INPH (1984/1985), verificaram que a circulação costeira é condicionada pelos ventos e marés.

[...] Os ventos no período chuvoso (junho/julho) são mais frequentes e intensos os quadrantes SE enquanto que no período seco (janeiro/fevereiro), os mais intensos e frequentes são do quadrante NE. As marés da área se enquadram no regime de micro e mesomarés semidiurna, o que ocasiona a ruptura dos cordões litorâneos no período chuvoso, devido a grande descarga fluvial. O transporte longitudinal residual, segundo Silvester (1968) *apud* Muehe, 1998, é bastante reduzido. No litoral norte do estado de Alagoas o transporte seria orientado para o norte. O ponto de mudança de direção do transporte litorâneo, segundo França (1979) é Porto de Pedras, o que se confirma pela orientação, para sul, dos pontais nas desembocaduras fluviais (ARAÚJO *et al.*, 2006, p.202).

Silva *et al.* (2001, p.336) identificou, em estudo elaborado por Bittencourt *et al.* (2000), um modelo de ondas para o litoral do Estado da Bahia (na costa do Descobrimento, sul do Estado), considerando “[...] as frentes-de-onda correspondentes às direções médias dos principais ventos que aí atuam [...] bem como os períodos significativos das mesmas. [...] As ondas mais frequentes que atingem a região são oriundas de NE (N45°) e E (N90°), com alturas de 1,0 m e períodos de 5,0s e de SE (N135°) e SSE (N157,5°), com alturas de 1,5m e períodos de 6,5s”.

Com base em Bittencourt *et al.* (2000), Silva *et al.* (2001) construíram um diagrama de refração para cada uma das frentes-de-ondas. A partir da análise do diagrama, pode-se constatar que,

[...] as frentes-de-ondas e NE e E se retratam muito pouco, se comparadas as de SE e SSE. Em relação as duas últimas direções, notáveis são as zonas de divergência e convergência dos raios-de-onda que as mesmas apresentam ao longo da costa. Também, pode-se observar que, em relação a todas as direções, os recifes de corais ao longo da linha de costa atuam como importante barreira à ação das ondas no litoral (SILVA *et al.*, 2001, p. 337).

As ondas procedem de dois setores principais NE-E e SE-E, com predominância do primeiro (Bandeira *et al.*, 1975 *apud* ALBINO *et al.*, 2006). Estas ondas são geradas pelos dois sistemas de ventos existentes na região. As ondas do setor sul, associadas às frentes frias, embora sejam menos frequentes, são mais

energéticas do que as do quadrante NE. Estes sistemas podem ser perturbados pela manifestação do fenômeno El Niño. Em condições de atuação deste fenômeno, as ondas do setor sul, geradas pelas advecções polares, não atingem este, o que faz com que as ondas sejam originadas somente pelos ventos do NE-E (ALBINO *et al.*, 2006).

Em alguns trechos do litoral sul do Estado da Bahia, na divisa com o norte do Estado do Espírito Santo (Costa Dourada), onde as falésias da Formação Barreiras estão em contato com a praia, observa-se um alto grau de exposição às ondas, ocasionando, através de processos erosivos, o recuo das mesmas. Verifica-se em alguns pontos das falésias o entalhe e as feições erosivas resultantes da ação das ondas sobre a formação rochosa. Pode-se constatar, também, a ocorrência da formação de um depósito de detritos na base da falésia, em função do colapso de parte da mesma. Este depósito de detritos contribui para um recuo mais lento da falésia, uma vez que a ação erosiva se dará primeiramente neste material que funciona como proteção momentânea desta, conforme será tratado adiante.

Parte do processo erosivo que resulta no recuo da falésia se dá em função da ação das ondas que produzem um entalhe na base da falésia provocando, com o passar do tempo, o colapso da parte superior que fica sem sustentação.

As falésias retrocedem como resultado de erosão na base, deslizamentos e queda de blocos, além da remoção de detritos depositados na base destas. O recuo da falésia pode ser acelerado em costas onde o nível do mar esteja aumentando, e o aprofundamento da água costeira permita que grandes ondas ataquem a falésia, embora a taxa de recuo dependa da dureza da rocha e da disponibilidade de sedimento que possa ser utilizado no processo de abrasão (BIRD, 2008).

As falésias retrocedem principalmente durante tempestades, quando a base da falésia é cortada por processos hidráulicos do impacto das ondas e da ação abrasiva da água carregada com fragmentos de rochas (areia e cascalho) que durante as tempestades são arremessadas repetidamente contra a base da falésia.

Figura 64 – Ação das ondas na base da falésia. Abrasão intensificada em função do aporte de sedimento disponível que se mistura com a água das ondas o que significa um potencial abrasivo de maior intensidade. Observa-se uma camada da formação rochosa da formação, em patamar rebaixado. Pode-se observar também a presença de laterita na base. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Um entalhe de abrasão é então formado na base da falésia, tipicamente entre 1 a 2 metros de altura e um retrocesso em torno de até 3 metros. Com o seu crescimento, a face (*front*) da falésia se torna instável, e uma massa de rocha suspensa eventualmente entra em colapso (ocorre uma queda de blocos). O entalhe na base se desenvolve melhor em formações rochosas com resistência relativa porque um afloramento rochoso frágil não as suportará (BIRD, 2008).

A influência das frentes frias que provocam tempestades no Oceano na área de Mucuri provoca aumento de poder de ataque das ondas na base das falésias.

Figura 65 – Entalhe na base da falésia provocado pela ação das ondas. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 66 - Entalhe provocado pela ação das ondas, as quais atingem a falésia em diferentes alturas. Isto se dá em função da variação das marés e da energia das ondas causadas por tempestades. A diferença do material que compõe a formação rochosa propicia, também, erosão diferencial. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 67 - Detalhe do entalhe: diferentes abrangências. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 68 – Detalhe do entalhe: imagem com escala para identificar a altura dos entalhes de diferentes proporções produzidos na base da falésia por ação abrasiva das ondas em material com diferente resistência. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 69 – Contato entre camadas de diferente composição e entalhe provocado pelas ondas. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 70 - Entalhe (pronunciado) produzido na base por ação das ondas. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

O processo de entalhe de uma cunha na base da falésia é dado por outro conjunto de fórmulas, elaboradas por Sunamura (1992), conforme explicado anteriormente, e este é responsável pela desestabilização da massa rochosa acima deste e a sua presença é um indicador de erosão desta falésia (SUNAMURA, 1992).

Morais *et al.* (2006), observam que no litoral de Icapuí, no setor que compreende o domínio das falésias precedidas por praias, há um forte controle destas pelas variações de marés e pelo transporte transversal de sedimentos. Para estes autores, as falésias são importantes indicativos de evolução da faixa costeira.

Sousa *et al.* (2008), observaram, em Icapuí-CE, que as rochas da Formação Barreiras ocorrem “[...] sob a forma usual de estratos horizontalizados e não deformados, ou como camadas basculhadas e afetadas por deformações de forte magnitude [...] Nos trechos não-deformados, as falésias expõem, principalmente, o nível superior (*fácies superior*) da Formação Barreiras.

Em alguns trechos de falésias, precedidas por praia, é possível se observar a formação de um depósito de detritos na base destas.

O colapso da parte frontal da falésia produz um depósito de detritos na sua base. Estes detritos podem funcionar como um obstáculo à ação das ondas, pois serão trabalhados por estas antes que atinjam a base da falésia, o que retarda o recuo da mesma. Quando há diferenciação de materiais na formação rochosa, os mais frágeis serão erodidos primeiro e os que apresentam maior resistência irão requerer maior tempo e energia para que sejam desgastados (figura 60).

Quando a frente da falésia colapsa, para dentro da plataforma que está submergindo, os detritos cessam temporariamente a ação das ondas na base da falésia até que todo o material seja removido pela ação das ondas e estas atinjam novamente a base da falésia. Em contraste, ao redor das margens submergentes é acentuada essa remoção pela abrasão causada pelo movimento direcionado da onda de detritos conforme este ele é gradualmente removido. Isto resulta no desenvolvimento de uma “micro escarpa” ao redor dos detritos a qual pode persistir e permanecer identificável por um período ainda indeterminado, após os detritos terem desaparecido (Hénaff *et al.*, 2006 *apud* MOSES e ROBINSON, 2011).

Figura 71 - Entalhe na base em nível mais elevado (acima do depósito de detritos). Os detritos formam um degrau provocando uma elevação da água das ondas que atingem este ponto da falésia (mais elevado) o que provoca erosão em diferentes níveis verticais na face da falésia. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Os detritos acumulados na base da falésia desempenham um papel importante, pois acabam por fornecer material particulado, quando erodido, que será incorporado pelas ondas e misturado com a água que atinge a base funcionará como agente abrasivo.

Este depósito, determinado como leque de talus, tem um papel protetor em relação à erosão e recuo da falésia. Os detritos depositados na base da falésia

sofrerão um processo erosivo pelo ataque das ondas e a base da falésia não será novamente atingida pela ação das mesmas até que os detritos sejam totalmente removidos. A remoção do depósito de detritos, e o reinício do processo de ataque da base da falésia pelas ondas, dependem do volume do mesmo e do tempo que este fica submetidos ao ataque das ondas.

A resposta da falésia não é simplesmente um reflexo dos níveis da praia, mas também depende do volume de detritos supridos em sobre a faixa litoral submergível pelo processo de recessão, isto é saída do sistema (*system outputs*) e o comprimento de tempo que este detrito tem sido exposto ao ataque das ondas; a presença e volume dos detritos na base é condicional ao comportamento recente da falésia. Este detrito proporciona proteção contra o aumento repentino da onda; a erosão na base ocorre somente quando os detritos tiverem sido removidos (LEE, 2008, p.568).¹⁰⁰

O recuo da falésia, desta forma é um processo com uma “memória” na medida em que o comportamento presente e futuro são influenciados pelos efeitos de eventos passados no sistema. Em um contexto amplo, cada linha de falésia é única por causa da variabilidade inerente dos materiais da mesma e as numerosas combinações potenciais das condições costeiras e da exposição à energia das ondas (LEE, 2008).

A presença permanente de uma camada de talus na base da falésia indica uma redução na taxa de erosão, uma vez que a ação das ondas atuará primeiramente na remoção dos detritos antes de atuar novamente como agente abrasivo na base da falésia. Desta forma, o leque de talus é algumas vezes temporário (ZENKOVICH, 1967).

Conforme Masselink e Hughes (2003, p.267) “[..] é evidente que o papel relativo da produção de detritos e os processos de remoção destes detritos são de

¹⁰⁰ *The cliff response is not simply a reflection of the beach levels, but also depends on the volume of debris supplied onto the foreshore by the recession process (i.e. system outputs) and the length of time that this debris has been exposed to wave attack; the presence and volume of cliff foot debris is conditional on the recent cliff behavior. This debris provides protection from wave run-up; cliff erosion only occurs when the debris has been removed.*

fundamental importância na determinação da morfologia da falésia”. Estes papéis relativos seguem, aproximadamente, uma distribuição global através do controle climático sobre as condições de ondas e intemperismo.

De acordo com Sunamura (1992), nenhuma erosão na base da falésia pode ocorrer enquanto os detritos obstruírem o ataque das ondas na base desta. A ação contínua das ondas diminui e dispersa os materiais que formam o depósito de detritos, sendo que este material é transportado ao longo da costa ou mar adentro pelas ondas associadas às correntes de deriva, até que a falésia seja novamente exposta a erosão. A erosão pela ação das ondas é, obviamente, necessária para que a falésia continue a recuar.

O tamanho do depósito de detritos produzido pela queda pode ser mais importante do que seu volume total na determinação de sua taxa de remoção.

A influência do tamanho dos detritos na taxa de remoção dos mesmos é evidenciada em diversas localidades pela sobrevivência na linha costeira submergida de festões de grandes blocos de rocha (matacões) que originalmente repousam na margem em direção ao mar de cones de detritos a partir dos quais todos os detritos mais finos foram removidos [...] (MOSES e ROBINSON, 2011, p.68).¹⁰¹

Além do colapso de grandes massas rochosas da falésia, pequenos fragmentos da face da falésia caem periodicamente como “[...] resultado de processos como congelamento-degelo, intemperismo pelo sal e expansão e contração causada pelo aquecimento e resfriamento ou pelo umedecimento e ressecamento” (MOSES e ROBINSON, 2011, p.68).¹⁰²

¹⁰¹ *The influence of debris size on rates of debris removal is evidenced at several locations by the survival on the foreshore of large boulders that originally lay on the seaward margins of past debris cones from which all finer debris has been removed [...]*

¹⁰² *[...] as a result of processes such as freeze-thaw, salt weathering, and expansion and contraction caused by heating and cooling or wetting and drying.*

Figura 72 – Detritos na base da falésia em Tibau do Sul, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

Figura 73 - Detritos na base da falésia em Tibau do Sul, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 74 - Detritos na base da falésia em Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 75 - Detritos na base da falésia em Natal, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

Figura 76 - Detritos na base da falésia e ao longo da praia que a precede em Mucuri, BA. Observa-se que ocorre a formação de um promontório no ponto da falésia onde a base está protegida pelo depósito de detritos, o que demonstra que este ponto recua mais lentamente do que as áreas adjacentes da falésia. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

O acúmulo de grandes quantidades de rochas caídas ou materiais de praia depositados na pós-praia servem para proteger a base de uma falésia do ataque das ondas porque a energia das ondas de tempestade é gasta, primeiramente, na praia e nestes depósitos (BIRD, 2008).

Quando a frente da falésia colapsa, para dentro da plataforma que está submergindo, os detritos cessam temporariamente a ação das ondas na base da falésia até que todo o material seja removido pela ação das ondas e estas atinjam novamente a base da falésia (Hénaff *et al.*, 2006 *apud* MOSES e ROBINSON, 2011).

Figura 77 - Detritos na base da falésia com a ação das ondas atuando, primeiramente, no sentido de desgaste deste depósito para, posteriormente, atingir a base da falésia em Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 78 – Vista aérea do promontório formado em função da proteção da base da falésia pelo depósito de detritos em Mucuri, BA. Fonte: Google Earth, 2012.

Figura 79 – Vista aérea do promontório formado em função da proteção da base da falésia pelo depósito de detritos e pilhas de detritos em direção ao oceano (*stacks*) em Mucuri, BA. Fonte: Google Earth, 2012.

O processo de formação da falésia (*cliffing*) ocorre onde a ação das ondas é relativamente forte, em promontórios expostos, e é mais expressiva em costas que recebem ondas oceânicas, especialmente onde as formações rochosas costeiras são frágeis.

As pilhas de material (*stacks*) que ficaram na água em função do recuo da falésia desempenham um papel protetor no processo erosivo da falésia, conforme explicado anteriormente.

Figura 80 - Pilha de detritos (*stacks*) em Mucuri, BA. Fonte: Google Earth, 2012.

Figura 81 - Vista da pilha de detritos (*stacks*) separada da falésia em Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 82 - Detalhe da pilha de detritos (*stacks*) separados da falésia. Nota-se que a ação das ondas é amortecida neste material tendo sua ação reduzida ao atingir a base da falésia em Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 83 - Ação das ondas na pilha de detritos (*stacks*), na parte voltada para o mar, as quais são amortecidas neste material antes de atingir a praia e a base da falésia em Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 84 - Detritos espalhados na praia, resultantes do retrabalho da parte colapsada da formação, pelas ondas em Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Os detritos acumulados na base da falésia desempenham um papel importante, pois acabam por fornecer material particulado, quando erodido, que será incorporado pelas ondas e este misturado com a água que atinge a base da falésia funcionará como agente abrasivo. A presença permanente de uma camada de talus na base da falésia indica uma redução na taxa de erosão, uma vez que a ação das ondas atuará primeiramente na remoção dos detritos antes de atuar novamente como agente abrasivo na base da falésia. Desta forma, o leque de talus se torna temporário. Além destes fatores (conforme discutido anteriormente), o tamanho e nível da praia pode, também, ser um fator protetor de processos de erosão na falésia.

As falésias observadas no litoral cearense apresentam-se com intenso processo erosivo (a partir tanto do topo quanto da base da falésia) o que evidencia seu recuo. No processo de recuo das falésias se observa, na faixa de praia, alinhamentos rochosos, com evidentes blocos erodidos, que compõem plataformas de abrasão e/ou rochas de praias (*beach rocks*).

Figura 85 - Presença de *beach rocks* em Beberibe, CE. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Algumas feições das áreas costeiras, como as falésias, podem mostrar alternâncias em perfil, sendo degradadas pelo intemperismo subaéreo e escoamento superficial (*runoff*) durante aguaceiros ocasionais e serem cortadas e inclinadas após a dispersão dos leques da base pela ação da onda quando tempestades são seguidas por marés altas. A remoção do sedimento da base produz instabilidade, a qual é transmitida em direção à parte superior da face da falésia até que o topo da falésia começa a recuar (BIRD, 2008).

Em função dos diversos fatores analisados, constata-se que a erosão marinha trabalha sobre as formações rochosas costeiras, sendo que a resistência destas é relacionada ao intemperismo antecedente sobre condições tropicais úmidas mais do que à sua litologia original. Conforme as falésias recuam, intemperismo e erosão penetram em zonas de fraqueza tais como falhas, juntas e afloramentos de rochas menos resistentes, cortando aberturas e fendas que podem se desenvolver como cavernas e orifícios ou enseadas estreitas e profundas, com pilhas (*stacks*) resultantes de um recuo irregular da falésia.

De acordo com Bird (2008), em áreas tropicais úmidas, a infiltração da água em formações permeáveis contribui para a instabilidade da falésia. Deslizamentos costeiros são mais ativos durante períodos úmidos quando a formação rochosa se torna saturada e a água age rompendo a coesão das partículas de argila ou a carga da água aumenta o estresse de cisalhamento. Em contraste, a dissecação (que ocorre em áreas semi-áridas ou secas) conduz a ressecamento e queda de partículas das falésias. Desmoronamentos podem também ocorrer como consequência de mudanças no volume da massa rochosa conforme a temperatura do solo aumenta e diminui, e pode ser iniciada pelo alargamento de fendas na face da falésia como resultado da penetração de raízes de plantas no topo da falésia e a pressão exercida por tais raízes faz com que as fendas paulatinamente se alarguem. Animais escavadores podem contribuir para desmoronamentos e também para a erosão das falésias e *bluffs* cortadas em rochas moles.

Uma rede bem desenvolvida de canais deixa as principais áreas da bacia hidrográfica das vertentes não afetadas pelos movimentos gravitacionais de massas de rochas. O intemperismo atmosférico que ocorre nestas partes não é

acompanhado por distúrbios. A superfície da falésia como um todo é então distintamente esculpida. A denudação produz colunas similares a pilhas de materiais encontradas na água, e uma intrincada rede de ranhuras é utilizada pelas rochas descendentes (que descem a vertente) introduzindo alguma ordem dentro de um cenário da escarpa entalhada (ZENKOVICH, 1967).

Devido ao intemperismo e à erosão por causa de chuvas torrenciais as fissuras entre as massas são alargadas e se tornam ravinas estreitas (ZENKOVICH, 1967). Mesmo tendo verificado este processo em rochas calcárias, o fenômeno pode ser observado em outras áreas, uma vez que o processo de ravinamento pode ocorrer em rocha fragilizada denudada (com solo exposto).

Conforme Sunamura (1992); Greenwood e Orford (2008) *apud* Rio e Gracia (2009, p.86) “[...] é bastante conhecida a forma como as chuvas desempenham um papel importante na estabilidade das falésias”¹⁰³. A infiltração e a superfície de escoamento constituem dois dos chamados “processos preparatórios” que reduzem a força dos materiais da falésia, deste modo, estes aumentam sua erodibilidade por meio de processos subaéreos e desencadeiam movimentos de massa.

Se as rochas se desgastam facilmente e a superfície da terra acima da falésia for inclinada, a margem da falésia será, frequentemente, intersectada por fendas estreitas, as quais carregam o material produzido pelo intemperismo assim como pela água. Como a falésia se torna mais íngreme em direção à parte inferior ela se torna algumas vezes menos resistente. Por outro lado, as formas que se desenvolvem na própria falésia são mais claramente expressas em direção mais abaixo (a base), onde elas são mais profundamente incididas. Em direção ao topo, na parte mais elevada da escarpa, suas ramificações se transformam em sistemas de canais cada vez menores, cada um dos quais recebe rochas e água de uma dada área. Os canais podem se estender em direção ao topo da falésia e quebrar seu contorno. Estruturas com alturas mais moderadas são as vezes, mais escarpadas, irregulares (ZENKOVICH, 1967).

¹⁰³ [...] is the rainfall widely acknowledged as playing a significant role in cliff instability.

O padrão da rede de canais é reflexo do acamamento, da natureza da rocha e sua permeabilidade. Se os materiais da falésia estão sujeitos ao intemperismo a força mecânica das rochas diminui e as discontinuidades tais como rachaduras pelo intemperismo ou juntas se desenvolvem, ambas contribuindo para a redução da força de resistência dos materiais diante da ação das ondas. As rochas costeiras, as quais estão sempre expostas aos respingos e espirros da água do mar, as ondas e as marés, são os ambientes mais suscetíveis para a ação do intemperismo (SUNAMURA, 1992).

Ocorre, também, em alguns casos, movimento de massa em prisma e subsidências. No caso do primeiro, a lenta subsidência de grandes prismas de rocha ocorre ao longo da falésia, desde que eles são gradualmente separados da terra que está atrás, pela fissura. Deslizamentos podem ocorrer esporadicamente. O material que se solta da falésia se move em direção ao mar. O material, entretanto, não é completamente quebrado ou desprendido do corpo rochoso principal, ao contrário, permanece como uma larga massa revolvida. As subsidências são as descidas de material pela vertente sem perturbar a estratificação e com significativa alteração no gradiente da superfície. Subsidência de rochas é menos frequente. No caso de rochas calcárias, quando a ação das ondas produz entalhes ou as cavernas se tornam profundas (na base da falésia), o teto rapidamente ou um pouco mais tarde, desmorona (subsidência). A subsidência ocorrerá em função do tipo e agregação do material frente aos agentes de intemperismo (ZENKOVICH, 1967).

Figura 86 – Movimento de massa em falésia em Tibau do Sul, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

Os deslizamentos de terra envolvem alterações significativas na morfologia da costa, ocorrendo localmente, e estas, por sua vez, são pré-determinadas por condições geológicas especiais. Na maioria dos casos os deslizamentos promovem erosão e o recuo da falésia. A massa escorregada é rapidamente erodida e carregada, geralmente sem deixar traços de sua existência (ZENKOVICH, 1967).

Outro tipo de movimento de massa a ser considerado, para as falésias, é a queda de rochas, sendo este movimento uma forma comum de deslocamento de massas de rocha em direção à base da falésia. Embora sejam difíceis de serem observadas em função da rapidez do movimento, isto é, ocorrer instantaneamente, as quedas de rochas são a principal causa de recuo ao longo de muitos quilômetros de costas. As massas de rochas e blocos que se formam ao longo da borda da água são pulverizadas pelas ondas, mas lentamente. Enquanto isso, quedas de rochas podem ocorrer em setores vizinhos da falésia e até mesmo uma protuberância pode se formar ao redor das rochas do movimento antecedente. Isto, por sua vez, significará uma renovação da erosão e o recuo da parte projetada. A costa pode, então, se manter na mesma posição por um longo período (ZENKOVICH, 1967).

Figura 87 – Movimento de massa com cicatriz de ruptura em falésia em Natal, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

Figura 88 – Movimento de massa em falésia em Tibau do Sul, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

A inclinação da falésia pode determinar o local onde as rochas que caem da mesma podem acumular. Se a face da falésia é íngreme ou abruptamente inclinada os fragmentos de rocha caem de toda sua superfície sem aumentar um foco exato de acumulação na praia. Entretanto, se a face da falésia é suavemente inclinada o escoamento das águas das chuvas e os fragmentos descendentes são confinados a certas depressões as quais eles gradualmente alargam. Na superfície de uma falésia em retrocesso lento este processo leva a formação de uma rede de canais correndo dentro das principais artérias que descarregam na praia; as quais são alimentadas por tributários que se tornam cada vez de menor tamanho em direção ao topo. Neste caso o leque aluvial é estritamente localizado (ZENKOVICH, 1967).

Na face da falésia podem surgir feições erosivas, como as ravinas, fato que pode acelerar o processo erosivo e de recuo da mesma, por dissecamento, conforme discutido anteriormente. Em algumas falésias, observadas na Costa Dourada, percebe-se que estas têm sido dissecadas e cortadas por ravinas,

principalmente após eventos de chuva intensa, acompanhada pela exumação de sedimentos pela infiltração da água, assim, a falésia se torna cada vez mais íngreme. Nas ravinas, o padrão da rede de canais é reflexo do acamamento, da natureza da rocha e sua permeabilidade.

Figura 89 - (A a F) – Ravinas. Pode se observar a inclinação menos vertical da face da falésia, e a incisão de sulcos; diversos locais de observação. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 90 – Detalhe de erosão no topo da falésia. Percebe-se uma fenda que resultará em deslocamento de parte do material da frente da falésia em Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 91 – Ravina e depósito de detritos na base da falésia em Muruci, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 92 – Detalhe da profundidade do sulco na ravina em falésia, indicando processo erosivo intenso em Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 93 – Detalhe do processo erosivo intenso do topo de falésia em Mucuri, BA. Foto: Adriana A. Furlan, 2012.

Figura 94 - Erosão no topo de falésia em Beberibe, CE. Foto: Adriana A. Furlan, 2011.

Figura 95 – Processo erosivo na face da falésia em Tibau do Sul, RN. Foto: Adriana A. Furlan, 2013.

Figura 96 – Processo erosivo na parte superior da falésia em Beberibe, CE. Foto: Adriana A. Furlan, 2011.

Figura 97 – Sulcos pronunciados na parte superior de falésia em Beberibe, CE: indicativo de processo erosivo intenso. Foto: Adriana A. Furlan, 2011.

Figura 98 – Infiltração em entalhe de falésia em Beberibe, CE. Foto: Adriana A. Furlan, 2011.

6.3 - Falésia não precedida por praia

Onde não existe praia a erosão da base da falésia ocorre por arremesso esporádico de fragmentos de rocha e, mais continuamente, por micro fragmentos (ROBINSON, 1977), como as areias misturadas na água do mar.

Robinson (1977) constatou, em estudos realizados na região de Yorkshire na Inglaterra, que as taxas de erosão são entre 15 a 18 vezes maiores onde a falésia (composta por rocha sedimentar) é precedida por praia, sendo a erosão mais intensa se o sedimento (praia) for composto por areias e seixos (cascalho). Constatou, ainda, que o arremesso de fragmentos de rochas (*quarrying*) é o principal processo erosivo na base das falésias que não são precedidas por praia.

Deve-se considerar que a instabilidade das falésias pode advir de infiltração e erosão no topo, o que faz com que na sua face ocorram movimentos de massa

(deslizamentos e queda de blocos de rochas). O material resultante destes movimentos será retrabalhado e carregado pelas ondas e correntes, sendo depositado ao longo da costa adjacente, onde houver condições para tanto.

Segundo Robinson (1977, p. 257) pode-se afirmar que “[...] a frente e o topo da falésia estão sujeitos a processos erosivos subaéreos enquanto a sua base é de domínio de processos marinhos”.¹⁰⁴

A ação das ondas atingirá a face da falésia em diferente altura daquela em que as atinge quando estas são precedidas por praia. A disponibilidade de sedimentos para ação abrasiva neste caso não é significativa, uma vez que a abrasão realizada pela onda não terá este elemento disponibilizado, o que acarreta em processo distinto de uma falésia precedida por praia.

Para que se possa compreender a diferença do processo ativo em falésia precedida ou não por praia é necessário considerarmos o conceito de balanço de sedimento.

Segundo Rosati (2005, p.307),

Os balanços de sedimento são regularmente criados na engenharia costeira e estudos científicos são desenvolvidos para se compreender as fontes do sedimento, bacias, vias de transporte e magnitudes para uma região selecionada da costa e dentro de um período definido de tempo. O balanço de sedimento é a taxa entre o volume (ou taxa de volume de mudanças) de entrada de sedimento (fonte) e de saída (bacia) em uma dada região da costa, e a erosão ou deposição resultantes na área considerada. O balanço de sedimento pode ter sido construído para representar condições em curto prazo, tais como para uma estação do ano em particular, para períodos mais longos que representem um período de tempo histórico ou condições existentes no local.¹⁰⁵

¹⁰⁴ [...] the cliff face and cliff top are subjected to subaerial erosive processes while the cliff foot is the domain of marine processes.

¹⁰⁵ Sediment budgets are regularly created in coastal engineering and science studies to develop understanding of the sediment sources, sinks, transport pathways and magnitudes for a selected region of coast and within a defined period of time. The sediment budget is a balance of volumes (or volume rates of change) for sediments entering (source) and leaving (sink) a selected region of coast, and the resulting erosion or accretion in the coastal area under consideration. The sediment budget may be constructed to represent short-term conditions, such as for a particular season of the year, to longer time periods representing a particular historical time period or existing conditions at the site.

O balanço de sedimentos pode ser expresso em termos de ganhos e perdas de sedimento. Como qualquer sistema que envolve cálculos, a diferença entre a fonte do sedimento e o local de deposição pode ser calculada. No caso dos estudos para esta tese, tais cálculos não serão realizados, mas se considera que não havendo depósito de sedimento (praia) em local específico o balanço é negativo, ou seja, há menos fornecimento de sedimento do que a retirada e havendo tal depósito, o balanço é positivo, isto é, há maior fornecimento do que retirada de sedimento o que permite o acúmulo (ROSATI, 2005).

O esquema representado na figura 99 os parâmetros do balanço de sedimento conforme entram na Equação¹⁰⁶.

Figura 99 - Parâmetros do balanço de sedimentos. Fonte: ROSATI, 2005, p. 309.

¹⁰⁶ A equação para o cálculo do balanço de sedimento pode ser expressa por:
 $\sum Q_{source} - \sum Q_{sink} - \Delta V + P - R = \text{Residual}$, onde: Q_{source} e Q_{sink} são as fontes e as bacias que controlam o volume, respectivamente, ΔV é a rede de mudanças do volume dentro da célula, P e R são as quantidades de material que entra e que é removido da célula, respectivamente, e Residual representa o grau em relação ao qual a célula é balanceada (*Expressed in terms of variables consistent as volume or as volumetric rate of change, the sediment budget equation is, $\sum Q_{source} - \sum Q_{sink} - \Delta V + P - R = \text{Residual}$, where Q_{source} and Q_{sink} are the sources and sinks to the control volume, respectively, ΔV is the net change in volume within the cell, P and R are the amounts of material placed in and removed from the cell, respectively, and Residual represents the degree to which the cell is balanced.*) (ROSATI, 2005, p. 308).

As fontes de sedimento incluem sedimentos transportados, ao longo da costa, para dentro da célula, erosão de *bluffs*, transporte de sedimentos para a costa pelos rios, erosão da praia, preenchimento da praia e material dragado de canais de navegação assoreados, e queda no nível relativo do mar. São exemplos de balanço de sedimento na bacia os transportados, ao longo da costa, para fora da célula, acreção da praia, dragagem e mineração da praia ou costa próxima, elevação do nível relativo do mar, e perdas para *canyons* submarinos (SLAYMAKER, 2003).

No caso das perdas de sedimento, sendo então, o balanço negativo, não haverá acúmulo e os processos oceânicos atuarão de forma distinta daquela onde ocorrem estes processos de forma diversa e, desta forma, a falésia sofrerá atuação diferenciada dos agentes oceânicos (ondas, marés e correntes).

Masselink e Hughes (2003, p. 11) salientam que há de se considerar a provisão de sedimentos (ou o orçamento de sedimento – *sediment budget*) como precedente ao balanço de sedimento, pois

[...] a mudança morfológica é o resultado direto dos processos de transporte. O orçamento de sedimento (*sediment budgets*) pode ser usado para se compreender as diferenças envolvidas entre as entradas (fontes) e as saídas (bacias) de sedimento. [...] As componentes-chaves do orçamento de sedimento são os fluxos de sedimento, os quais são vetores que representam a direção e quantidade de sedimento transportado por certos processos.¹⁰⁷

Assim, os aspectos verificados em falésia precedida por praia, tais como a ação erosiva dos grãos de areia misturados às ondas, a formação de um depósito de detritos que protegerá a base da falésia e o ataque das ondas na base da falésia (formando um entalhe pronunciado) ocorrerão de forma distinta, ou inexistente.

Pelo observado nesta pesquisa, os trechos relativos a este tipo de falésia na costa brasileira, são curtos, de difícil acesso e há carência de estudos e discussões para que se possa compreender melhor sua dinâmica.

¹⁰⁷ *Morphological change is the result of sediment transport processes. Sediment budgets can be used to gain an understanding of the different sediment inputs (sources) and outputs (sinks) involved. [...] Key components of the sediment budget are sediment fluxes, which are vectors representing the direction and amount of sediment transport by certain processes.*

Figura 100 – Falésia não precedida por praia em Tibau do Sul, RN.

Fonte: <http://www.seunovodestino.net/2013>

7. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A grande extensão do litoral brasileiro e da Formação Barreiras (RJ ao AP) inclui certa variação geológica em função de diversos ambientes-fonte e deposicionais da mesma. Em termos de fonte da origem dos sedimentos, são apontados paleomontanhas (hoje transformadas em planaltos) que bordejam na parte interior dos atuais tabuleiros costeiros (que terminam, em extensos trechos do litoral do Nordeste, em falésias).

A morfogênese das falésias (aflorantes na Formação Barreiras) está, em princípio, relacionada a: 1) movimentos tectônicos no interior (epirogênese) e costa (subsidência e formação de bacias), 2) preenchimento das bacias costeiras com sedimentos continentais (erosão das áreas soerguidas), em função de mudanças climáticas, com alternância de clima úmido (formação de manto de intemperismo) e árido/semi-árido (transposição e deposição dos sedimentos) com nível do mar mais baixo, 3) movimentos tectônicos (neotectônica) com subsidência das bacias sedimentares (que comportam os sedimentos da Formação Barreiras), originando uma linha de falha que seria expressa pela linha de falésias costeiras, presente em vários trechos da costa e que coincidem com lineamentos de falhas.

A subida do nível do mar, primeiramente, foi o fator principal para a evolução destas falésias, provocando seu recuo, a partir do ataque das ondas na base destas. Concomitantemente, outros agentes externos do relevo contribuíram (e contribuem até hoje) para a continuidade de sua evolução. Nestas linhas de falésias ficaram registrados (e presente em alguns trechos da costa) dois momentos, ao menos, de subida e descida do nível do mar no Quaternário (atestado por algumas linhas de falésias mortas).

Desta forma, as falésias como produto de transgressões e regressões marinhas somente, estão presentes na maioria das explicações presentes nos trabalhos consultados, mas para se ter uma ideia mais ampla de como estas se formaram e evoluíram é necessário se estabelecer uma relação com outros fatores, especialmente a tectônica e neotectônica, com alterações do nível do mar (por

glaciações, movimentos isostáticos da crosta sob o oceano e movimentos epirogenéticos).

A morfogênese das falésias presentes na Formação Barreiras ao longo da costa, a partir do exposto, pode ser interpretada como sendo resultante de movimentos tectônicos (soerguimentos e falhamentos) que levaram ao rebaixamento na parte da margem (oceânica) com posterior deposição dos sedimentos em nível de mar mais baixo que o atual. Novos movimentos tectônicos em tempos posteriores soergueram a costa e rebaixaram a plataforma continental resultando em uma linha de falha (falésias). A evolução destas (em momento posterior) se deu em função de transgressões e regressões marinhas durante o Quaternário.

Em caráter regional, pode-se considerar, a partir de diversos estudos realizados, que em termos de ambientes deposicionais e condições climáticas à época da deposição dos sedimentos da Formação Barreiras, ocorreram processos, praticamente, idênticos. Desta forma, áreas fonte de sedimentos, subsidência e formação das bacias na margem continental, variações climáticas e tectonismo, produziram características que formam um cenário regional (sendo que toda a Formação Barreiras em maior ou menor grau foi afetada por processos semelhantes). Já em termos de evolução, as condições distintas presentes ao longo da costa condicionam processos diversos resultando em diferentes processos que refletem em uma evolução diferenciada destas falésias, podendo-se, assim, classifica-las em função de processos e formas resultantes.

A existência ou não de praia em frente a uma falésia é um fator importante a ser considerado na evolução dessa forma de relevo costeiro. Os processos erosivos se manifestam de forma distinta em ambos os casos, sendo este uma das consequências do balanço de sedimento existente na área em questão.

São muitas variáveis que contribuem para os processos costeiros e as formas de relevo resultantes, dentre os quais a orientação da costa, regime de ondas e ventos, dinâmica das marés e processos erosivos continentais são alguns dos aspectos que devem ser considerados para a compreensão da dinâmica existente nos sistemas naturais, especificamente, neste caso, das falésias.

Há carência de estudos mais aprofundados em relação a este tema e, em função do litoral extenso do Brasil, se faz necessária a compreensão das formas e das dinâmicas presentes na zona costeira, especialmente, porque esta tem sido alvo de ocupações diversas ao longo das últimas décadas, colocando em risco não somente bens materiais e vidas humanas, mas também as formas que a natureza levou milhares de anos para esculpir.

Embora de grande relevância, em função, inclusive do extenso litoral brasileiro, esta temática é pouco discutida, sendo desenvolvidos trabalhos pontuais e em áreas específicas, como a Geologia. A título de comparação, em Portugal, país que apresenta um litoral infinitamente menor que o do Brasil, há diversos trabalhos produzidos em andamento sobre as falésias da região do Algarve, sendo estas bastante estudadas e conhecidas pelos pesquisadores daquele país. Algo que não tem ocorrido no Brasil, o que se constata em função da carência de referências (bibliografias) verificada durante os estudos para a elaboração desta tese.

Para um conhecimento mais aprofundado do tema são necessárias novas verificações teóricas e de campo, com o objetivo de acompanhamento de novas pesquisas e publicações a respeito do tema e observações de campo mais detalhadas destas formas presentes em nosso litoral e em tantas outras partes do litoral dos diversos continentes.

REFERÊNCIAS

AMORIM, R. R.; SANTOS, M. C. F. dos; OLIVEIRA, R. C. de. **Sistemas ambientais da região costa do descobrimento (Bahia)**. (S.I.): Universidade Federal da Bahia, (2008?). Net, Bahia, (2008?). Disponível em: <http://www.geo.ufv.br/simposio/simposio/trabalhos/trabalhos_completos/eixo2/014.pdf>. Acesso em: 20 mai. 2011.

ANDRADE, A. C. S.; DOMINGUEZ, J. M. L. Informações geológico-geomorfológicas como subsídios à análise ambiental: o exemplo da planície costeira de Caravelas – Bahia. **Boletim Paranaense de Geociências**, Paraná, n. 51, 2002, p. 9-17.

ANGULO, R. J.; LESSA, G. C.; SOUZA, M. C. de. A critical review of mid- to late-Holocene sea-level fluctuations on the eastern Brazilian coastline. **Quaternary Science Reviews**, n. 25, 2006, p. 486-506. Disponível em: www.elsevier.com/locate/earscirev. Acesso em: 10 jan. 2012.

ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP, Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, out. 2006, p. 1-6.

ARAUJO, V. D. (et. al.). Fácies e sistemas deposicionais da Formação Barreiras na região da Barreira do Inferno, litoral oriental do Rio Grande do Norte. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP, Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, out. 2006, p. 43-49.

ASHTON, A. D.; WALKDEN, M. J. A.; DICKSON, M. E. Equilibrium responses of cliffed coasts to changes in rate of sea level rise. **Marine Geology**, n. 284, 2011, p. 217-229. Disponível em: www.elsevier.com/locate/margeo. Acesso em: 10 jan. 2012.

BARRETO, A.M.F. et al. Geologia e Geomorfologia do quaternário costeiro do estado do Rio Grande do Norte. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP, Série Científica. São Paulo, v. 4, n. 2, out. 2004, p. 1-12

BARRETO, A. M. F. (et. al.). Late Pleistocene marine terrace deposits in northeastern Brazil: sea-level change and tectonic implications. **Paleogeography**,

Paleoclimatology, Paleoecology, n. 179, 2002, p. 57-69. Disponível em: www.elsevier.com/locate/palaeo. Acesso em: 10 jan. 2012.

BIRD, E. **Coastal geomorphology: an introduction**. 2nd ed. West Sussex, England: John Wiley & Sons, Ltd, 2008.

BITTENCOURT, A. C. S. P. (et. al.). Quaternary marine formations of the coast of the state of Bahia (Brazil). Proceedings of the "**1978 International Symposium on coastal evolution in the Quaternary**". 1979, Net, São Paulo, 1979, p. 232-253. Disponível em: http://horizon.documentation.ird.fr/exl-oc/pleins_textes/pleins_textes_6/b_fdi_35-36/41922.pdf. Acesso em: 24 mai. 2014.

_____. Evolução paleogeográfica quaternária da costa do estado de Sergipe e da costa sul do estado de Alagoas. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, jun. 1983. p. 93 - 97.

BLIJ, H. de. **Why geography matters: three challenges facing America – climate changes, the rise of China, and global terrorism**. New York: Oxford University Press, 2005. p. 53-90.

CALLIARI, L. J. (et. al.) Morfodinâmica praial: uma breve revisão. **Revista Brasileira de Oceanografia**, 2003, LOCAL, n. 51, p.63-78. Disponível em: <http://www.scielo.br/pdf/bjoce/v51nunico/07.pdf>. Acesso em: 12 mai. 2012.

CHRISTOFOLETTI, A. **Geomorfologia**. 2 ed., São Paulo: Edgar Blucher, 2003.

COELHO, M. G. A.; LIMA, C. C. U. Análise tectônica preliminar do Grupo Barreiras no litoral norte do estado de Sergipe. **VI Simpósio Nacional de Geomorfologia**. Goiania: Regional Conference on Geomorphology, 2006, p. 1-7.

COLANGELO, A. C. **Movimentos de massa e evolução geomorfológica das vertentes no Alto Vale do Paraíba do Sul – São Luís do Paraitinga-SP**. Tese (Doutorado em Geografia Física)-FFLCH, Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

_____. **Geomorfossíntese e geomorfocinemática aplicadas à evolução e estabilidade de vertentes**. Tese de Livre Docência (Geografia Física)-FFLCH, Departamento de Geografia da Universidade de São Paulo, São Paulo, 2007.

COWELL, P. J.; THOM, B. G. Morphodynamics of coastal evolution. In: CARTER, R.W.G.; WOODROFFE, C. D. (Ed.), **Coastal evolution**. Cambridge: Cambridge University Press, 1994.

CROOKS, S. The effect of sea-level rise on coastal geomorphology. **Ibis**, Norwich-UK, n. 146 (Suppl. 1), 2004, p. 18-20.

CUNHA, F. L. S.; ANDRADE, A. B. Evidência glácio-eustática no litoral de Niterói, RJ. **Boletim Geográfico**, Rio de Janeiro: IBGE, v. 35, n. 252, jan/mar. 1977, p. 152-164.

CUNHA, S. B. da; GUERRA, A. J. T. (Org.) **Geomorfologia do Brasil**. 4 ed., Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2006.

DALRYMPLE, R. W.; ZAITLIN, B. A.; BOYD, R. Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications. **Journal of Sedimentary Petrology**, n. 62, 1992. Disponível em: <http://archives.datapages.com/data/sepm/journals/v59-62/data/062/062006/1130.htm>. Acesso em: 28 de ago. 2012.

DAVIES, J. L. **Geographical variation in coastal development**. 2 ed. New York: Longman, 1980.

DIAS, I. C. C. M.; ROCHA-BARREIRA, C. A. Comportamento morfodinâmico da praia de Taíba, nordeste do Brasil. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, n. 4, 2011, p. 421-431. Disponível em: <http://www.aprh.pt/rgci>. Acesso em 12 jan. 2012.

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**, São Paulo, n. 11, dez. 1981, p. 227-237.

DOMINGUEZ, J. M. L. (et. al.) Bahia. In: **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: MMA, 2006. p. 220-224.

DOMINGUEZ, J. M. L.; MARTIN, L.; BITTENCOURT, A. C. S. 2000. A Costa do Descobrimento: Porto Seguro-Cabrália, BA. In: SCHOBBNHAUS, C. (et. al.) **Sítios Geológicos e Paleontológicos do Brasil**. Disponível em: <<http://sigep.cprm.gov.br/sitio071/sitio071.htm>> Acesso em: 20 nov. 2010.

DORNBUSCH, U. (et. al.) Temporal and spatial variations of chalk cliff in East Sussex, 1873 to 2001. **Marine Geology**, n. 249, 2008, p. 271-282. Disponível em: www.elsevier.com/locate/margeo. Acesso em: 12 jan. 2012.

EL-ROBRINI, M. (et. al.) Maranhão. In: **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: MMA, 2006, p. 87-130.

EMBRAPA. Cultivo da banana para o ecossistema dos tabuleiros costeiros. jan. 2003. **Sistema de Produção 4**. Disponível em: <<http://sistemasdeproducao.cnptia.embrapa.br/FontesHTML/Banana/BananaTabCos-teiros/clima.htm>>. Acesso em: 10 out. 2012.

FARIA, A. P. Eustasia global e a realidade do litoral brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Brasília –DF, ano 6, n. 2, 2005, p. 75-82.

FERREIRA, O .M. F. C. **Caracterização dos principais factores condicionantes do balanço sedimentar e da evolução da linha de costa entre Aveiro e o Cabo Mondego**. Dissertação (Mestrado) – Departamento de Geologia - Universidade de Lisboa, Lisboa, Portugal, 1993.

FERREIRA, R. V. **Geomorfologia da região de Japaratinga – AL**. Dissertação (Mestrado) - Centro de Tecnologia e Geociências-UFPE, Recife, 1999.

FURRIER, M.; ARAÚJO, M. E. de. Geomorfologia e tectônica da Formação Barreiras no estado da Paraíba. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP, Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, out. 2006, p. 61-70.

FURRIER, M. **Condicionantes geomorfológicos e tectônicos na distribuição pedológica e nos níveis de ferricrete na Formação Barreiras no sul do estado da Paraíba, nordeste do Brasil.** 2006. Net. Disponível em: <http://www.abequa.org.br/trabalhos/2007_max_furrier_quantcont.pdf>. Acesso em: 15 mar. 2011.

GADELHO, J. F. M. **Estudos Costeiros em Laboratório – Processos hidro-sedimentares do perfil de praia.** Dissertação (Mestrado) – Departamento de Engenharia Civil - Universidade de Aveiro, Aveiro, Portugal, 2010.

GUERRA, A. T. **Dicionário geológico geomorfológico.** 8. ed. Rio de Janeiro: IBGE, 1993.

GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. da. (Org.) **Geomorfologia: uma atualização de bases e conceitos.** 5 ed., Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003.

HALL, J. W. (et. al.) Stochastic simulation of episodic soft cliff recession. **Coastal Engineering**, n. 46, 2002. p.159–174. Disponível em: www.elsevier.com/locate/coastaleng. Acesso em 10 jan. 2012.

IBGE. Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística. **Glossário geológico.** Rio de Janeiro: IBGE, 1999.

KOHLER, H. C. A escala na análise geomorfológica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Brasília-DF, v. 2, n.1, 2001, p. 21-33.

LANGE, W. P. de; MOON, V. G. Estimating long-term cliff recession rates from shore platform widths. **Engineering Geology**, n. 80, 2005, p. 292-301. Disponível em: www.elsevier.com/locate/enggeo. Acesso em 12 jan. 2012.

LEE, E .M. Coastal cliff behaviour: observations on the relationship between beach levels and recession rates. **Geomorphology**, n. 101, 2008, p. 558-571. Disponível em: www.elsevier.com/locate/geomorph. Acesso em: 12 jan. 2012.

LIMA, C. C. U. de. O neotectonismo na costa sudeste e do nordeste brasileiro. **Revista de Ciência & Tecnologia**, n. 15, 2000, p. 91-102. Disponível em:

www.scielo.org.ar/scieloOrg/php/reference.php?pid=S0004. Acesso em: 15 set. 2012.

_____. Evidências da ação tectônica nos sedimentos da Formação Barreiras presentes do litoral de Sergipe e ao norte da Bahia. **Revista de Geografia**, UFPE-DCG/NAPA, v. especial VIII SINAGEO, Recife, n.1, set. 2010, p. 140-151.

LIMA, C. C. U. de; (et. al.) Faciologia e análise tectônica da Formação Barreiras no litoral sul do estado da Bahia, Brasil. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP, Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, out. 2006, p. 71-80.

MARTIN, L. (et. al.) Evolução da planície costeira do rio Paraíba do Sul durante o quaternário: influência das flutuações do nível do mar. In: **Anais do XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia**, Rio de Janeiro, 1984, p. 84-97.

MASSELINK, G.; HUGHES, M. G. **Introduction to coastal processes & geomorphology**. London, Great Britain: Hodder Education, 2003.

MEIRELES, A. J. A. Falésias do litoral leste do estado do Ceará: análise dos processos morfogenéticos e impactos ambientais. **Revista Geo Notas**, Universidade Estadual de Maringá, v. 3, n. 2, abr/mai/jun 1999, s/p.

MELO, A. S.de (et. al.) Processos e produtos morfogenéticos continentais. In: SOUZA, C. R. de G. (et. al.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p. 258-275.

MMA. Ministério do Meio Ambiente. Secretaria de Mudanças Climáticas e Qualidade Ambiental. Departamento de Qualidade Ambiental na Indústria Gerência de Qualidade Costeira e do Ar. **Documento síntese do I Simpósio Nacional sobre Erosão Costeira**. DF: Brasília, 2008.

MORAES FILHO, J. C. R. Formações superficiais cenozoicas. Projeto Porto Seguro-Santa Cruz Cabralia. **CPRM-Geologia**, Brasília, v. 3, 2011, p. 19-36.

MORAIS, J. O. (et. al.) Ceará. In: **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: MMA, 2006, p. 131-154.

MORAIS, R. M. O. de. (et. al.) Fácies sedimentares e ambientes deposicionais associados aos depósitos da Formação Barreiras no estado do Rio de Janeiro. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP, Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, out. 2006, p. 19-30.

MORAIS NETO, J. M. (et. al.) Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, n. 26, 2009, p. 1070-1086. Disponível em: www.elsevier.com/locate/marpetgeo. Acesso em: 11 jan. 2011.

MOSES, C.; ROBINSON, D. Chalk coast dynamics: implications for understanding rock coast evolution. **Earth-Science Reviews**, n. 109, 2011, p. 63-73. Disponível em: www.elsevier.com/locate/earscirev. Acesso em: 10 jan. 2011.

MUEHE, D. Estado morfodinâmico praias no instante da observação: uma alternativa de identificação. **Revista Brasileira de Oceanografia**, São Paulo, n. 46, 1998. p. 157-169.

_____. Critérios morfodinâmicos para o estabelecimento de limites da orla costeira para fins de gerenciamento. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, Brasília-DF, v. 2, n. 1, 2001, p. 35-44.

_____. Geomorfologia Costeira. In: GUERRA, A. J. T.; CUNHA, S. B. (Org.) **Geomorfologia - uma atualização de bases e conceitos**. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil, 2003, p. 253-308.

NETO, J. L. S. e NERY, J. T. Variabilidade e mudanças climáticas no Brasil e seus impactos regionais. In: SOUZA, C. R. de G. (et. al.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, p. 28-51.

NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L. Deformação rúptil em depósitos da Formação Barreiras na porção leste da Bacia Potiguar. **Revista do**

Instituto de Geociências-USP, Geol. USP, Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, out. 2006, p. 51-59.

NORDSTROM, K. F.; RENWICK, W. H. A coastal cliff management district for protection of eroding high relief coasts. **Environmental Management**, NY, v. 8, n. 3, 1984, p. 197-202.

NUNES, F. C. (et. al.) Faciologia e análise tectônica de materiais de origem dos solos de tabuleiros costeiros no litoral norte da Bahia. In: **XXXIII Congresso brasileiro de ciência do solo**, Uberlândia, 2011, p. 1-4.

PASSOS, R. C. S. **Variação Morfotextural da praia de Camburi, Vitória – Es, após engordamento artificial**. Monografia de Graduação, Universidade Federal do Espírito Santo, Vitória, Brasil. 2004. Disponível em <http://www.dern.ufes.br/oceano/link/monografias/2003/monog7_2003.pdf>. Acesso em: 24 mai. 2014.

PEAULVAST, J. P. (et. al). Low post-Cenomanian denudation depths across the Brazilian Northeast: implications for long-term landscape evolution at a transform continental margin. **Global and Planetary Change**, n. 62, 2008, p. 39-60. Disponível em: www.sciencedirect.com. Acesso em: 10 jan. 2012.

PINHEIRO, L. S. (et al.) O nordeste brasileiro e a gestão costeira. **Revista de Gestão Costeira Integrada**, v. 8, n.2 NE-Brasil, 2008, p. 5-10. . Disponível em: <http://www.aprh.pt/rgci>. Acesso em 12 jan. 2012.

PIVETTA, M. A última grande alta do Atlântico. **Pesquisa FAPESP**, São Paulo, n 212, out. 2013, p. 62-65.

RIO, L. D.; GRACIA, F. J. Erosion risk assessment of active coastal cliffs in temperate environments. **Geomorphology**, n. 112, 2009, p. 82-95. Disponível em: www.elsevier.com/locate/geomorph. Acesso em: 12 jan. 2012.

ROBINSON, L. A. Marine erosive processes at the cliff foot. **Marine Geology**, n. 23, 1997, p. 257-271. Disponível em: www.elsevier.com/locate/margeo. Acesso em: 11 jan. 2012.

ROSATI, J. D. **Concepts in Sediment Budgets**. Journal of Coastal Research, n. 21, 2005, p. 307-322. Disponível em: <http://www.dtic.mil/dtic/tr/fulltext/u2/a482879.pdf>. Acesso em 10 mar. 2014.

ROSSETTI, D.F. Evolução sedimentar miocênica dos estados do Pará e Maranhão. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP, Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, out. 2006, p. 7-18.

_____ (et. al.) Late Oligocene-Miocene transgression along the equatorial and eastern margins of Brazil. **Earth-Science Reviews**. v. 123, ago.2013, p.87-112. Disponível em: www.elsevier.com/locate/earscirev. Acesso em: 20 abr. 2014.

SAADI, A. Modelos morfogenéticos e tectônica global: reflexões conciliatórias. **Revista Geonomos**, Instituto de Geociências: CPMTC- UFMG, Minas Gerais, v.6, n.2, 1998/2, p. 55-63.

_____ (et. al.) Neotectônica da plataforma brasileira. In: SOUZA, C. R. de G. (et. al.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005. p. 211-234.

SANTOS, P. F. (et. al.) Estudo de depósitos da Formação Barreiras com base em reflexão por ondas de radar. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP, Série Científica. São Paulo, v. 6, n. 2, out. 2006, p. 31-42.

SEVERO, R. F. Análise da Estabilidade das Falésias entre Tibau do Sul e Pipa–RN. Diss. **Dissertação de Mestrado**, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Programa de Pós-graduação em Engenharia Sanitária, 2005.

SEVERO, R. N. F.; NETO, O. F.; SANTOS JUNIOR, O. F. **Propriedades geotécnicas de sedimentos da Formação Barreiras no litoral do Rio Grande do Norte**. Net, Natal, 2006. Disponível em: <http://www.skynet.eng.br>. Acesso em: 10 fev. 2012.

SHEPPARD, F. P. **Submarine Geology**. 2 ed. New York: Harper & Row, 1963.

SILVA, A. J. C. L. P. da, ARAGÃO, M. A. N. F. de, MAGALHÃES, A. J. C. (Orgs.). **Ambientes de sedimentação siliciclástica do Brasil**. São Paulo: Beca-BALL Edições, 2008.

SILVA, I. R. (et. al.) Principais padrões de dispersão de sedimentos ao longo da Costa do Descobrimento – sul do estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 31, set. 2001, p. 335-340. Disponível em: sbgeo.org.br/pub_sbg/rbg/vol31_down/3103/3103335.pdf. Acesso em 14 mar. 2014.

SLAYMAKER, O. The sediment budget as conceptual framework and management tool. **Hydrobiologia**, n. 494, 2003, p. 71-82. Disponível em: <http://link.springer.com/article/10.1023%2FA%3A1025437509525>. Acesso em 02 mai. 2014.

SMITH, D. E. (et. al.) The early Holocene sea level rise. **Quaternary Science Reviews**, n. 30, 2011, p. 1846-1860. Disponível em: www.elsevier.com/locate/quascirev. Acesso em 12 jan. 2012.

SOARES, F. M. Evolução das paisagens naturais do Estado do Ceará – Brasil. **Boletim Goiano de Geografia**, Goiânia-Goiás, v. 28, n. 1, jan/jun. 2008, p. 63-80.

SOUSA, D. C.; SÁ, E. F. J. de; ANTUNES, A. F. Deformação neógena e suas implicações na estruturação dos campos de petróleo na região de Icapuí-Ponta Grossa (CE), Bacia Potiguar emersa. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2 (suplemento), n. 38, jun. 2008, p. 97-110. Disponível em: http://www.sbgeo.org.br/pub_sbg/rbg/vol38_down/3802suplemento/8805.pdf Acesso em: 07 out. 2011.

SOUSA, D.C (et. al.) Falésias na praia de Ponta Grossa, Icapuí, CE: importantes deformações tectônicas cenozóicas em rochas sedimentares da Formação Barreiras. Brasília: **SIGEP 120**, 2008. Disponível em: <http://www.unb.br/ig/sigep/sitio120/sitio120.pdf>. Acesso em: 15 abr. 2013.

SOUZA, C. R. G. (et. al.) Praias arenosas e erosão costeira. In: SOUZA, C. R. de G. et al. (Eds.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, p. 130-152.

SOUZA-LIMA, W.; HAMSI JUNIOR, G. P. Bacias sedimentares brasileiras: origem, evolução e classificação. **Fundação Paleontológica Phoenix**, Rio Grande do Norte, ano 5, n. 49, jan. 2003, p. 1-7.

SUGUIO, K. (et. al.) Flutuações do nível relativo do mar durante o Quaternário Superior ao longo do litoral brasileiro e suas implicações na sedimentação costeira. **Revista Brasileira de Geociências**, n. 15, 1985, p. 273-286. Disponível em: <http://rbg.sbgeo.org.br/index.php/rbg>. Acesso em 25 abr. 2011.

_____. Paleoníveis do mar e paleolinhas de costa. In: SOUZA, C. R. de G. et al. (Eds.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, p. 114-129.

_____. Tópicos de geociências para o desenvolvimento sustentável: as regiões litorâneas. **Revista do Instituto de Geociências-USP**, Geol. USP, Série Didática, v. 2, 2003, p. 1-40.

STRAHLER, A. N e STRAHLER, A. H. **Geografía física**. 3. ed. Barcelona: Omega, 2000.

SUNAMURA, T.. **Geomorphology of rocky coasts**. West Sussex, England: John Wiley & Sons, Ltd, 1992.

TEIXEIRA, S. B. Slope mass movement on rocky sea-cliffs: a power-law distributed natural hazard on the Barlavento Coast, Algarve, Portugal. **Continental Shelf Research**, n.26, 2006, p. 1077-1091. Disponível em: www.sciencedirect.com. Acesso em: 10 jan. 2012.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C. Processos costeiros condicionantes do litoral brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, São Paulo: Universidade de São Paulo, n.17, 2005, p. 11-23.

TESSLER, M. G.; MAHIQUES, M. M. de. Processos oceânicos e a fisiografia dos fundos marinhos. In: TEIXEIRA, W. (et. al.) (Org.) **Decifrando a Terra**, São Paulo: Oficina de Textos, 2003, p. 261-284.

TOLEDO, M. C. M.; OLIVEIRA, S. M. B. de.; MELFI, A. J. Intemperismo e formação do solo. In: TEIXEIRA, W. (et. al.) (Org.) **Decifrando a Terra**, São Paulo: Oficina de Textos, 2003, p. 139-166.

VILAS BÔAS, G. S. (et .al.) The Barreiras Group in the Northeastern coast of the State of Bahia: depositional mechanisms and processes. In: **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, ref. 73 (3), 2001, p. 417-427.

VILLWOCK, A. J. (et. al.) Geologia e geomorfologia de regiões costeiras. In: SOUZA, C.R.G. et al. (Eds.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, p. 94-113.

VITAL, H. (et. al.) Oceanografia geológica e geofísica da plataforma continental brasileira. In: SOUZA, C. R. G. (et. al.) **Quaternário do Brasil**. Ribeirão Preto: Holos Editora, 2005, p. 153-171.

VITAL, H. (Coord.) Rio Grande do Norte. In: **Erosão e progradação do litoral brasileiro**. Brasília: MMA, 2006, p. 156-172.

WOODROFFE, C. D. **Coasts: forms, process and evolution**. Cambridge, United Kingdom: University of Cambridge, 2002.

ZENKOVICH, V. P. **Processes of coastal development**. Edinburgh and London: Oliver & Boyd, 1967.

ANEXOS

Anexo A – Tabela do Tempo Geológico

Anexo B – Beberibe – CE: aspectos oceanográficos

Anexo C – Legenda do ANEXO B

- Direção Predominante das Ondas de Tempestade
- Direção Predominante das Ondas mais Frequentes
- Deriva Litorânea
- Correntes Marinhas Predominantes
- Correntes Marinhas Secundárias
- Correntes de Maré
- Retrogradação
- Progradação
- Amplitude de Maré (m)

Direção Predominante dos Ventos em % e Intensidade na escala de Beaufort. Vermelho - Ventos de Tempestade. Azul - Ventos de Tempo Bom. A Intensidade é dada pelo nº de penas. O percentual obedece a escala abaixo:

- Tabuleiro
- Planície Costeira

Anexo D – Hidrografia, clima e vegetação da região Nordeste - Brasil

Anexo E – Biomas do Brasil - IBGE

Anexo F – Hidrografia do Brasil

Anexo G – Formação Barreiras – Beberibe, CE.