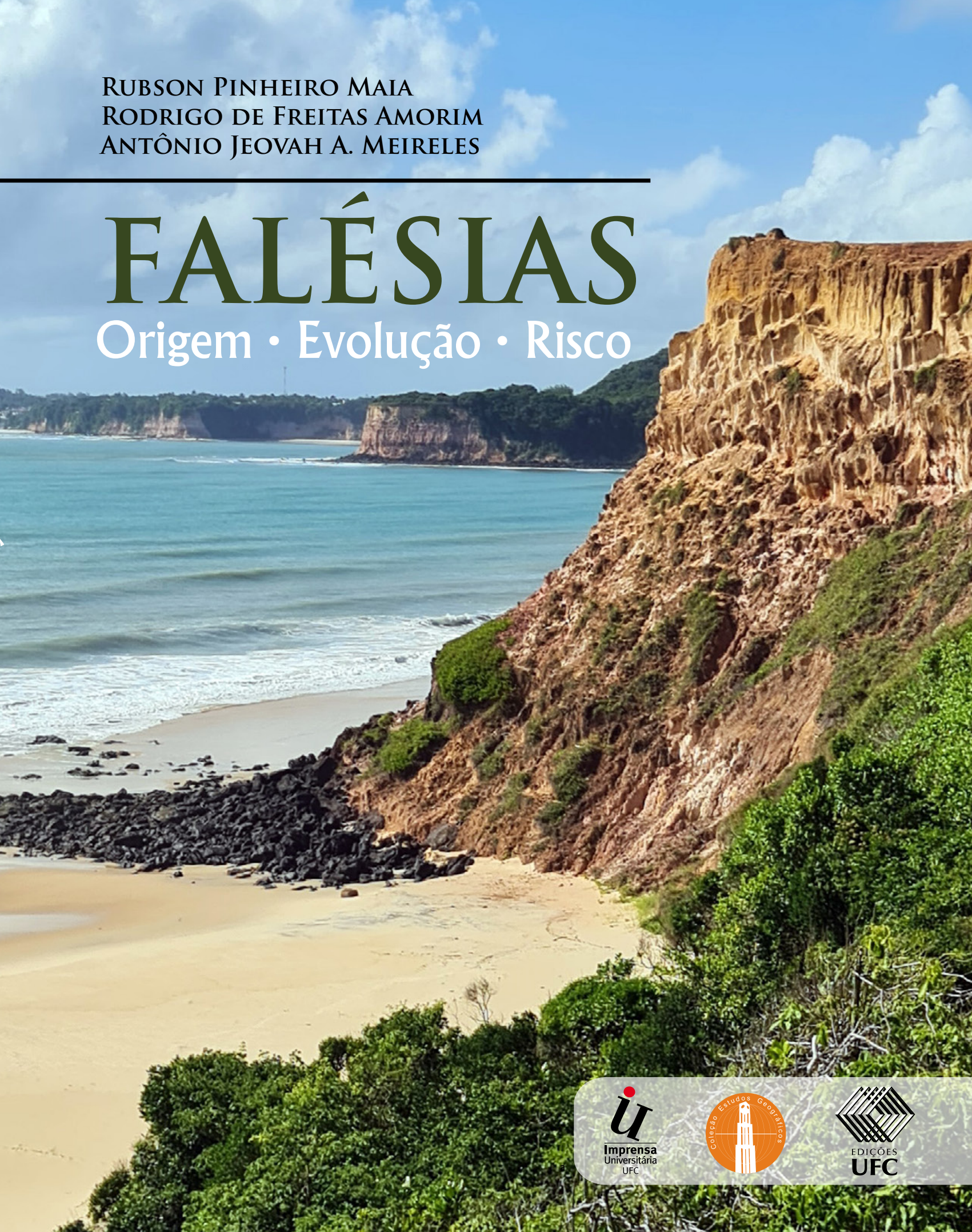


RUBSON PINHEIRO MAIA
RODRIGO DE FREITAS AMORIM
ANTÔNIO JEOVAH A. MEIRELES

FALÉSIAS

Origem • Evolução • Risco



u
Imprensa
Universitária
UFC



**EDIÇÕES
UFC**

Falésias

Origem, Evolução, Risco



Presidente da República
Jair Messias Bolsonaro

Ministro da Educação
Victor Godoy Veiga



UNIVERSIDADE FEDERAL DO CEARÁ - UFC

Reitor

Prof. José Cândido Lustosa Bittencourt de Albuquerque

Vice-Reitor

Prof. José Glauco Lobo Filho

Pró-Reitor de Planejamento e Administração

Prof. Almir Bittencourt da Silva



IMPrensa UNIVERSITÁRIA

Diretor

Joaquim Melo de Albuquerque

CONSELHO EDITORIAL DA UFC

Presidente

Prof. Paulo Elpídio de Menezes Neto

Conselheiros

Joaquim Melo de Albuquerque

José Edmar da Silva Ribeiro

Felipe Ferreira da Silva

Maria Pinheiro Pessoa de Andrade

Prof^ª. Ana Fátima Carvalho Fernandes

Prof. Guilherme Diniz Irffi

Prof. Paulo Rogério Faustino Matos

Prof^ª. Sueli Maria de Araújo Cavalcante

COLEÇÃO ESTUDOS GEOGRÁFICOS

Conselho Editorial

Presidente

Prof. Eustógio Wanderley Correia Dantas

Conselheiros

Prof. Ana Fani Alessandri Carlos

Prof. Antônio Jeovah de Andrade Meireles

Prof. Christian Dennys Oliveira

Prof. Edson Vicente da Silva

Prof. Francisco Mendonça

Prof. Hérvé Théry

Prof. Jordi Serra i Raventos

Prof. José Borzacchiello da Silva

Prof. Jean-Pierre Peulvast

Prof^ª. Maria Elisa Zanella

**Rubson Pinheiro Maia
Rodrigo de Freitas Amorim
Antonio Jeovah A. Meireles**

FALÉSIAS

Origem, Evolução, Risco



Fortaleza
2022

Falésias: Origem, Evolução, Risco.

Copyright © 2022 by Geová

Todos os direitos reservados

IMPRESSO NO BRASIL / PRINTED IN BRAZIL

Imprensa Universitária da Universidade Federal do Ceará (UFC)
Av. da Universidade, 2932, fundos – Benfica – Fortaleza – Ceará

Coordenação editorial

Ivanaldo Maciel de Lima

Revisão de texto

Leonora Vale de Albuquerque

Normalização bibliográfica

Luciane Silva das Selvas

Programação visual

Victor Alencar / Frank Bezerra

Diagramação

Imprensa Universitária

Capa

Valdiano Macedo

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação
Imprensa Universitária – Universidade Federal do Ceará

M217f Maia, Rúbson Pinheiro.

Falésias: origem, evolução, risco / Rúbson Pinheiro Maia. - Fortaleza: Imprensa
Universitária, 2022.

50491Kb : il. ; PDF. -- (Coleção Estudos Geográficos)

ISBN: 978-85-7485-397-0

1. Falésias. 2. Geomorfologia Costeira. 3. Erosão - praias. I. Título.

CDD 551

Elaborada por: Luciane Silva das Selvas

Agradecemos ao Ministério do Desenvolvimento Regional pelo financiamento do Projeto Falesias.

SUMÁRIO

Aspectos Gerais	9
Falésias no Nordeste brasileiro	10
Mapa De Localização	15
Compartimentos Geomorfológicos.....	15
Localização da área	15
Materiais e métodos	17
Formação Barreiras	18
Origem e Evolução	20
Variações Eustáticas do Quaternário	22
A Dinâmica Ambiental para a origem das Falésias	23
Aspectos geoambientais e variações do nível relativo do mar	31
Falésias e processos erosivos	36
Contexto Geomorfológico	40
Falésias e processos erosivos: Barra de Tabatinga	57
Suscetibilidade à erosão.....	62
Fatores de risco: Como reconhecer?	65
Processos erosivo nas falésias e gestão do território	66
Considerações Finais	70
Referências	71

ASPECTOS GERAIS

Falésias são escarpas costeiras modeladas principalmente pela abrasão marinha. Podem ocorrer em diferentes litologias: ígneas, metamórficas e sedimentares; variar quanto ao estágio evolutivo: ativas ou vivas – quando as ondas estão solapando a base e inativas ou mortas, quando as marés mais altas já não atingem mais a base. De abrangência global, elas são amplamente conhecidas por possuírem uma inclinação $>40^\circ$, constituindo uma transição abrupta entre a linha de costa e a plataforma continental, podendo variar significativamente a faixa de praia entre o nível médio do mar e a base da escarpa (DAVIDSON-ARNOTT, 2010; GUERRA E GUERRA, 2005).

Nas escarpas formadas por rochas duras (ígneas ou metamórficas), a resistência do material é superior ao poder abrasivo das ondas, fazendo com que a erosão de milímetros ou alguns centímetros possa levar séculos; os exemplos que estão em evidência na paisagem atual são, em sua maioria, herdados (DAVIDSON-ARNOTT, 2010). Por outro lado, falésias formadas em materiais sedimentares podem apresentar um padrão erosivo intenso, superando a escala de metros por ano. Nas escarpas com elevada taxa de esculturação atual, tem-se uma rica oportunidade de se conhecer o padrão de retração dessas feições costeiras.



Figura 1 – Falésia na Praia do Chapadão – Tibau do Sul – RN

As falésias devem ser compreendidas para além de sua morfologia atual, elas são assinaturas geomorfológicas da interação dinâmica entre litologia e processos morfogenéticos, os quais atuando ao longo do tempo constituem *proxys* para se acessar o passado e compreender o presente. Quando as escarpas são esculpidas em rochas sedimentares, tem-se um importante indicador para compreender os efeitos da elevação do nível do mar no continente, notadamente os processos erosivos.

No contexto da morfodinâmica costeira, a erosão das falésias fornece parte dos sedimentos que garantem a manutenção das praias arenosas e dunas frontais. Ou seja, as escarpas vivas são um subsistema do sistema geomorfológico costeiro, demandando que se analise a morfologia de forma processual, caso contrário, corre-se o risco de simplificar essas feições a compartimentos de relevo desconectados do todo.

As falésias atuais, sejam ativas ou não, estão relacionadas às progressões e regressões marinhas do Holoceno, sendo que as ativas provavelmente têm relações com variação eustática do Megalaiano há 4.200 anos. Uma das dificuldades de se estabelecer uma cronologia precisa do recuo das falésias ativas reside no fato que não se formam depósitos correlatos diretos. A formação de praias arenosas e dunas também tem contribuições de outras fontes de sedimentos.

Outro aspecto vinculado às escarpas costeiras é a sua importância para a Geociência, uma vez que nelas é possível visualizar a estratificação de camadas e fácies, o que contribui para o entendimento do processo sedimentares deposicionais e pós-deposicionais. Ao mesmo tempo, a fície das escarpas permite compreender melhor o processo de migração vertical do ferro no depósito, bem como os processos pedogenéticos de formação do solo.

No Brasil, as escarpas costeiras são protegidas desde 1989, com a Lei federal Nº 7.803 a qual alterou o código florestal Lei Nº 4.771/1965, especificando em seu Art. 2º, inciso g como Área de Preservação Permanente - APP “nas bordas dos tabuleiros ou chapadas, a partir da linha de ruptura do relevo, em faixa nunca inferior a 100 (cem) metros em projeções horizontais”. Em 2012, o novo Código Florestal destaca no inciso VIII, art. 4º da Lei Federal nº 12.651/2012: que “as bordas dos tabuleiros ou chapadas, até a linha de ruptura do relevo, em faixa nunca inferior a 100 (cem) metros em projeções horizontais”, são áreas de APP.

As falésias compreendem importantes atrativos paisagísticos que fomentam o turismo, cada lugar é constituído por um conjunto de formas: naturais e antrópicas, juntamente aos aspectos culturais e infraestrutura, que tornam uma determinada porção do território atrativa à visitação. Em um mundo cada vez mais urbano e modificado pelas ações humanas, as paisagens naturais são um ativo de grande valor para municípios, estados e país.

Falésias no Nordeste brasileiro

No Nordeste brasileiro, as falésias são formadas por afloramentos verticais das rochas da Formação Barreiras (Cenozóico), constituindo o limite natural entre as praias e os tabuleiros costeiros. que correspondem a uma faixa de largura variável (média de 30 km) entre o embasamento cristalino e oceano. A intermitência da drenagem e seu aprofundamento incipiente não permitem definir o contato entre os tabuleiros e a depressão sertaneja, sendo por este motivo, estabelecido um limite aproximado. A sua denominação foi

baseada na predominância de formas tabulares, identificadas tradicionalmente pelos habitantes da região nordestina. São constituídos estratigraficamente por materiais areno-argilosos ou conglomeráticos, de cor creme amarelada a vermelha, com estratificação por vezes indistinta. As rochas da Formação Barreiras têm geralmente uma morfologia monótona. Por vezes, o entalhamento é realizado pela rede de drenagem que origina interflúvios tabulares. Exibem-se como uma superfície rampeada com caimento topográfico suave na direção da linha de costa, com declive geralmente inferior a 4%. Sob esse aspecto, representa uma superfície agradacional que tem correlação com as superfícies de degradação da depressão sertaneja.

No litoral, quando alçada, a Formação Barreiras termina abruptamente sob forma de paredões escarpados, esculpidos pelas marés, formando falésias. O processo de recuo das falésias por solapamento, exhibe na faixa de praia alguns afloramentos rochosos que formam plataformas de abrasão.



Figura 2 – Baía dos Golfinhos – Tibau do Sul - RN

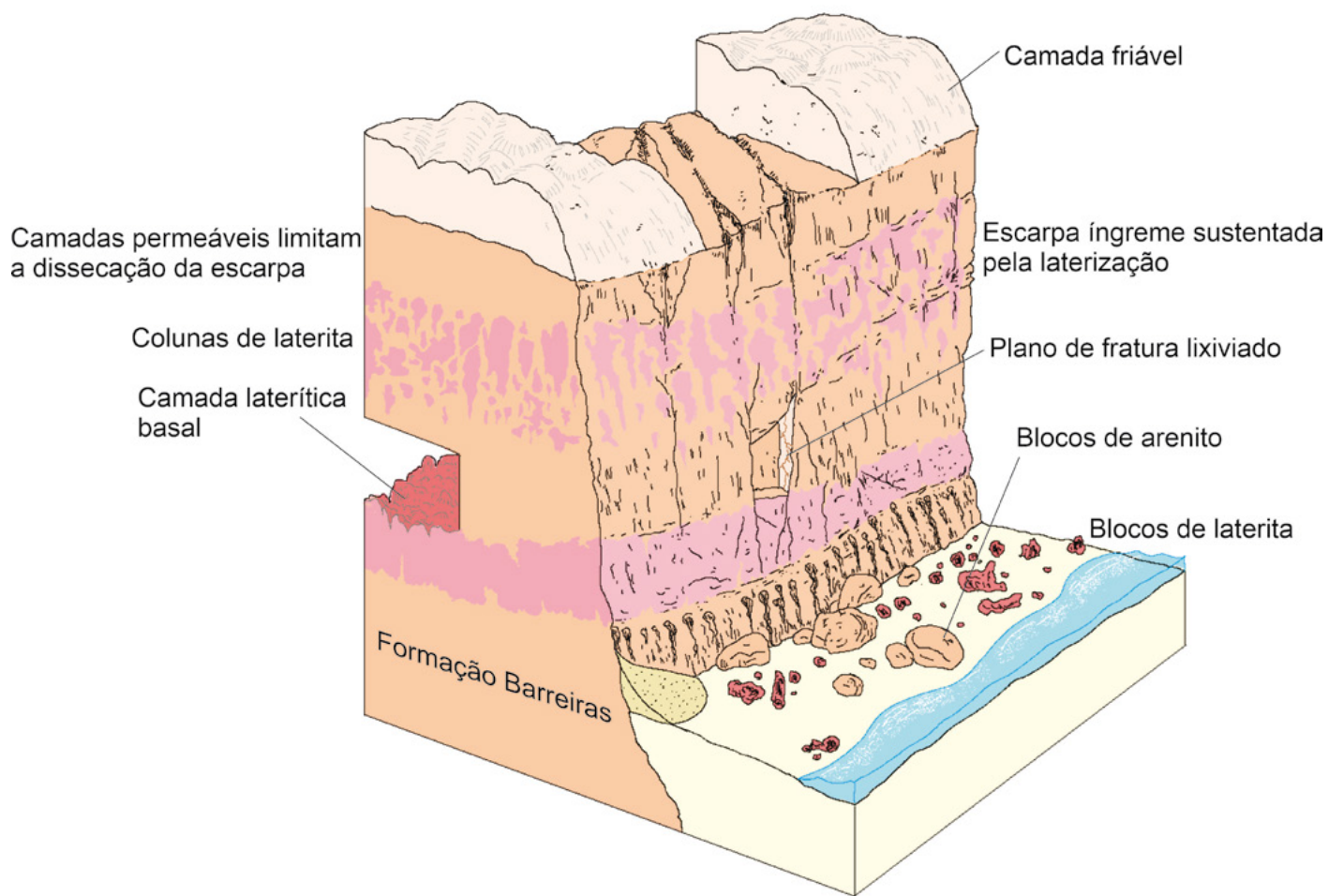


Figura 3 – Aspectos morfoestruturais comuns às falésias na área de Pipa e Barra de Tabatinga – RN

No Nordeste Brasileiro, as falésias são feições escarpadas resultantes de diferentes processos erosivos. São presentes nos litorais onde afloram os litótipos da Formação Barreiras ou depósitos quaternários costeiros, onde se desenvolvem escarpas íngremes. Essas escarpas, quando ativas, possuem sua declividade assegurada por: 1: Coesão sedimentar resultante do grau de laterização e diagênese; 2: Grau e tipo da atividade erosiva. Os processos erosivos são, principalmente, associados a abrasão marinha na base da escarpa, que leva a remoção do sustentáculo dos depósitos sotopostos. Estes, vindo a ser erodidos por colapso de blocos ou fluxo de detritos, nos casos em que o agente de transporte é o escoamento superficial.

Nos Estados do Ceará e do Rio Grande do Norte, as Falésias de Icapuí, Ponta do Mel em Areia Branca, Barra de Tabatinga em Nísia Floresta e Pipa em Tibau do Sul são as que assumem maior destaque. Trata-se de falésias que podem ultrapassar os 30 metros de altura com escarpas íngremes geralmente desprovidas de vegetação.

Nessas áreas, o regime de meso-maré cria um contexto de ação erosiva ativa, com o constante recuo erosivo da escarpa mediante a abrasão marinha. Disso resulta o fato dessas escarpas serem tão instáveis e, portanto, perigosas para o trânsito de pessoas em sua proximidade.

Considerando o aquecimento previsto até a metade do século de até 1,5°C conforme relatório do IPCC-2021 (Painel Intergovernamental sobre Mudanças Climáticas) e um aumento do nível do mar em até 1,1 metro, uma análise criteriosa acerca da maior ou menor instabilidade das falésias se faz de suma importância uma vez que praias com falésias vivas costumam ser importantes destinos turísticos no Brasil.

Quando se trata de falésias vivas, a condição de instabilidade é intrínseca à natureza da escarpa. Em constante processo erosivo, as falésias vivas despertam o interesse justamente porque expõem rochas sedimentares multicoloridas em escarpas íngremes. Esse cenário cria um ambiente paisagístico em associação ao mar, muito valorizado. Contudo, é preciso destacar o elevado risco associado a essas escarpas, uma vez que sua evolução natural é marcada por diferentes processos erosivos que podem ser considerados como catastróficos se ocorrem na presença humana.



Figura 4 – Ocupação em Patamares de Falésia (Morro Branco – Beberibe – CE)

LOCALIZAÇÃO DA ÁREA

A área de análise abrangida por este livro, utiliza exemplos nos municípios de Beberibe e Icapuí no Ceará, Nísia Floresta, Tibau do Sul e Baía Formosa no Rio Grande do Norte e João Pessoa na Paraíba. Toda a área é caracterizada por praias arenosas estreitas delimitadas por escarpas íngremes modeladas nas rochas da Formação Barreiras e unidades mais recentes.

Mapa De Localização

No geral, a área é marcada por reentrâncias erosionais entre pontas litorâneas, compondo um litoral em forma de zeta. Baías e promontórios se sucedem na direção NW. O traçado da linha de costa do litoral do RN tem um comportamento peculiar: é endentado, função da sucessiva repetição de pontas e praias encurvadas.

As baías em forma de zeta, são concavidades ou embaiamentos assimétricos na linha de costa, provocados pela incidência oblíqua das ondas. No RN, estas baías têm sua porção mais curva sempre ao sul, associadas a pontas rochosas, formadas principalmente por arenitos ferruginosos. No interior de cada embaiamento, pontas menores acompanhadas por enseadas também ocorrem. É nesse contexto que temos a análise morfológica da área.

Em toda extensão da área de análise ocorrem praias arenosas que correspondem a uma zona onde as ondas retrabalham ativamente os sedimentos resultantes da ação da dinâmica costeira. Essas praias são estreitas e formadas por areias quartzosas. Seus limites, no sentido do continente, podem ser principalmente com as dunas ou falésias e na região entre as marés, podem ser abertas para o mar ou limitadas pelos corpos de arenitos de praia.

Compartimentos Geomorfológicos

Os macrocompartimentos do relevo regional são: Tabuleiros costeiros, Dunas Fixas, Semifixas e Móveis, Promontórios litorâneos e face praias. Nesses macrocompartimentos, unidades menores, de distribuição restrita desenvolvem-se e ornamentam as formas de relevo. É o caso das escarpas, voçorocas, rampas de dejeção de sedimentos, terraços etc.



Figura 5 – Mapa de localização

MATERIAIS E MÉTODOS

O trabalho foi ancorado em levantamentos de campo, aerofotogrametria de precisão, descrição das estruturas geológicas-geomorfológicas, em que se buscou descrever a morfologia, fraturas e *sets* de juntas na falésia. Além disso, foram realizadas análises da morfologia praiial, levantamento bibliográfico, interpretação e montagem de um modelo qualitativo.

A aerofotogrametria de alta resolução foi realizada com um drone tipo quadrimotor modelo *Phantom 4 Pro*, que resultou em uma série de fotografias aéreas (cerca de 5.000 fotografias obtidas em voos de 80 metros de altitude com 80% de sobreposição frontal e lateral), que permitiram a elaboração de ortomosaicos de alta resolução, com pixels de 4cm e, posteriormente, a confecção de um modelo digital de elevação. Esses dados serviram para interpretar a variação morfológica da escarpa e a relação escarpa-nível de maré, a partir da detecção do contato da base da falésia com a sedimentação da praia.

Nos trabalhos de campo foram empregados métodos expedidos para descrever detalhadamente o contexto estrutural da escarpa, incluindo identificação e interpretação dos *sets* de fraturas e sua correlação com processos de cimentação/lixiviação/crescimento de raízes *in locu*.

A elaboração dos blocos diagrama se deu através da representação gráfica das feições observadas em campo em software de desenho. Esses blocos diagrama foram de fundamental importância no auxílio da interpretação evolutiva das falésias através da correlação forma-processo.

Por fim, as feições e os processos erosivos e de movimentos de massa foram analisados à luz do conceito de perigo: “condição ou fenômeno com potencial para causar uma consequência desagradável dentro de um certo período de tempo” (PROJETO GIDES, 2018); e risco: relação entre a probabilidade de ocorrer um movimento de massa e a magnitude dos danos ou consequências à sociedade. Assim, “considera-se o risco como uma função do perigo, da vulnerabilidade e dano potencial” (TOMINAGA, 2012, p.151 *apud* PROJETO GIDES, 2018).



Figura 6 – Efeitos dos promontórios na difração de ondas (Praia do Madeiro – RN)

FORMAÇÃO BARREIRAS

No litoral brasileiro a Formação Barreiras estende-se desde o Rio de Janeiro até o estado do Amapá (ARAI, 2006) recobrando o embasamento e os depósitos sedimentares mesozóicos das bacias costeiras. O termo “Barreiras” foi usado por Branner, em 1902, quando se referiu aos sedimentos variegados, inconsolidados, que ocorrem de forma contínua por quase toda faixa costeira brasileira (MABESOONE, 1971). Esses depósitos foram interpretados classicamente como extensos glaciais pré-litorâneos de origem continental e atualmente têm sido alvo de muitas discussões acerca de seu ambiente deposicional, idades e caracterização morfológica.

A origem da Formação Barreiras tem sido motivo de muitas discussões, sendo esses depósitos estudados de forma pioneira por Kegel (1957) a quem se deve a categoria formação. Outros trabalhos importantes referentes à caracterização e correlação paleoclimática foram realizados por Bigarella e Andrade (1964) Campos e Silva (1966) e Mabesoone (1971).

No nordeste brasileiro, Saadi (1993) considerou a Formação Barreiras, como depósitos correlatos a um soerguimento dômico da província Borborema de idade Eoceno-Oligoceno. Corroborar essa proposição, o trabalho de Moraes Neto (1999), que, baseado em dados de fissão em apatitas, evidenciou um evento de resfriamento, relacionado a um efeito de soerguimento epirogenético na porção oriental da Província Borborema durante o Cenozóico, iniciado há aproximadamente 20 Ma. Nesse período, a intensificação da erosão nas regiões interioranas, sobretudo no domínio das depressões sertanejas, gerada pela epirogenia da Província Borborema no Mioceno, pode constituir o principal fator de deposição da Formação Barreiras (GUIA, 2008), associada ao processo de flexura continental da margem atlântica (PEULVAST e CLAUDINO SALES, 2004).

Quanto ao ambiente deposicional, diversos trabalhos desenvolvidos no Nordeste, permitiram avanços sobretudo nas interpretações relativas aos ambientes deposicionais da Formação Barreiras. Alheiros e Lima-Filho (1991) trabalhando nos litorais do Rio Grande do Norte e Ceará, interpretaram esta unidade como resultante de um sistema fluvial entrelaçado, associado a leques aluviais e depósitos transicionais. Menezes (1998), descrevendo a Formação Barreiras no litoral leste do Estado do Rio Grande do Norte, a interpretou como derivada de um sistema fluvial meandrante com influência estuarina. Souza (2002) reconheceu um paleoambiente relativo a um sistema fluvial entrelaçado no estado do Ceará. Borges e Moraes Filho (2002), com base em relações estratigráficas, propuseram que a Formação Barreiras no sul da Bahia foi depositada a partir de um sistema fluvial entrelaçado e leques aluviais. Para Araújo *et al.* (2005), a associação litofaciológica descrita em seu trabalho, é sugestiva de um sistema fluvial do tipo meandrante. A presença de rochas de textura fina, variando de arenitos finos a lamitos, foi relacionada pelos autores a depósitos de planície de inundação.

Quanto a sua cronologia, a Formação Barreiras tem sido atribuída ao intervalo de tempo que varia do Mioceno ao Plioceno-Pleistoceno. Grande parte

destas idades, entretanto, foram vagamente inferidas a partir de interpretações geomorfológicas e paleoclimáticas, uma vez que o elevado nível de oxidação associado a não preservação do registro fóssil foram considerados como fatores que dificultaram maiores avanços em seu posicionamento cronológico.

Tradicionalmente, a unidade vinha sendo considerada como de origem continental, mas trabalhos recentes vêm mostrando evidências de influência marinha através de análise palinológica (ARAI, 2006) em vários pontos da costa brasileira.

Suas idades têm sido, recentemente, objeto de estudos palinológicos e radiométricos que apontam para uma idade miocênica (BEZERRA *et al.*, 2008). Através de datação da alteração do óxido de Fe e Mn dissolvidos e reprecipitados pela lixiviação no perfil de intemperismo, Lima (2008) estabelece uma idade absoluta para o intemperismo da Formação Barreiras, chegando, assim, à sua idade mínima de deposição.

De acordo com Lima (2008), a Formação Barreiras já estava depositada há aproximadamente 17M.a e que os processos de intemperismo perduraram até 7M.a, indicando possivelmente a ocorrência de um período quente e úmido. Essas condições climáticas mais úmidas seriam a base pela qual se origina uma crosta laterítica na Formação Barreiras. Tal processo ocorreu a partir de um ambiente redutor, onde a lixiviação do Fe e posterior ascensão da água por capilaridade e evaporação em superfície promoveu a concentração de Fe menos solúvel em superfície.

Nesse sentido, o topo da Formação Barreiras é definido por uma discordância salientada por horizonte de paleosolo laterítico contendo concreções ferruginosas, em geral sob forma de colunas verticalizadas de até 3 m de comprimento. Esta superfície registra períodos de climas tropicais, com estações secas e úmidas bem definidas (ROSSETTI, 2001).

Este nível laterizado foi utilizado por Rossetti (2001, 2006) como marco stratigráfico superior da Formação Barreiras, sendo os depósitos sobrepostos, considerados como unidade distinta.

Estes depósitos, apesar de expressivos e relevantes para a reconstituição de eventos quaternários, são ainda insuficientemente documentados. Em parte, isso se deve ao fato que, por muito tempo, esses estratos terem sido considerados não como unidade sedimentar à parte, mas como resultado de um manto intempérico sobre as rochas neógenas (TATUMI *et al.*, 2008).

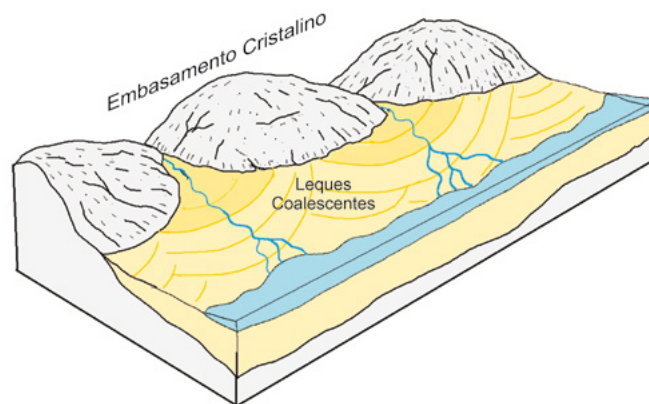


Figura 7 – Origem dos depósitos Barreiras. Bloco diagrama elaborado com base em Dominguez 1999

Origem e Evolução

No litoral do Nordeste, vários indicadores evidenciam a presença de testemunhos das flutuações do nível do mar durante o quaternário. Dentre estes testemunhos podemos citar: os terraços marinhos e as paleofalésias (MEIRELES, 1991), antigas linhas de *beach rocks* e gerações de dunas. De forma geral, as análises acerca das flutuações do nível do mar, feitas por Suguio *et al.* (1985), Meireles (1997) e Dominguez (1999), levam às seguintes considerações sobre o modelo evolutivo da Formação Barreiras: a) 1º Estágio: Deposição da Formação Barreiras. Durante o Período Mioceno-Plioceno ocorre o soerguimento do interior continental. O clima tem característica de um clima árido a semiárido, caracterizado por chuvas torrenciais e pouco frequentes, fazendo com que a vegetação se torne rarefeita. No final do Neógeno, sob um clima quente e seco, materiais erodidos foram transportados por movimentos de massa das áreas elevadas do interior do continente se acumulando na forma de leques aluviais coalescentes recobrimo amplamente a plataforma continental. A deposição da Formação Barreiras cessou com o retorno das condições climáticas mais úmidas à região.

Após a deposição da Formação Barreiras, houve uma elevação do nível relativo do mar que causou a erosão na porção externa dos leques sedimentares esculpindo simultaneamente uma linha de falésias. Essa transgressão (mais antiga), ocorreu segundo Dominguez (1999), provavelmente no Pleistoceno.

No início do período Pleistocênico ocorre uma nova fase do clima semiárido atingindo o continente, fazendo com que as coberturas vegetais que já colonizavam a Formação Barreiras fossem reduzidas, expondo à erosão, os sedimentos arenosos pouco consolidados anteriormente formados. Assim, sob essa condição paleoclimática, esses sedimentos foram erodidos formando novos leques aluviais depositando-se nos sopés das falésias (esculpidas no segundo estágio). As partes superficiais desses depósitos foram localmente trabalhadas pela ação eólica fazendo surgir os campos de dunas que hoje se encontram fixados pela vegetação.

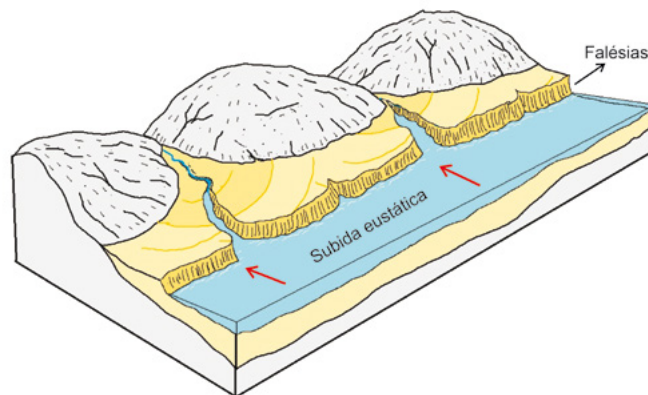


Figura 8 – Elevação eustática do Pleistoceno e formação da primeira linha de falésias

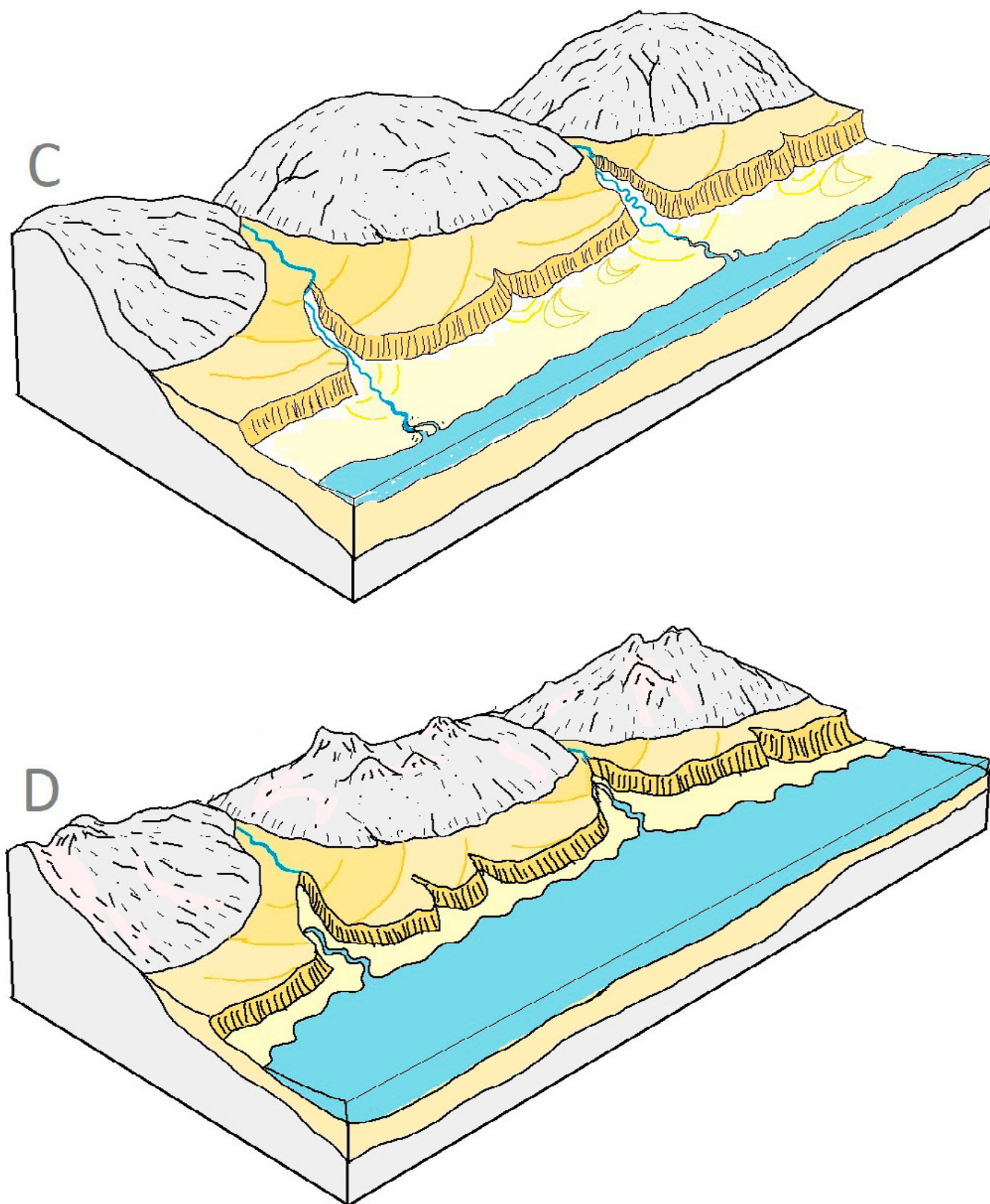


Figura 9 – Etapas finais da formação das falésias segundo variação do nível do mar no Pleistoceno

VARIAÇÕES EUSTÁTICAS DO QUATERNÁRIO

O nível do mar não é fixo no decurso do tempo geológico. E, desde a metade do século XIX, a madeira das florestas desmatadas e o petróleo foram os combustíveis que aceleraram a elevação, especialmente em decorrência do lançamento incessante do dióxido de carbono na atmosfera. Os registros globais dos últimos eventos glaciais e interglaciais são passíveis de ser evidenciados nas falésias e nos componentes do relevo associados aos paredões rochosos. As falésias foram originadas durante os eventos transgressivos, com a erosão das ondas, provocando o recuo da borda dos continentes que resultaram em escarpas rochosas. Nos eventos regressivos (glaciais) subsequentes, as falésias foram afastadas do contato com o mar e, do sopé dos paredões, surgiram os terraços marinhos (praias antigas), dunas, flechas de areia e praias rochosas.

Os compartimentos do relevo litorâneo resultaram das teleconexões oceânicas e atmosféricas, e, acoplados aos demais fluxos de matéria e energia, sobraram impulsionados pela complexa variação do clima planetário e a tectônica de placas. Os registros desses eventos globais ficaram como “impressões digitais” nos promontórios e escarpas das falésias, nos níveis escalonados da plataforma de abrasão marinha, nos terraços marinhos holocênicos e pleistocênicos e nas gerações de dunas. São estes registrados, no caso sob relato, pelo conjunto de morfologias dispostas no litoral brasileiro.

Os estudos das oscilações do nível do mar e as mudanças climáticas durante o Neógeno são de fundamental importância para compreender os processos morfogenéticos que originaram uma pluralidade de formatos litorâneos. Compreender os mecanismos por intermédio de sistemas evolutivos integrados com a diversidade de usos é fundamental para explicar a origem das falésias e elaborar prognósticos para a gestão costeira em tempos de emergência climática. O resultado da conjunção destes eventos está representado pelo elevado número de formatos do relevo costeiro intimamente relacionado com a energia das ondas, marés, correntes marinhas, ventos, chuvas e movimentos gravitacionais nas encostas.

Os dados mais recentes sobre o nível do mar demonstraram que a tendência de aumento da temperatura foi intensamente influenciada pela elevada quantidade de CO₂ emitida nos últimos 150 anos (IPCC, 2018). Valores médios de 280 ppm (partes por milhão) relacionados aos eventos interglaciais (quando a terra estava mais quente e o nível do mar era mais alto), para os últimos 400 mil anos, passaram rapidamente para mais de 420 ppm de CO₂ como consequência das emissões antropogênicas. Estes resultados foram relacionados com o aumento médio da temperatura da Terra, por volta de 1°C (provavelmente de 0,8°C a 1,2°C; IPCC, 2014, 2017).

É provável que a erosão progressiva das ondas, ao atingir as falésias vivas, esteja induzindo deslizamentos e compelindo o aumento plausível da frequência desses eventos. As variações dos componentes geológicos, no entanto, das estruturas geofísicas, a dinâmica oceanográfica e as atmosféricas condicionaram a complexa evolução das falésias relacionadas com as intervenções humanas. A conjunção dos aspectos naturais e a influência das elevadas emissões de

CO₂ derivadas da queima de combustíveis fósseis, junto com o incremento do desmatamento dos biomas brasileiros, são capazes de colapsar extensos trechos de falésias vivas. O comportamento das escarpas rochosas das falésias, possivelmente, foi induzido pelos componentes ambientais regionais resultantes da subida acelerada do nível do mar e agrupados localmente com a diversidade de modalidades de uso e ocupação da zona costeira.

Nessa contextura de mudanças do nível do mar em escalas temporais distintas (uma geológica e a outra antropogênica), o objetivo deste capítulo descansa em sistematizar esses eventos e proporcionar reflexões específicas sobre a origem das falésias vivas e paleofalésias.

A Dinâmica Ambiental para a origem das Falésias

Numerosas teorias foram e continuam a ser propostas para explicar os fatores responsáveis pelas flutuações do nível do mar, relacionados com as variações reais do nível marinho (eustasia), as quais estão associadas com modificações do nível dos continentes (tectonismo e isostasia) e do clima. Gary *et al.* (1972) definem eustasia como o regime de níveis do mar e suas flutuações causadas por mudanças absolutas na quantidade de água. Maclaren (1842, *in* JELGERSMA, 1971), fez, a seu turno, a primeira referência sobre oscilações do nível do mar durante o Pleistoceno, introduzindo a Teoria de Controle Glacial.

O avanço e o recuo da linha de costa (induzidos pela tectônica e as mudanças climáticas) esculpiram as falésias vivas e paleofalésias. As variações eustáticas encerram um caráter global, ao passo que os movimentos geofísicos verificados nos continentes são claramente localizados no espaço: ambientes controlados pela tectônica tendem a formar as falésias, terraços marinhos estruturais e escalonados, bem como estuários encaixados em sistemas de falhamentos ativos; nas planícies costeiras tectonicamente mais tranquilas são destaques os campos de dunas, as praias antigas entre as paleofalésias e a praia atual e os estuários e deltas nos baixos cursos fluviais.

O movimento das massas rochosas continentais, por exemplo, origem das cadeias de montanhas, é incessante e provocou alterações profundas nas disposições dos blocos de crostas continentais e oceânicas. Esses movimentos, ora unidos, outras vezes separados, fragmentando crostas ou a união de massas continentais, com as suturas que atravessam continentes e oceanos, foram também relacionados com a formação das falésias. Esta dinâmica planetária conduziu os continentes a navegarem continuamente sobre as camadas de rochas incandescentes no interior da Terra. E as bordas dos continentes registram parte desses fenômenos planetários.

A formação do último supercontinente - denominado Pangeia - ocorreu no Paleozoico (540-250 milhões de anos) e sua fragmentação subsequente é exemplo da dispersão dos continentes. Com isso, foram originadas mais crostas oceânicas, formados mares que evoluíram para as atuais bacias oceânicas, erguidas cadeias de montanhas e com alterações na profundidade das massas de águas salinas, da espessura e diversidade topográfica do assoalho oceânico (tectono-eustasia). Portanto, restou propiciada a configuração da borda dos continentes e do fundo oceânico, que resguardam os eventos também indutores das costas escarpadas dispostas diante do nível do mar atual. Para a borda dos continentes dominaram escarpas rochosas soerguidas pela força das energias geofísicas e retrabalhadas pela ação das ondas.

A taxa de variação do nível do mar por causas tectono-eustáticas anda à volta de 1cm a cada período de 1000 anos. As variações eustáticas provindas destes fenômenos são suscetíveis de atingir valores do nível do mar de 100 a 300m (HALLAM, 1992). No continente, a tectônica de placas induziu a formação de cadeias de montanhas jovens - como os Andes, Cantábricos, Apalaches, Himalaia e Pireneus, entre outras.

As alterações de temperatura da Terra foram relacionadas com seus ciclos orbitais de precessão, obliquidade e excentricidade em relação ao Sol. De acordo com as descobertas matemáticas de Milankovitch (IMBRIE; IMBRIE, 1980), a intensidade dos efeitos da insolação varia com a latitude. A influência do ciclo de obliquidade, isto é, a inclinação do eixo da Terra, que oscila aproximadamente a cada 41 mil anos, é maior nas regiões polares, tornando-se mais fraca em direção ao equador. De outra vertente, a influência do ciclo de precessão, cujo período é de cerca de 23 mil anos - provocando a variação da distância entre a Terra e o Sol - é menor nos polos e maior no equador. Como a quantidade de radiação recebida em uma dada latitude e estação climática é determinada pelo ângulo de inclinação e pela distância entre a Terra e o Sol, a forma da curva de radiação varia sistematicamente do polo ao equador (ZACHOS *et al.*, 2001).

Com as informações de sondagens do fundo do mar, que continham um registro de 450 mil anos, foram analisados três parâmetros sensíveis às mudanças climáticas e especiais para representações em séries temporais geológicas. Os parâmetros foram a composição isotópica de oxigênio ($\delta^{18}O$) em foraminíferos planctônicos, uma estimativa das temperaturas de verão na superfície do mar, baseada em radiolários, e a abundância relativa de outras espécies de radiolários. As técnicas numéricas de análise espectral utilizadas pelos autores foram desenvolvidas para procurar evidências nas frequências de variação da obliquidade e da precessão. Hays *et al.* (1976) encontraram, nos espectros de intensidade, ciclos quase periódicos correspondentes aos orbitais. Malgrado, entretanto, a existência dos períodos de 42 mil e de 19 e 23 mil anos, representando a obliquidade e a precessão, respectivamente, os ciclos dominantes em todos os espectros analisados variavam de 94 a 122 mil anos, o período da excentricidade.

Esse ciclo não havia sido levado em consideração quando da realização da análise espectral, mas tinha aparecido naturalmente, como uma robusta evidência de sua importância na indução das glaciações, uma ideia que já vinha sendo fermentada na época. Concluíram que a indução, em decorrência da excentricidade, não resultaria numa resposta linear do sistema climático. Seus efeitos seriam provocados pela modulação que esse ciclo provocaria no de precessão, que possui uma amplitude proporcional. Uma resposta a essa modulação seria a observada nos mantos de gelo. A indução provocada pela precessão implicaria um tempo de crescimento das geleiras maior do que o de recuo. O tempo de crescimento seria proporcional ao ciclo de 100 mil anos, com uma recessão rápida de alguns milhares de anos (RODRIGUES DA SILVA, 2007).

As sondagens em gelo e do substrato dos oceanos, realizadas por Shackleton (1987), definiram nove eventos glaciais e dez interglaciais para os últimos 700 anos. Foram evidenciados pelos valores dos isótopos de oxigênio em sedimentos do fundo marinho. Segundo Broecker e Denton (1990), no último milhão de anos, algo se modificou na equação climática da Terra, permitindo que a neve

permanecesse em montanhas e latitudes setentrionais onde anteriormente não existiam. Os acúmulos de gelo glacial (espessuras quilométricas) foram eventos rápidos, do ponto de vista geológico. O ritmo das temperaturas nos eventos glaciais e interglaciais, todavia, é muito mais lento do que o evidenciado nos últimos 150 anos.

Estudos realizados por Komar (1976) definiram uma curva de mudanças do nível relativo do mar para os últimos 40 anos A.P. (Antes do Presente). Foi elaborada como síntese de curvas diversas em variadas partes do Mundo, mostrando que, de 20 mil a 15 mil anos A.P., o nível do mar estava a 130m abaixo do atual (nível mais alto do que os expressos por Urien e Martin, 1989) e que até os 7 (sete) mil anos A.P. ocorreu uma subida rápida, em torno de 8mm por ano. Esse mesmo autor utiliza os estudos de van Andel e Laborel (1964 *apud* KOMAR, *op cit.*) realizados no Brasil, os quais definiram registros de níveis marinhos acima do atual, com procedência nos últimos 7 (sete) mil anos a.p. Kidson (1986) também demonstra uma série de curvas realizadas na América do Norte e Europa, evidenciando as mudanças no nível do mar nos últimos 10 mil anos. Esse autor mostrou que as diferenças entre as curvas estão relacionadas com mudanças isostáticas, algumas por movimentos tectônicos e outras por efeito de compactação gravitacional. Há mais de 800 curvas de variações relativas do nível do mar (PIRAZZOLI, 1991), fato demonstrativo da diversidade de componentes morfológicos relacionados com elevada quantidade de evidências de níveis do mar distintos ao redor dos continentes.

A Antártica tem o potencial de contribuir com uma dimensão maior do que 1 (um) metro de elevação do nível do mar até 2100 e mais de 15 metros até o ano de 2500, se as emissões continuarem inalteradas. Nesse caso, o aquecimento atmosférico logo se tornará o principal motor da perda de gelo, mas o aquecimento prolongado dos oceanos atrasará sua recuperação por milhares de anos (DECONTO e POLLARD, 2016). As grandes variações do nível do mar também foram provocadas pelas oscilações dos mantos de gelo sobre os continentes. Os mantos de gelo encontram-se apoiados sobre o embasamento rochoso (manto de gelo interior) ou flutuando (plataforma de gelo). Atualmente, só há dois mantos de gelo na Terra: Antártico – 13,9 milhões de km² – e Groenlandês – 1,7 milhão de km². As temperaturas polares no curso dos últimos milhões de anos foram, às vezes, um pouco mais quentes do que hoje, mas o nível médio global do mar foi de seis a nove metros mais alto até o último interglacial (há 130 mil - 115 mil anos) e, possivelmente, mais alto durante o Plioceno (há cerca de três milhões de anos). No passado geológico recente, havia outros mantos de gelo, por exemplo, o da Escandinávia e o Laurenciano (na América do Norte).

As condições atmosféricas relacionadas aos eventos glaciais são regidas por tendências a climas mais secos e áridos, enquanto os interglaciais são mais úmidos. Os índices mais baixos de precipitações (chuvas características de clima semiárido), predomínio dos ventos mais fortes, insolação mais elevada e baixos valores de umidade, são comumente observados em períodos de regressão marinha. Possivelmente nesse último interglacial é que se originaram, em parte, as falésias sobre a base da Formação Barreiras, ao extenso litoral nordeste do Brasil. Em evento regressivo subsequente, as falésias se distanciaram da linha de costa, concedendo proveniência às paleofalésias (falésias mortas), de onde partem as praias pleistocênicas praticamente cobertas pelos extensos campos de dunas. É importante evidenciar, também, o fato de que ocorreram

reativações neotectônicas conjugadas com as variações do nível relativo do mar impostas pelo clima, o que torna mais complexa a dinâmica geoambiental que proporcionou a origem das falésias.

Os terraços marinhos pleistocênicos e holocênicos derivados do evento interglacial subsequente àquele nível mais alto do mar há 130 mil anos foram encontrados em várias outras planícies costeiras, desde o Amazonas (BEZERRA *et al.*, 2015) ao Rio Grande do Sul (TOMAZELLI, DILLENBURG, VILLWOCK, 2000). E as paleofalésias estão dispostas em vários trechos do litoral nordestino e distanciadas do mar entre as praias mais antigas (terraços marinhos).

De acordo com Urien e Martin (1989), durante a última grande glaciação, o nível do mar ficou em posição relativa de 170 a 180 metros abaixo do nível atual e o aumento relativo do nível das águas do mar iniciou-se há aproximadamente 16 mil anos A.P. Emery e Aubrey (1991) evidenciaram para a costa dos EUA um nível do mar de 60 a 120 m abaixo do atual, em um período de 17 mil a 10 mil anos antes do presente) e com uma elevação em torno de 3,5 a 12,0 mm por ano para esse período. Os estudos realizados por Crowley e North (1991) sobre paleoclimatologia definiram que o último máximo glacial ocorreu de 22 mil a 14 anos A.P. Esse evento foi chamado de Wisconsin na América do Norte, Würm nos Alpes e Weichselian no oeste da Europa.

Nessa época, desenvolveu-se extensa planície costeira sobre a plataforma atual exumada em razão do nível do mar bem mais baixo do que o atual. Dessa maneira, os sistemas fluviais, estuários, terraços marinhos, manguezais, lagunas, lagoas, gerações de dunas e pântanos fizeram parte de uma larga faixa hoje coberta pelo mar, em razão de se estar agora em um período interglacial. O rio Jaguaribe, maior rio do Ceará, formou seu *canyon* até a borda da plataforma continental e início do talude, definindo uma planície costeira pleistocênica com amplos terraços marinhos, planície fluviomarina e as falésias originadas no penúltimo evento transgressivo, cada vez mais distanciadas da linha de costa.

De acordo com Almeida *et al.*, (2015 e 2016), a plataforma continental descoberta durante o último evento glacial, resguarda atualmente registros de antigas linhas de costa representadas por rochas de praia (*beachrocks*) que estão a aproximadamente 60 m de profundidade e distanciadas da praia atual cerca de 50 km (localizadas muito próximos da quebra da plataforma continental e início do talude). Demonstrou que vários sistemas fluviais da plataforma continental do Rio Grande do Norte também têm seus *canyons* submersos com o início do último evento interglacial quando o nível do mar atinge a cota atual.

As flutuações do nível do mar resultaram em mudanças dos agentes intempéricos e de transporte de sedimentos, em distintas dimensões e escalas variadas, em áreas diversificadas da Terra. Possibilitaram a formação dos fluxos de energia e materiais que transitaram por grandes áreas do continente, envolvendo intensidade e volume diferenciados, essencialmente de acordo com a dinâmica climática. As mudanças das condições climáticas úmidas para semiáridas e áridas (período de transição), normalmente, foram vinculadas à remobilização de espessas camadas de material intemperizado durante as condições meteorológicas regidas pelo clima temperado em condições interglaciais. As falésias demonstraram indícios desses eventos desde a sedimentação dos constituintes das escarpas rochosas comumente representados pela diversidade de cores dos materiais sedimentares e da cimentação por óxido de ferro e argila, originando diversidade de arenito e conglomerado.

Na planície costeira brasileira foram encontradas evidências dos três últimos níveis mais altos do mar. As características geológicas, geomorfológicas, sedimentológicas, topográficas e paleontológicas foram estudadas no sentido de fornecerem, num contexto regional, a definição paleogeográfica e paleoclimática do litoral. As falésias foram originadas e retrabalhadas durante esses eventos (ver figura 8 com os dois últimos eventos do nível do mar encontrados no litoral nordestino).

Os principais indicadores geomorfológicos de níveis do mar diferentes do atual para o litoral cearense estão representados na figura 10. Estão ali os terraços marinhos, eolianitos, antigos corais, conchas das praias antigas, paleomangue, plataforma de abrasão, lagunas, gerações de dunas, rochas de praia e as falésias vivas e paleofalésias. A figura 12 mostra uma sequência de perfis entre os tabuleiros pré-litorâneos e os terraços, evidenciando rupturas topográficas (escarpas das paleofalésias), por volta de 40 m de altitude. Evidencia também a diversidade de componentes morfológicos entre o delta de maré e as paleofalésias, originada por intermédio das flutuações do nível relativo do mar.



Figura 10 – Os principais indicadores morfológicos associados a possíveis variações dos níveis do mar durante os últimos 123 mil anos A.P. Fonte: Meireles, 2014

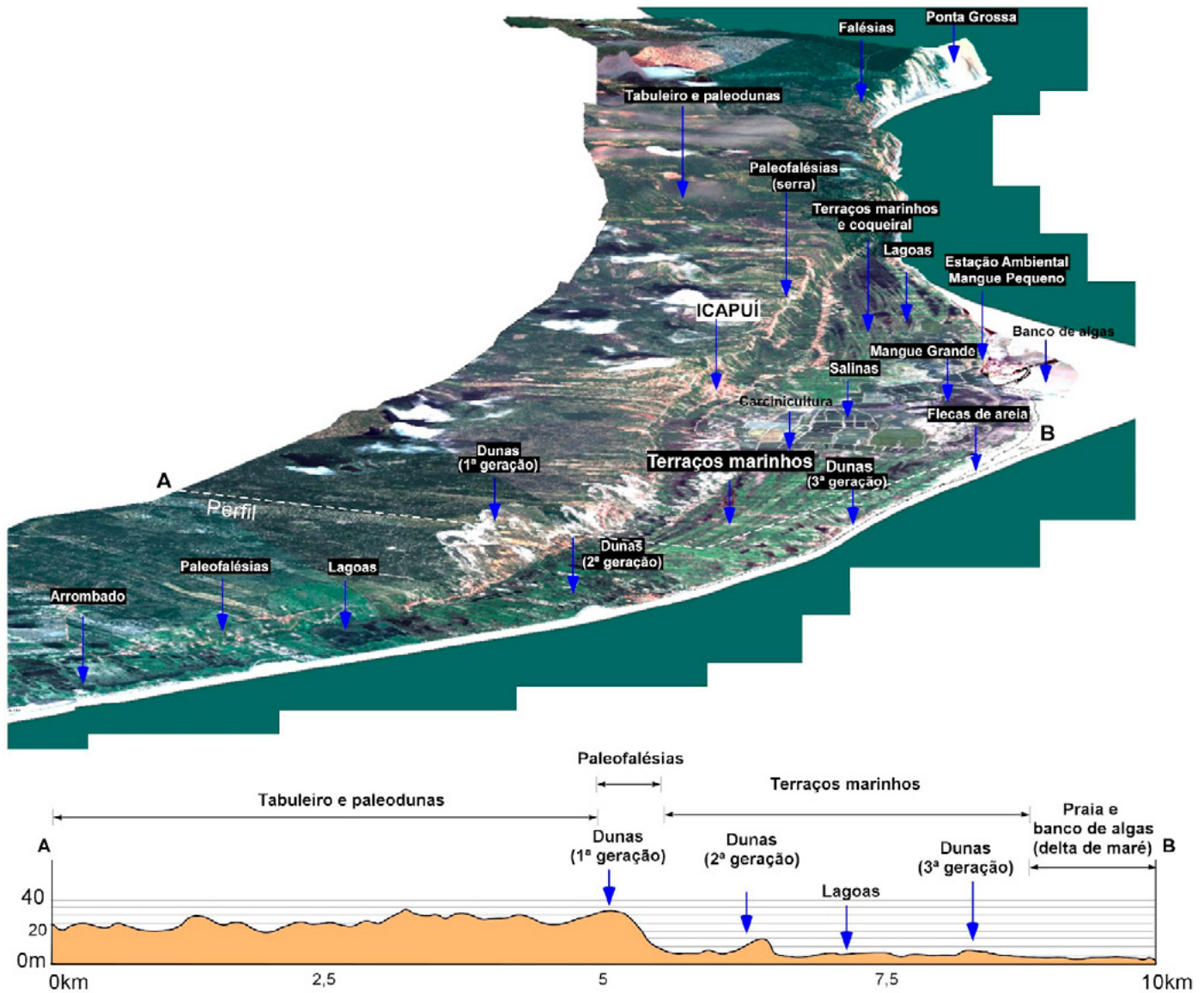


Figura 11 – Planície costeira de Icapuí (modelo digital do terreno e perfis topográficos elaborados por Meireles e Santos (2012). Verificar o contato entre as paleofalésias e os demais componentes do relevo associados aos eventos eustáticos durante o Quaternário. Fonte: Meireles, et al., 2015

A existência de plataforma de abrasão marinha (aflora formando as praias rochosas e é indicadora do recuo da escarpa da falésia – com registros de até três níveis escalonados, originando degraus, em rochas quartzíticas, na planície costeira de Jericoacoara) também evidenciou oscilações do nível relativo do mar e a erosão que originou falésias em rochas mais resistentes do que as sedimentares (Formação Barreiras). Para explicar a origem de plataformas de abrasão e escalonamento de níveis erosivos (*high tide platforms*) construídos em rochas resistentes ao ataque das ondas, King (1963) e Davis (1972) relacionam com flutuações do nível relativo do mar, cujo início é passível de ter ocorrido no Pleistoceno. Pirazoli (1986 e 1989), Trenhaile (1987) e Sunamura (1994) estudaram esses paleopavimentos escalonados de falésias, denominados de *notches* (entalhes erosivos). Esses autores definiram micro e mesoestruturas relacionadas com flutuações e períodos estacionários do nível do mar nas escarpas dessas falésias.

Estudos realizados por Irion *et al.* (2012) revelaram que estes níveis mais altos (plataformas erosivas nas rochas metamórficas de Jericoacoara/CE) foram compatíveis em relação ao evento transgressivo pleistocênico denominado de Estádio Sangamoniano (período interglacial de 125 mil – 75 mil anos A.P.). Os perfis altimétricos dos níveis de *notches* realizados por Meireles *et al.* (2018) foram associados com o nível do mar pertencente à Penúltima Transgressão. Ressalta-se que aqueles autores definiram para este setor do litoral cearense um nível máximo do mar, associado à Última Transgressão, compatível em relação ao nível do mar da atualidade.

No concernente ao estudo das falésias como indicadoras de mudanças relativas do nível do mar, essas estruturas são utilizáveis como marcadoras de flutuações, principalmente em escarpas mais resistentes ao ataque das ondas devido ser formadas por rochas ígneas, metamórficas e sedimentares fortemente cimentadas. Durante as fases do nível do mar, a ação das ondas provoca a erosão da escarpa. Quando ocorre uma regressão, esse nível de erosão é abandonado e inicia-se outro nível de erosão, inferior ao construído quando o mar se encontrava mais elevado (paleonível).

Em regiões onde os materiais são menos resistentes, foram originadas as falésias mortas (paleofalésias no interior do continente, normalmente associadas aos terraços marinhos ou cobertas pelas dunas). A figura 12 mostra o comportamento morfológico das falésias, quando submetidas às oscilações do nível do mar. Foram associadas, desde o Pleistoceno, aos terraços marinhos e campos de dunas sobre o setor de tabuleiro, logo após a linha de falésia. A existência da plataforma de abrasão sob terraços holocênicos e sedimentos remobilizados do primeiro nível das falésias evidenciou a subida do nível do mar e posterior regressão ou associações com os efeitos neotectônicos, durante a evolução quaternária dessas estruturas.

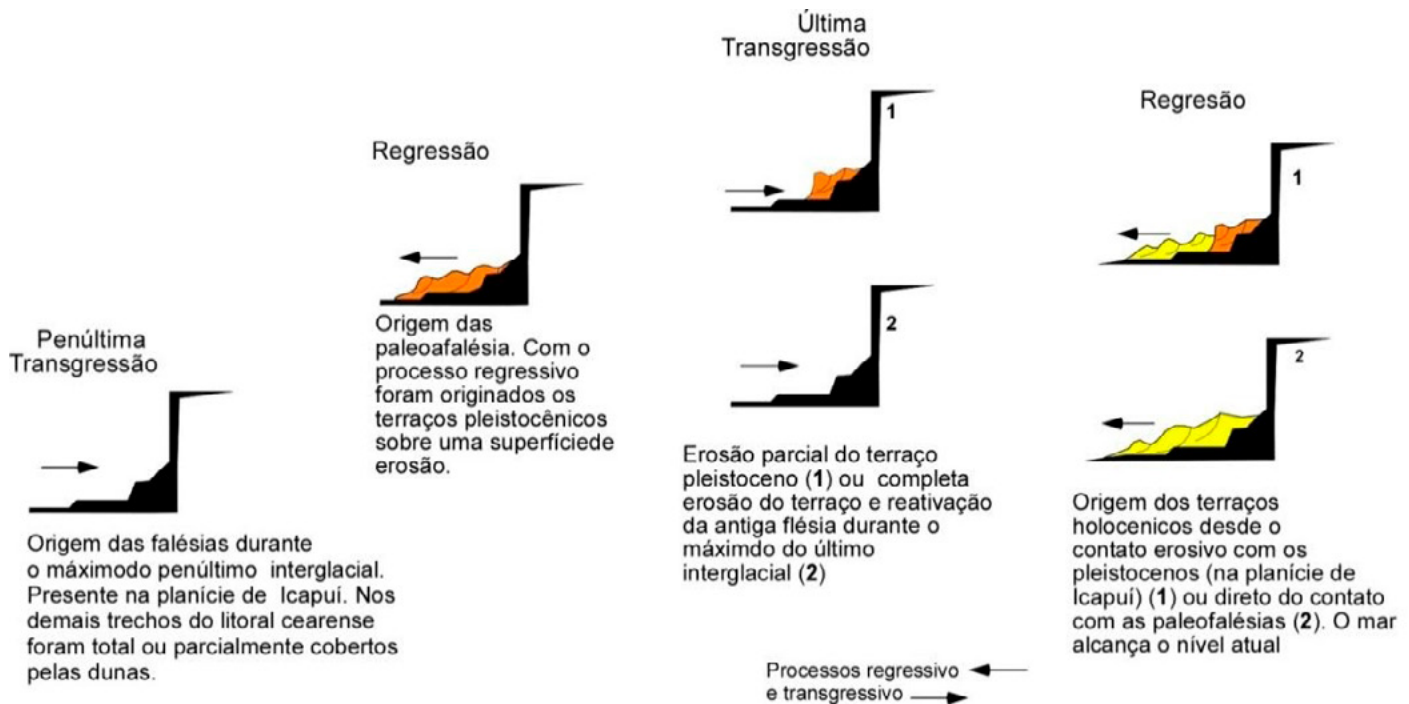


Figura 12 – Evolução das falésias submetidas aos eventos eustáticos que provocaram variações do nível relativo do mar. Fonte: Meireles, 2014

Em setores da planície costeira com extensos campos de dunas móveis (morfologias também vinculadas às mudanças do nível do mar), parte das falésias foi coberta pelas areias transportadas pelo vento. Escalaram escarpas íngremes e continuaram migrando continente adentro. Essa conjunção entre as falésias e as dunas é fundamental para a manutenção de um certo volume de areia a fim de evitar processos erosivos mais intensos. Em trechos de falésias vivas relacionados aos paredões formados com rochas sedimentares (*exempli gratia*, conglomerados e arenitos da Formação Barreiras), fortemente cimentadas por óxido de ferro, foram mais resistentes aos eventos transgressivos e originaram pontais (promontórios). São essas falésias que tornaram a fisiografia da linha costeira nordestina repleta de reentrâncias, pequenas baías e terraços marinhos. E, em vários trechos, as dunas móveis que cavalgam pelos pontais caem na faixa de praia como verdadeiras cachoeiras de areia.

As mudanças climáticas ocorridas durante o Quaternário também foram estudadas por meio de registros palinológicos (CROWLEY; NORTH, 1991; YAKZAN; HASSAN, 1997, BURJACHS *et al.*, 1994; LEDRU *et al.*, 1996). Os polens nas camadas sedimentares acumuladas de acordo com o ritmo das mudanças climáticas proporcionam informações sobre as características ambientais, revelando as associações vegetais definidas pelos palinomorfos (relação entre polens de vegetação arbustiva e arbórea, taxonomia etc.). Desse modo, as condições climáticas, ao definirem associações vegetais desde os registros palinológicos, revelaram as características ambientais (paleogeografia) em dimensões continentais e em um determinado período. Mudanças nos parâmetros climáticos refletem diretamente na associação vegetal, originando registros de oscilações climáticas vinculados aos padrões polínicos derivados.

O Continente Antártico e parte da Groenlândia estavam cobertos de neve por volta de 18 mil anos. O gelo cobria a terça parte da superfície da Terra. Em algumas zonas da América do Norte, alcançava até vários quilômetros, abrangendo setores representados pelos Estados de Óregon e Nova York. A temperatura média da superfície para todo o globo e todas as estações era aproximadamente 5°C mais fria do que a média atual (COVEY, 1984). Esses dados foram obtidos mediante correlações geomorfológicas, ciclos de inclinação do eixo da Terra e a geometria de sua translação ao redor do Sol (Teoria de Milankovitch), determinação da razão 18O/16O (isótopos de oxigênio) e datações radiométricas. De acordo com Broecker e Denton (1990), os estudos isotópicos de conchas de foraminíferos, em testemunhos coletados no fundo oceânico, possibilitaram a definição dos episódios glaciais e interglaciais. Uma elevação de 18O (isótopo de oxigênio 18) evidencia climas mais frios, uma diminuição representa a aportação de 16O (isótopo de oxigênio 16) proveniente do degelo continental. Afirmam, ainda, que é uma relação global, pois a variação entre amostras coletadas em diversificados pontos é notoriamente pequena.

Os processos geológicos, geofísicos, geomorfológicos e climáticos foram originados e influenciados diretamente por variados níveis do mar durante o Quaternário. Quando os terrenos formados em um nível do mar bem mais elevado – evidenciando submersão e posterior regressão marinha – certamente, serão identificados componentes/eventos sedimentológicos, morfogenéticos, paleontológicos, geoquímicos e atmosféricos relacionados com indicadores mais favoráveis ao intemperismo químico. Condições ambientais também são passíveis

de ser vinculadas a uma cobertura vegetal arbórea, em razão do predomínio de um regime pluviométrico regular, com disponibilidade de água nos rios e lençol freático.

ASPECTOS GEOAMBIENTAIS E VARIAÇÕES DO NÍVEL RELATIVO DO MAR

As evidências morfológicas que confirmaram as variações do nível do mar na planície costeira foram correlacionadas aos eventos geoambientais (mudanças climáticas, fluxos de sedimentos, neotectônica, correntes marinhas entre outros), que originaram as falésias e foram correlatos aos demais componentes do relevo litorâneo. Conquanto sejam modalidades completamente distintas, como os paleomangues e as gerações de dunas, a dinâmica geoambiental desses eventos de subida e descida do nível do mar encontram-se em praticamente nos demais componentes do litoral.

Os depósitos de paleomangue que há, por exemplo, na linha de praia atual e associados a uma cota altimétrica mais baixa do mar, são correlacionados aos eventos que originaram terraços marinhos, largas zonas intermareais e, com a competência dos ventos (condições semiáridas com ventos fortes e tempestades), a formação dos campos de dunas (MEIRELES *et al.*, 2014; CRISTIANSEN *et al.*, 1991). A ação dos ventos, transportando areias quartzosas e biodetritos existentes na plataforma continental exposta pelo evento regressivo, originou as dunas móveis que migraram para o interior do continente e de acordo com a direção preferencial dos ventos alísios. Posteriormente, os depósitos eólicos mais ricos em biodetritos carbonáticos transportados pelos ventos desde a plataforma continental recém-descoberta em uma fase regressiva, as mudanças no clima proporcionaram a dissolução dos biodetritos com as variações sazonais do aquífero costeiro. Possivelmente, em condições novamente mais áridas, ocorreu a precipitação do carbonado que inicia a cimentação dos grãos de quartzo (secundariamente, fragmentos de rocha, minerais pesados e fragmentos de conchas), originando os eolianitos. São formatos de relevo raros que ocorrem praticamente em todo o litoral cearense (MEIRELES, 2014).

A ocorrência de gretas de contração nos sedimentos de paleomangue (aflorendo atualmente no prisma praial) evidenciou um clima seco e a exposição

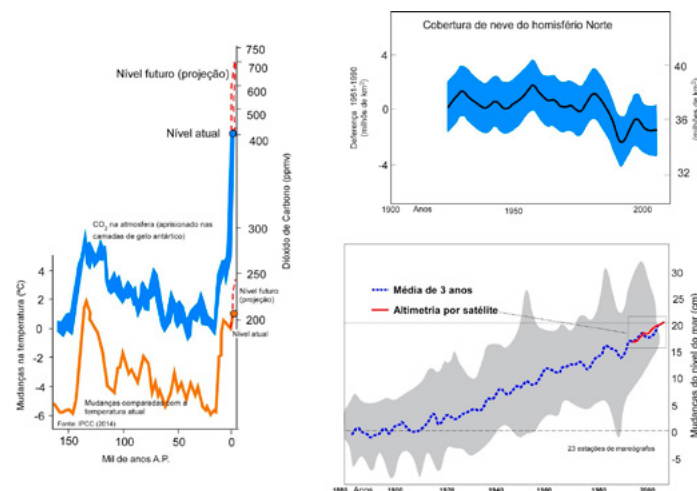


Figura 13 – elevação do nível do mar médio obtido em 23 estações de mareógrafos (IPCC, 2017). Em laranja, a ascensão do nível do mar, obtida por satélites

contínua deste material à desidratação. A desidratação dos sedimentos lamosos foi possível quando o depósito argiloso de mangue não participava das oscilações diárias das marés e não contava com a proteção da floresta de manguezal. Estas condições geoambientais representam uma dinâmica regressiva do nível do mar. Este evento provocou o distanciamento dos manguezais das oscilações das marés e consequente morte da vegetação. Formou-se, ainda, uma zona de berma mais extensa na faixa litorânea, por vezes recobrimdo estes depósitos de paleomangue, e as falésias se distanciaram da linha de costa (paleofalésias)

As diversas curvas de variações do nível do mar elaboradas para definir os eventos glaciais e interglaciais durante o Quaternário evidenciaram eventos globais de oscilações do nível do mar. Localmente, estes foram diferenciados por fatores tectônicos, isostáticos e climáticos regionais. A sistematização dos indicadores geomorfológicos de mudanças climáticas e oscilações do nível do mar, iniciada por Meireles (1991) no litoral cearense, estudando os terraços marinhos da planície costeira de Icapuí, fundamentaram modelos paleogeográficos e paleoclimáticos.

Por conseguinte, as bases geoambientais para explicar a evolução geomorfológica da planície costeira foram relacionadas com eventos transgressivos e regressivos. Os efeitos neotectônicos, tratados como de segunda ordem, foram brandos na estruturação da planície costeira holocênica, ou superficialmente estudados. Os terraços holocênicos associados ao litoral de Icapuí são recentes e, por volta de 2.000 anos A.P. (MEIRELES, *et al*, 2008), o que possibilita sua relação com as curvas de Martin *et al.* (1998) e Angulo e Lessa (1997) para o nível do mar dos últimos 10 mil anos. Em razão, porém, de associações com falésias contendo registros neotectônicos (ROSSETTI *et al.*, 2011), é provável a ocorrência de eventos eustáticos mais complexos e acoplados à tectônica de placas ou ajustes isostáticos nas bordas nordeste, leste e sul do Continente Sul-americano, uma vez que na borda oeste, há evidente origem de terraços marinhos e escarpas rochosas devido aos frequentes eventos tectônicos.

A emergência climática ora em curso promove, repetidamente, graves impactos sobre as características físicas, biológicas e biogeoquímicas da bacia oceânica e da planície costeira em distintas escalas e decursos temporais, modificando suas estruturas litológicas, as correntes marinhas e as funções



Figura 14 – Os movimentos de materiais (deslizamentos, desmoronamentos, desprendimentos de blocos e escorregamentos) e direção predominante das ondas que promovem a erosão do sopé da falésia e indução dos movimentos de massa

ecológicas (GITAY *et al.*, 2002, e IPCC, 2017). Atualmente, a subida do nível do mar está em plena e acelerada evolução (figura 3), bem assim como os efeitos erosivos delineados em extensos trechos do litoral global. As praias registraram erosão significativa e contínua e em curto espaço de tempo (IPCC, 2017; MORENGO, TOMASELLA e UVO, 1998; MEIRELES *et al.*, 2020) (Figuras 14, 15 e 16).

Estudos de abrangência global demonstraram que a extensão total da Terra erodida do litoral é de cerca de 28 mil km², duas vezes a superfície do Planeta ganha pela deposição de areia na borda dos continentes (MENTASCHI *et al.* 2018). Assinalaram, ainda, as análises que a tendência global observada na erosão costeira é capaz de ser reforçada pelo aumento do nível do mar e eventos extremos mais frequentes sob um clima em mudança. Ressalta-se que os níveis extremos do mar são acionados pela combinação de tempestades, marés e ondas. Essa conjunção, em locais vulneráveis, é constitutiva de perigos graves, causadores de danos extensos (TEBALDI *et al.*, 2021). As falésias vivas e as plataformas de abrasão marinha amenizam a energia das ondas ao atacarem a planície costeira, atuando como anteparos naturais e, assim, minimizando os efeitos erosivos quando comparados a trechos de onde estão ausentes (MEA, 2005).

É evidente que as interferências humanas (incluídas as que estão acelerando a subida do nível do mar com as emissões crescentes de CO₂) incrementaram a erosão na linha de costa. Os deslizamentos e quedas de blocos das escarpas das falésias atingidas na base pelas ondas tornaram-se, possivelmente, mais frequentes. Os movimentos gravitacionais são suscetíveis de acontecer em distintos níveis topográficos desde o topo, a meia escarpa e nas proximidades da linha de preamar (RODRIGUES DA SILVA *et al.*, 2020).

O nível do mar projetado para o ano de 2045 na costa leste dos Estados Unidos é capaz de alcançar 31,5 cm (variando de 26,3 cm a 36,7 cm) (DAHL, FITZPATRICK, SPANGER-SIEGFRIED, 2017). Na costa atlântica da América do Sul, os valores de incremento do nível do mar variaram de 2 a 7 mm no período de 1950 a 2008 (MAGRIN *et al.*, 2014). Foram também constatados eventos frequentes de branqueamento dos recifes de corais mesoamericanos associados ao aquecimento e acidificação do oceano Atlântico (IPCC, 2019).

As falésias, decerto, já estão reagindo à subida do nível do mar. As diferenças litológicas, sedimentares e de altitude, as falhas e fraturas nas escarpas, o escoamento superficial, as nascentes e as diversas modalidades de uso, em conjunto, representam os elevados indicadores de risco e vulnerabilidade. Os desmoronamentos das escarpas e o desprendimento de grandes blocos de rocha tendem a ser incrementados e devem ser observados como robustos indicadores das consequências do extremo climático.

Como consequência das mudanças climáticas induzidas pelo aquecimento global, possivelmente, serão aumentados os deslizamentos e quedas de blocos das escarpas das falésias. Essas ocorrências, de *per se*, já requerem ações administrativas para a gestão costeira ante a subida do nível do mar.

Consoante sobrou demonstrado, a planície costeira está repleta de indicadores geoambientais das oscilações do nível do mar e das mudanças climáticas. Acresce expressar, também, o fato de que as falésias estão incluídas no âmbito das evidências desses eventos glaciais e interglaciais que ocorreram nos últimos 130 mil anos. Para a integração regional e local dos dados advindos

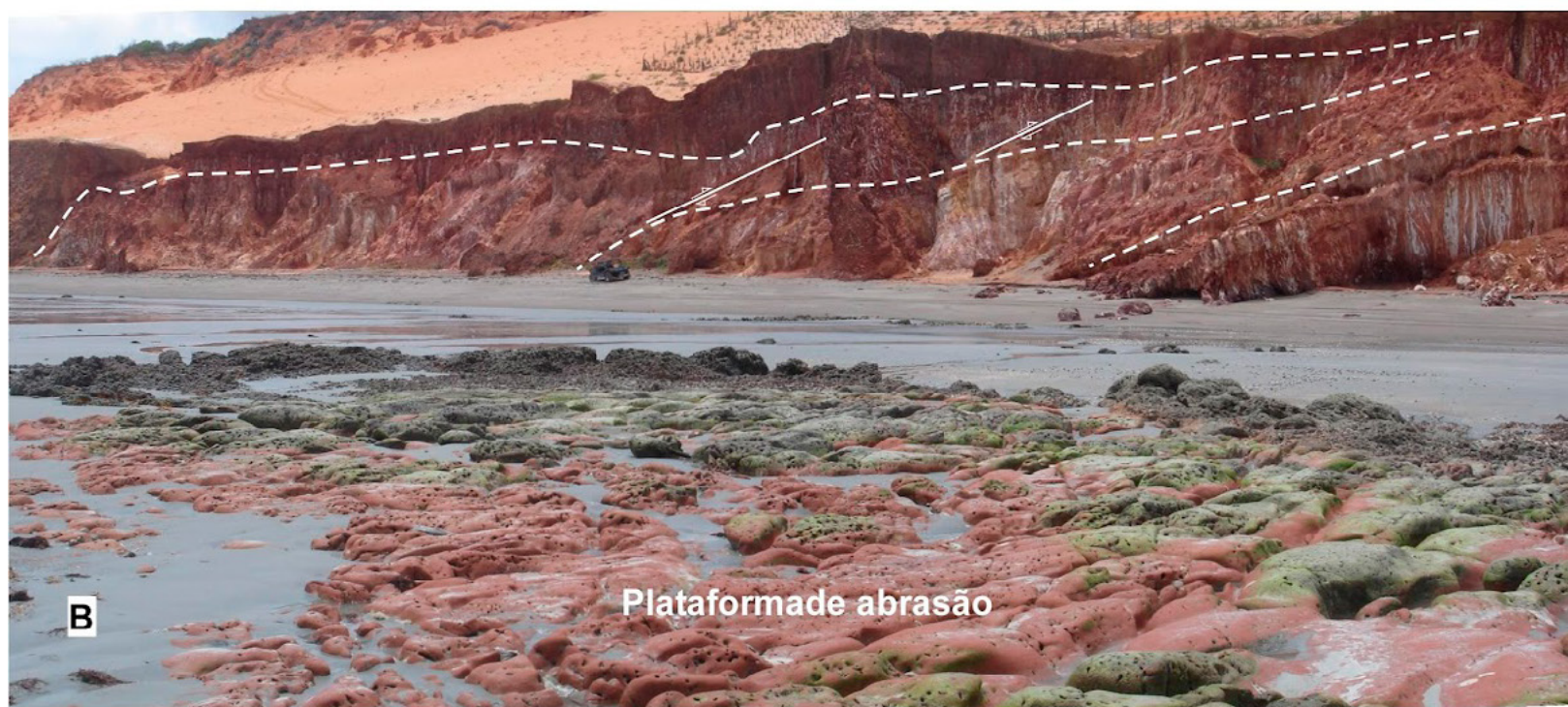


Figura 15 – Falésias vivas da planície costeira de Icapuí/CE. Evidências de praias arenosas recobrendo plataformas de abrasão (A e B) e afloramentos rochosos, originando tómbolos (C) possivelmente associados a paleoníveis do mar durante o Holoceno

da geomorfologia, topografia e erosão marinha, foi necessário demonstrar que estão relacionadas com os demais componentes do relevo litorâneo e sob controle do clima e da dinâmica geofísica das crostas continentais e oceânicas.

As falésias estão relacionadas a distintos níveis do mar. A realização de estudos detalhados, com a datação de conchas e restos de vegetais, posicionamento topográfico dos testemunhos e elaboração de uma curva precisa das oscilações do nível relativo do mar vai aprimorar a gestão costeira, uma vez que atualmente tendem a estar associadas com o incremento acelerado da subida do nível do mar em razão de causas antropogênicas.

A ocorrência dos pontais no litoral nordestino favoreceu uma dinâmica peculiar na construção da planície costeira. Estes pontões rochosos com escarpas verticais redimensionaram os materiais em deriva litorânea e eólica, quando foram submetidos aos eventos oscilatórios do mar. Os paredões rochosos, fraturados e coloridos das falésias delimitam setores mais resistentes aos ataques das ondas, estando, também, associados com reentrâncias e pequenas baías nos trechos delimitados por paleofalésias.

A dinâmica atual da linha de costa é regida por um generalizado processo erosivo. Em vários trechos do litoral brasileiro foram evidenciados avanços do mar continente adentro, e o litoral nordestino está com extensos trechos contínuos de erosão acelerada. As falésias, mais resistentes à erosão, protegem a borda do litoral, minimizando o desgaste provocado pelas ondas e protegendo o continente da erosão acelerada que assola setores urbanos, provoca a salinização dos aquíferos livres e estimula graves problemas sociais e econômicos.

As falésias são verdadeiros monumentos elaborados pela conjunção dos agentes deposicionais, morfológicos e climáticos. Os paredões rochosos submetidos à ação das ondas (falésias vivas) e os mais afastados (paleofalésias) resguardam informações precisas sobre a evolução do clima e dos eventos geofísicos que ocorreram nas crostas continental e oceânica. Agora, como resultado da emergência climática, possivelmente, estão mais vivas do que nunca.

As ações da gestão costeira deverão ser realizadas levando em conta a centralidade climática. Realizar diagnósticos ambientais e modelos evolutivos conformará uma ação fundamental para prevenir acidentes capazes de se configurar como dramáticos se envolverem riscos à vida das pessoas.

FALÉSIAS E PROCESSOS EROSIVOS

O potencial erosivo do solo e a intensidade como se manifesta deriva de variáveis como a intensidade e duração das chuvas, as características topográficas do terreno (em especial a declividade), as condições geológico-geomorfológicas, o tipo de solo, o recobrimento vegetacional, o uso e cobertura do solo. Os atributos de maior influência na erosão do solo estão relacionados à resistência exercida pelo tipo de substrato (solo e/ou rocha) à ação erosiva promovida pela água e/ou vento, à capacidade do substrato em resistir à capacidade de infiltração da água no substrato, ao arranque e arrasto de partículas, além da quantidade e do tipo do recobrimento vegetal (AHMED, 2009).

Os processos erosivos que caracterizam uma falésia podem ser entendidos a partir de 2 (duas) variáveis: tipo de processo e taxa de recorrência. Processos abruptos associados a queda de blocos tendem a originar feições mais íngremes, principalmente nos casos em que a taxa de recorrência é elevada. No caso dos colapsos de blocos, aplica-se o conceito de queda gravitacional, que consiste em um típico movimento de massa em que um ou mais blocos desconexos do maciço rochoso, se precipitam ao longo de um declive por queda livre, saltação ou rolamento (YILMAZ *et al.*, 2008). Brunsden e Prior (1984) definem a queda de blocos rochosos como todo movimento de material por meio de queda livre abrupta, em encostas muito íngremes e precipícios, em que o material é desprendido sob a forma de blocos. Trata-se de um dos movimentos de massa mais rápidos, onde a velocidade pode variar de poucos metros por segundo até cerca de 30 m/s (VARNES, 1984; PEILA e RONCO, 2009).

Conforme Frattini *et al.* (2008), essa alta velocidade é a característica principal que diferencia a queda de blocos dos outros movimentos de massa. As causas de quedas de blocos são diversas, e não estão necessariamente relacionadas a períodos de chuva. Assim, torna-se difícil a previsão da deflagração do processo, no qual a movimentação do bloco depende basicamente de sua geometria e da configuração da encosta (PROJETO GIDES, 2018).

Já nos casos de Falésias modeladas pela ação do escoamento superficial, as feições erosionais e seus depósitos associados, criam um perfil topográfico mais rampeado tornando a falésia menos íngreme. Nesses casos, a previsibilidade da ocorrência de movimentos de massa é mais factível, uma vez que o meio deflagrador está diretamente associado às precipitações que, mesmo no litoral, costumam acontecer em período predefinido.

No Nordeste brasileiro, diferentes morfologias foram descritas com base em descrições de campo e na modelagem tridimensional do relevo em alta resolução obtida com Drone.

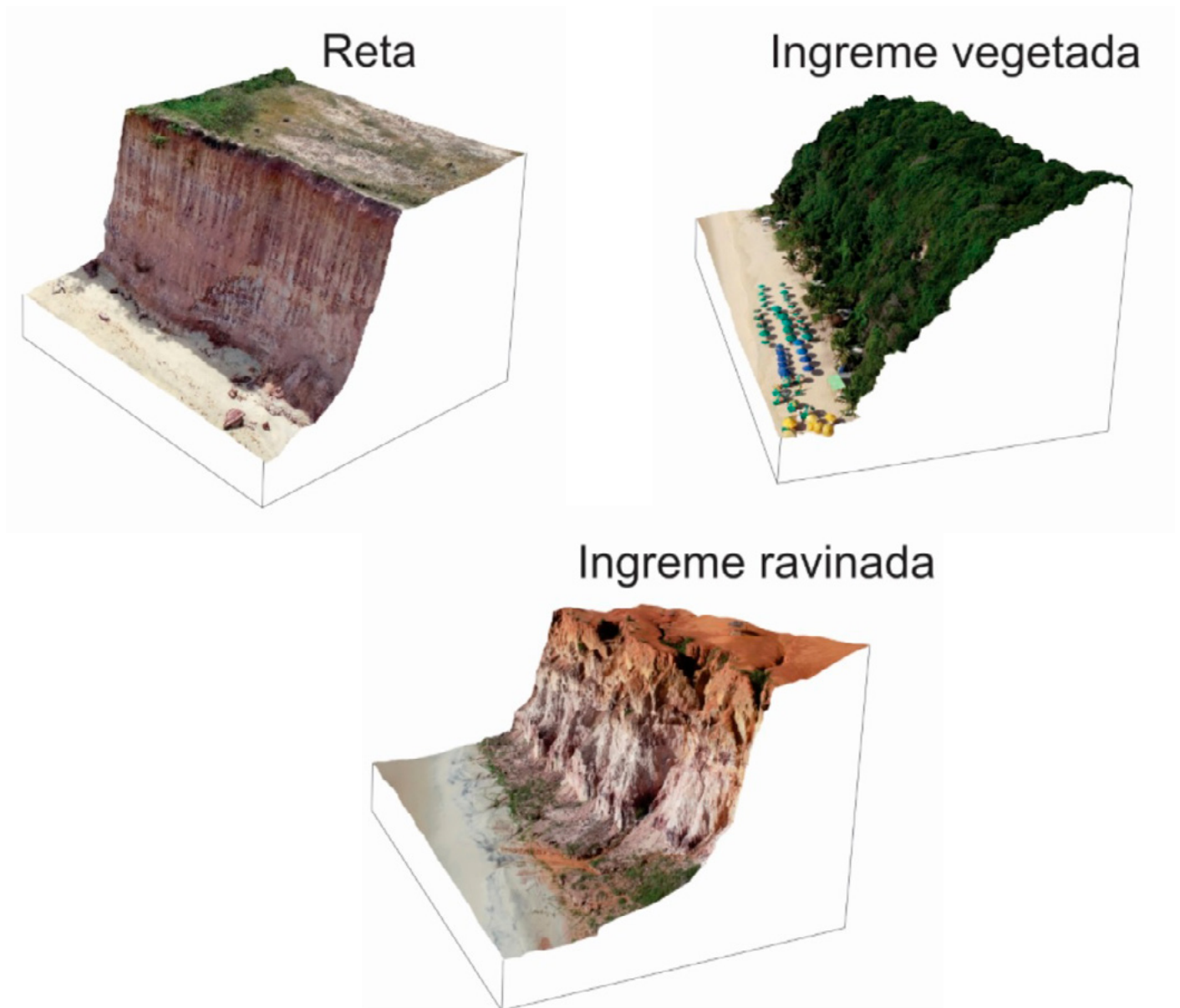


Figura 16 – Blocos diagrama das tipologias de escarpas



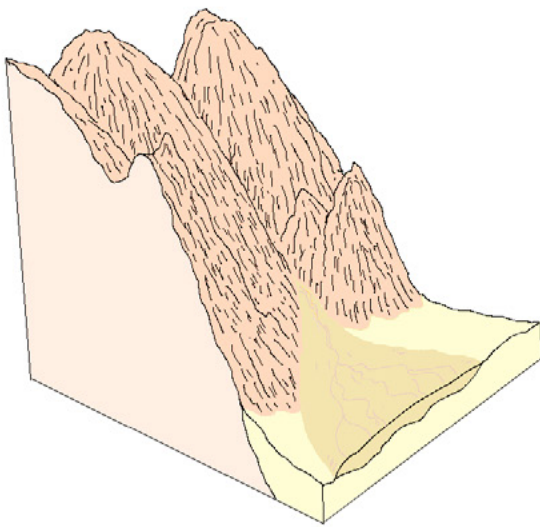
Figura 17 – Falésia do tipo escalonada - Praia do Chapadão – RN



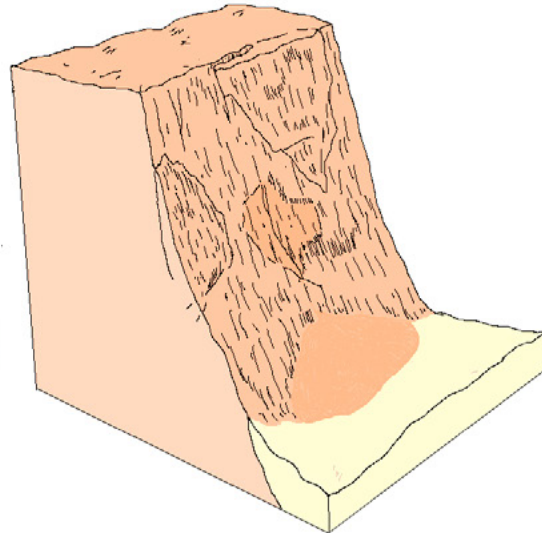
Figura 18 – Falésia dissecada por processos pluviais (Morro Branco – CE)

Falésias - Tipologia de processos erosivos

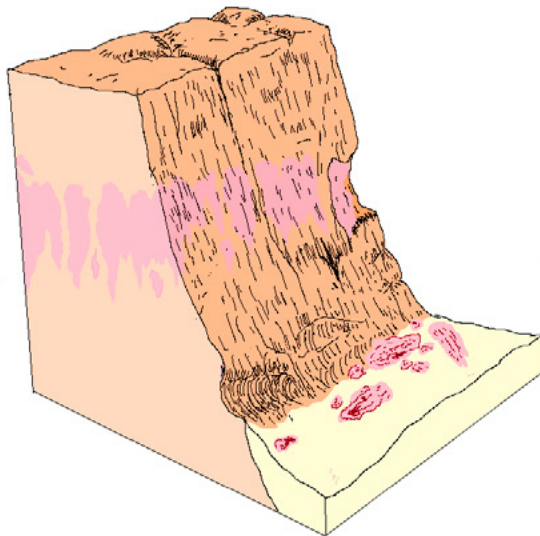
Caracterização de processos erosivos com base em características da rocha e da escarpa



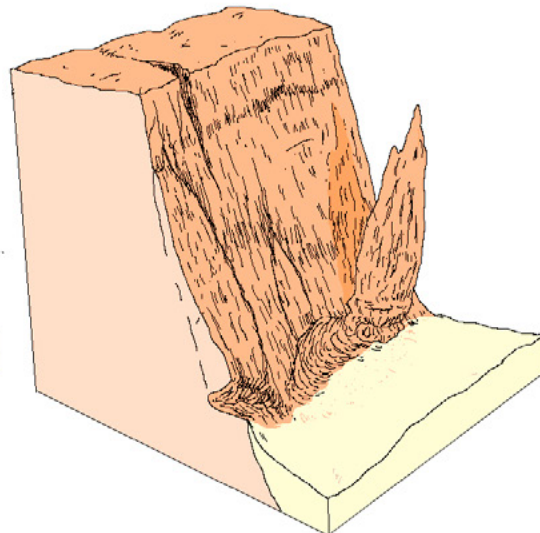
Fluxo de detritos resultante da erosão de fáceis friáveis em regime de escoamento ativo.



Rampa de Tálus formada pelo deslocamento e colapso de sedimentos friáveis.



Nas fáceis mais coesas, ocorre a erosão e colapso de blocos de laterita



Reentrâncias erosionais formam grandes colunas de deslocamento que colapssam lateralmente por tombamento.

Figura 19 – Tipologia de processos erosivos

Contexto Geomorfológico

Tomando por base a leitura das escarpas expostas ao longo de toda área de análise, é possível visualizar diferentes níveis de laterização, por vezes acompanhados de blocos colapsados que repousam na base das falésias (Figura 09). Lateritos se formam pela agregação de camadas de óxidos de ferro principalmente resultantes do baixo PH e da variação do lençol freático (PENTEADO, 1980). O processo tem origem nos elevados níveis de precipitação e percolação da água no Barreiras, permitindo a mobilização de íons de forma vertical e horizontal no perfil, resultando na remoção de álcalis devido à grande velocidade de lixiviação, levando a aumento dos conteúdos de Fe e/ou Al e diminuição dos de Si (SIQUEIRA *et al.*, 2014). Estes lateritos, dispostos em crosta são sub-horizontais, com espessuras variáveis, a parte exposta chegando até 3 (três) metros, podendo ser encontrados em diferentes níveis. O padrão apresenta um contato brusco ondulado com o horizonte basal arenítico, podendo ocorrer de forma não contínua com estruturas colunares prismáticas, comumente de escala métrica e posicionadas em níveis horizontais.

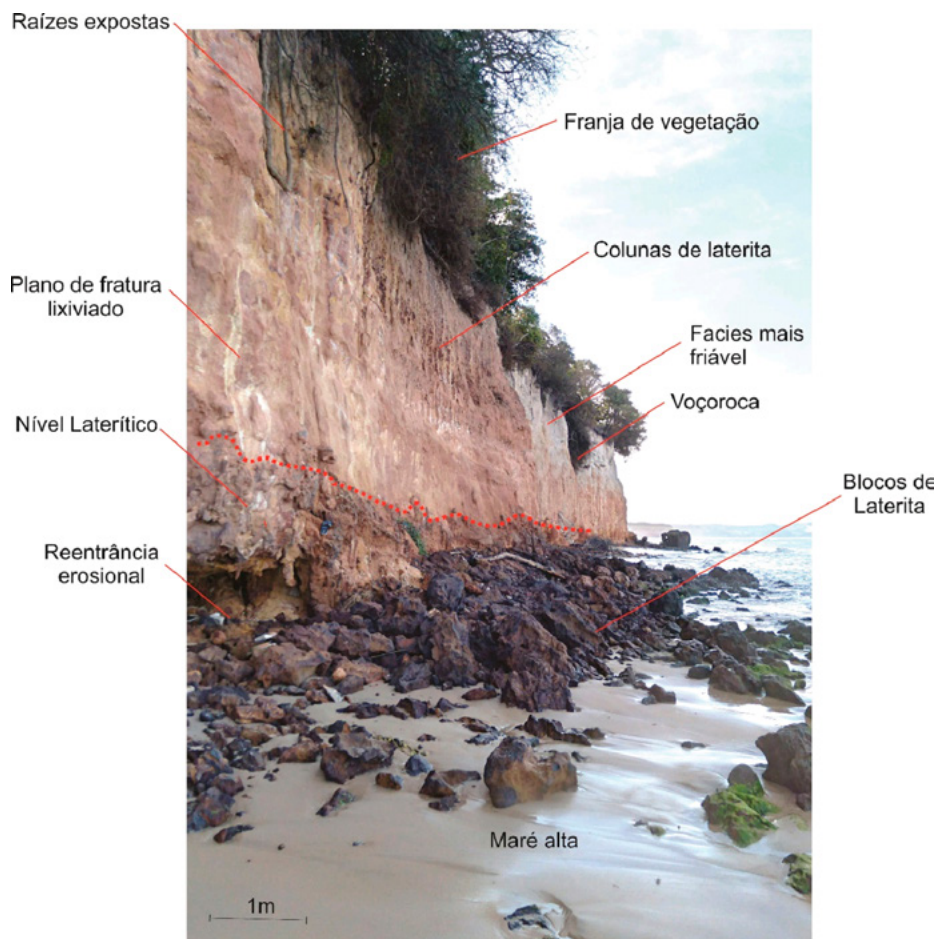


Figura 20 – Falésia com blocos de laterita na base. Praia do Centro – Pipa – RN

Como é possível observar na figura 20, a face da escarpa exibe variações de tons de cores laranja, vermelho, amarelo e branco. Isso reflete provavelmente os materiais que a compõem e os diferentes níveis de cimentação de Fe_2O_3 . As manchas esbranquiçadas verticais representam zonas de lixiviação ao longo

de fraturas. As fraturas, aumentando a permeabilidade da rocha, através da criação de porosidade secundária, conseqüentemente, aumenta a velocidade de percolação da água da chuva. Como na parte superior há vegetação, a decomposição da serrapilheira (material orgânico formado por folhas mortas depositadas na superfície) aumenta a acidez da água, elevando o potencial de solubilidade de argilominerais ao longo do perfil.

Praia do Centro - Pipa

Na Praia do Centro, em Pipa, os tabuleiros na área urbana são densamente ocupados e antropizados (Figura 21) sendo que as construções se aproximam até o limite escarpado da falésia. À medida que se desloca do limite sul em direção a norte, as escarpas vão ficando mais altas, saindo de aproximadamente 10 metros na área urbana indo até 20 metros, no limite com a Baía dos Golfinhos.

Nesse trecho, observam-se falésias íngremes, face de praia plana e estreita e muitas fraturas na Formação Barreiras.

No trágico colapso de blocos que vitimou uma família em Pipa, em novembro de 2020, três características culminaram em sua ocorrência. O primeiro é a formação de um banco de areia que atrai frequentadores para a proximidade da escarpa. O segundo é a ausência de blocos de laterita que poderiam dispersar a energia das ondas e amenizar a erosão. Em virtude disso, reentrâncias erosionais se formam na base da escarpa e foram usadas para se abrigar do sol. O terceiro, é o fato de os blocos estarem fraturados (Figura 20 e Figura 21) e, portanto, soltos em relação a camada rochosa. Uma vez os blocos individualizados pelo fraturamento e lixiviação, o colapso é acelerado pela reentrância erosional na base da falésia que tira o sustentáculo dos blocos sobrepostos.

Na figura 20, a linha pontilhada amarela representa o limite entre camadas, o pontilhado vermelho, fraturas, os traços pretos, superfície de desprendimento de blocos. O círculo A, representa um melhor detalhamento, para melhor visualização e A1, um esquema interpretativo.

Foram observados diversos pontos onde se formam essas reentrâncias, que são resultantes dos períodos de máximas marés onde a base da escarpa é atingida vigorosamente pela incidência direta das ondas. Contudo, o que predomina nas falésias de Pipa, são blocos de lateritas colapsadas que dispersam a energia das ondas e diminuem seus efeitos erosivos na base da escarpa. Os locais onde não é observada ampla distribuição desses blocos, correspondem aos pontos de maior risco imediato, pois, sem a proteção na base da escarpa e com reentrâncias erosionais, o colapso das camadas sobrepostas é iminente. Importante ressaltar que, por se tratar de escarpas em plena atividade, a aproximação será sempre um fator de risco, devendo ser evitada sempre. Uma distância mínima de 20 metros deve ser mantida para a segurança dos turistas.





Essa distância se justifica pelo efeito rebote que ocorre quando um bloco em queda bate em outro, podendo ser lançado a metros de distância. No fatídico caso ocorrido em Pipa, blocos puderam ser observados a uma distância de até 15 metros da base da escarpa.

Nesse trecho, entre a Praia do Centro e Baía dos Golfinhos, o trânsito de turistas é intenso e os fatores de risco se agravam na maré cheia, quando os turistas passam a transitar mais próximo da escarpa. As conclusões obtidas por esse relatório recomendam que o trânsito de pessoas seja evitado nos períodos de maré cheia. Reitera-se que em setores onde não há blocos de laterita na base da escarpa, são ainda mais perigosos por serem acessíveis para o turista aproximar-se da base da escarpa. Na Praia do Centro de Pipa e na Baía dos Golfinhos foram observados vários setores com a ausência desses blocos. Blocos de laterita cumprem a função dupla de dispersar a energia da onda na base da falésia e dificultar o acesso e trânsito de turistas à base da escarpa.

Na figura 20, observa-se o nível laterítico com uma reentrância erosiva na base, resultado da ação abrasiva das ondas. No topo da falésia, nota-se uma franja de vegetação sobre um delgado manto de alteração, e este sobre camada com colunas lateríticas sobre fácies mais friáveis, onde ocorrem voçorocas. Foram descritos também blocos de laterita na base da falésia, expostos mesmo em condições de maré alta. Na maré cheia, as ondas atingem a base da escarpa, em uma camada bem consolidada do ponto de vista diagenético, ou mesmo há a presença de um horizonte laterítico, porém, com solubilidades do material, nota-se a formação de uma reentrância erosiva. A cimentação da rocha, nesse caso, fornece aparentemente a estabilidade necessária para a coesão do teto da cavidade. Contudo, em casos em que haja concentração de fraturas verticais, esta estabilidade pode ser comprometida, favorecendo o desprendimento e colapso dos blocos. Um esquema de síntese descreve este fenômeno, conforme observado na Figura 20, que mostra a escarpa da falésia em Pipa com foco no local da movimentação de massa recente, que vitimou pessoas que estavam na base da falésia.

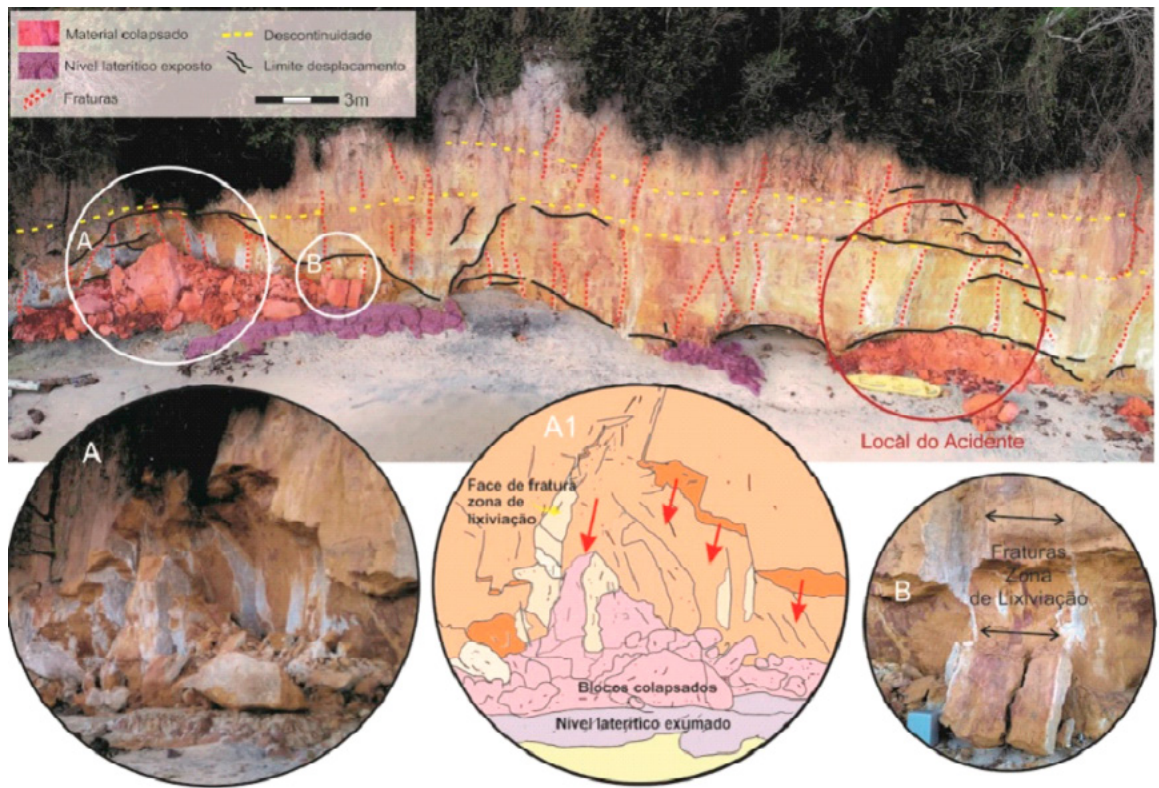


Figura 22 – Foto e interpretação acerca de sets de fraturas em Falésia de Pipa-RN



Figura 23 – Foto do colapso de blocos que vitimou a família em Pipa-RN (Fonte: globo.com)

A conjugação de *sets* de fraturas cria zonas de alta permeabilidade criando corredores verticais de fluxo de infiltração. A maior circulação de fluidos ao longo dessas fraturas, favorece a diminuição da coesão da rocha, auxiliando o intemperismo nos planos de fraturas. Isso também favorece o desenvolvimento de raízes que, por sua vez, contribuem para o desprendimento e colapso de blocos. Isso porque a permeabilidade do solo arenoso e a existência de fraturamentos na rocha contribuem para o aumento do peso na borda da escarpa, o que eleva o fator de ruptura do material. Ao mesmo tempo, a percolação da água nas fraturas dissolve os cimentos que ligam os grãos da rocha e aumenta a lubrificação das discontinuidades internas, promovendo a decomposição química das rochas. No detalhe da Figura 24, nota-se a atividade biológica no plano de fratura exposta.

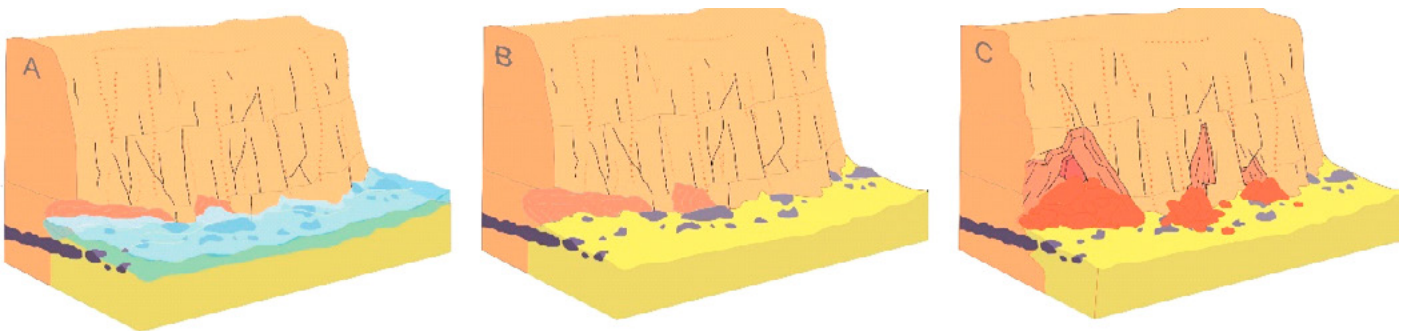


Figura 24 – Sets de fraturas verticais e superfícies horizontais de discontinuidades gerando linhas de ruptura e colapso de blocos

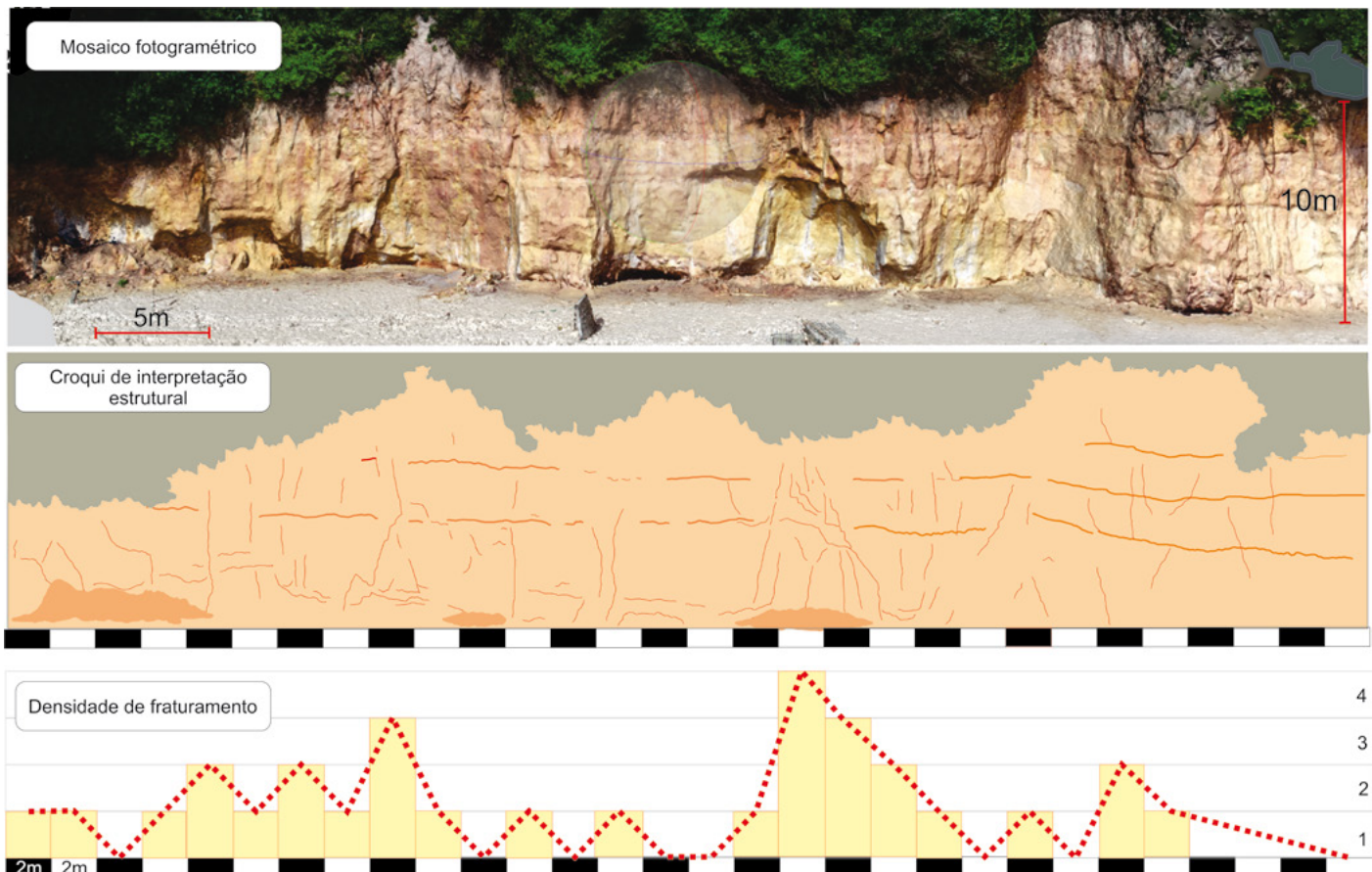


Figura 25 – Densidade de fraturas na falésia onde ocorreu o colapso que vitimou uma família em novembro de 2020

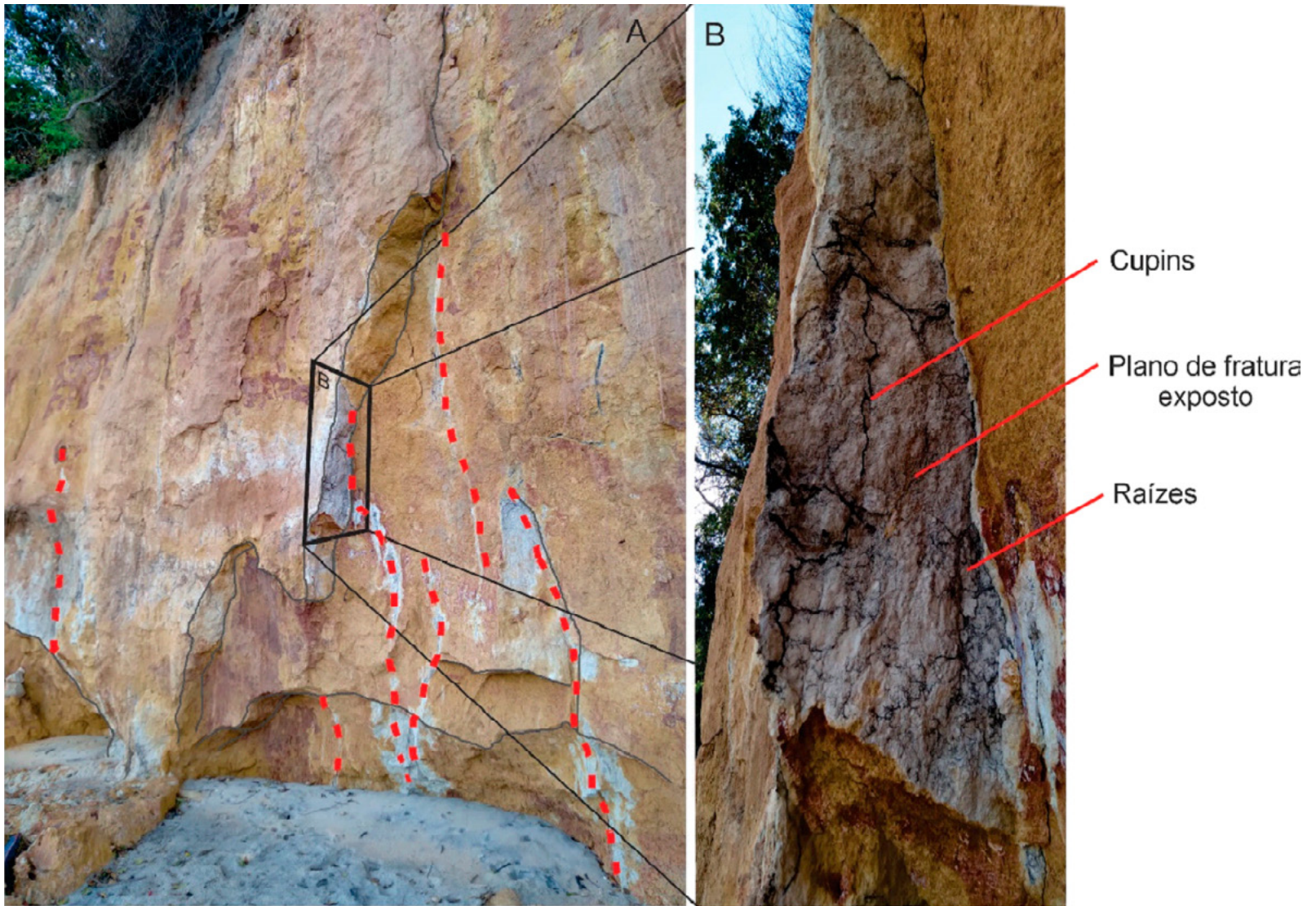


Figura 26 – Fraturas verticais expostas em planos de lixiviação

Baía dos Golfinhos

A Baía dos Golfinhos compreende uma enseada de 1200m com concavidade recuando 320 metros em sua parte central. As falésias são expostas e vegetação de topo mais preservadas quando comparadas às outras praias da área de estudo. No setor norte, o tabuleiro é coberto por dunas fixas e semifixas, criando uma extensão vertical de menor declividade da escarpa. O contexto geomorfológico é bem semelhante ao da Praia do Centro, em Pipa, onde se observam falésias íngremes modeladas em rochas sedimentares da Formação Barreiras, composta por arenitos laterizados. Nesse setor, não se observa a presença de feições de dissecação pluvial ou mesmo canais fluviais erodindo o depósito. Tal fato se deve a permeabilidade da Formação Barreiras no setor associada ao baixo gradiente topográfico e a preservação da vegetação.



Figura 27 – Baía dos Golfinhos – Pipa - RN

Nesse trecho, além da Formação Barreiras, a falésia se desenvolve também em trechos de sedimentos de cor branca, aparentemente lixiviados. A ausente laterização, comum na Formação Barreiras, não é observada o que faz desses depósitos, possíveis representantes dos sedimentos pós-barreiras (Figura 27). Para a geomorfologia, não chega a haver um padrão de dissecação diferenciado sendo que ambas as unidades sustentam escarpas íngremes, estando sujeitas aos mesmos tipos de riscos que as demais áreas em análise. Marcas de colapso de blocos e rampas de colúvio, pontualmente localizadas, são possíveis de ser observadas e atestam os efeitos ativos da erodibilidade da falésia.



Figura 28 – Foto de Falésia na Formação Barreiras capeada por sedimentos eólicos na Baía dos Golfinhos – RN



Figura 29 – Foto de Falésia modelada em sedimentos pós-barreiras. Baía dos Golfinhos – RN

Uma densa distribuição de blocos de laterita concentrados à frente dos promontórios, os resguardam dos impactos da energia das ondas. No promontório situado entre as praias de Baía dos Golfinhos e Madeiro, há a ocorrência de blocos sobre blocos em toda a base da escarpa chegando a formar uma rampa na base do promontório. Essa proteção evita que as ondas removam os materiais erodidos da falésia que permanecem em sua base, conferindo-lhe um perfil de escarpa mais côncavo.



Figura 30 – Foto do promontório que divide a Baía dos Golfinhos e a praia do Madeiro. Densa ocorrência de blocos de laterita que protegem a base do promontório litorâneo

Praia do Madeiro

Com escarpas escalonadas e vegetadas, a Praia do Madeiro difere das demais praias do entorno, por possuir escarpa menos íngreme, recoberta por manto de intemperismo e vegetação de porte arbóreo. A enseada, onde se desenvolve, é formada junto com a Praia de Cacimbinhas, sendo dividida por um pequeno promontório (Figura 29). Ao todo, possui 4.000 metros de extensão por 700 metros de recuo de concavidade na sua parte central. Mais recuada e com a presença de um berma, constitui a praia com a maior estabilidade quanto a processos erosivos de escarpa. A presença da vegetação em si, diminui a velocidade de fluxo do escoamento superficial e retém parte da água no solo, onde a umidade associada a matéria orgânica e as argilas vão contribuir para a coesão e estabilidade do conjunto.



Figura 31 – Praia do Madeiro - RN

A presença da vegetação de porte arbustivo e arbóreo constitui um indicador da estabilidade da falésia. Esta estabilidade é assegurada pela presença de um berma que evita que a base da falésia sofra abrasão marinha direta. Essa área constitui a de falésias mais estáveis dentro da área de análise desse relatório.

Por ser uma escarpa com solo e vegetação, não se observa colapso de blocos, voçorocamentos tampouco movimentos do tipo deslizamento planares ou rotacionais. Embora os deslizamentos rotacionais sejam os tipos de deslizamentos mais frequentes em escarpas íngremes com solo (PROJETO GIDES, 2018), durante ou logo após intensos episódios de chuva, não se observa esse tipo de processo nas falésias analisadas. Contudo, nos promontórios que dividem as enseadas, rampas de colúvios e blocos de laterita colapsada repousam na base da escarpa. Esses materiais conferem um perfil mais côncavo à morfologia da escarpa que, nesse caso, difere do perfil mais retilíneo íngreme das falésias nas enseadas.



Figura 32 – Promontório que divide a praia do Madeiro e Cacimbinhas



Figura 33 – Promontório que divide a praia do Madeiro e Cacimbinhas (Visão Frontal)

Praia de Cacimbinhas

No setor da Praia de Cacimbinhas ocorre a transição das falésias vegetadas, no segmento que conecta com a Praia do Madeiro ao sul, com parte de falésias expostas, modeladas pela erosão pluvial.



Figura 34 – Praia de Cacimbinhas – (Visão de sul para norte)

O trecho que compreende a Praia de Cacimbinhas é o que possui a maior diversidade de feições geomorfológicas associadas a um contexto geológico igualmente diversificado. No trecho norte, falésias íngremes se desenvolvem - ravinadas. Uma rede de ravinamentos situa-se exatamente em uma camada ou fácies mais friável, de textura arenosa, mais homogênea e coloração laranja. Essas ravinas, quando atingem a escarpa, passam a desenvolver traçado vertical, tornando a escarpa do tipo íngreme ravinada. Atualmente, o sistema de drenagem pluvial proveniente da estrada (RN-003), alimenta as ravinas que se conectam e formam voçorocas no limite da escarpa. Todo o pacote sedimentar que sustenta a escarpa é menos laterizado do que as falésias de Pipa e Barra de Tabatinga, por esse motivo menos resistente à erosão e ao escoamento superficial. A escarpa é modelada em pacotes sedimentares maciços, de cores claras, graduando do branco ao creme e ao laranja. Na base, rampas de colúvios diminuem a declividade da escarpa dando-lhe um aspecto rampeado.



Figura 35 – Falésia ravinada na Praia de Cacimbinhas (Visão de sul para norte)



Figura 36 – Falésia ravinada apenas na superfície (Primeiro plano da fotografia) - Praia de Cacimbinhas (Visão de norte para sul)

No trecho sul, as falésias são mais baixas e modeladas em pacotes sedimentares aparentemente lixiviados, o que lhe confere cores em tons de cinza claro. Na base, a sucessão de cones de dejeção de sedimentos formam rampas com declive em direção à praia, atualmente escarpadas por níveis de terraços marinhos. Esses depósitos, com até 5 metros de espessura no contato com a falésia, resguardam a base da escarpa, fazendo desse setor, um compartimento de falésias inativas do ponto de vista da abrasão marinha, pois a definição clássica de falésia, segundo o IBGE (1992) diz que é a “escarpa originada pela erosão marinha e ainda sob a influência destes agentes, implicando necessariamente na existência de porções continentais soerguidas e/ou rebaixamentos eustáticos para sua formação”, também define falésia morta como “rebordo costeiro, íngreme ou suavizado, resultante da erosão marinha que não mais está atuando no local, devido à formação de uma planície marinha ou fluviomarinha.

Por esse motivo, esse setor apresenta feições erosivas mais associadas à erosão pluvial e ao escoamento superficial como voçorocas semicirculares na borda da escarpa. Esse tipo de feição adentra poucos metros a superfície do tabuleiro, sendo caracterizada por uma morfologia em U.



Figura 37 – Falésia em pacotes sedimentares lixiviados com depósitos sedimentares na base conferindo-lhe aspecto rampeado. Praia de Cacimbinhas. Segmento central. (Visão de norte para sul)



Figura 38 – Voçoroca circular em falésia na Praia de Cacimbinhas

FALÉSIAS E PROCESSOS EROSIVOS: BARRA DE TABATINGA

Em Barra de Tabatinga, o recuo de concavidade e extensão da enseada são da ordem de 350 metros e 1.500 metros, respectivamente. Com direção da linha de costa WNW, essa parcela do litoral, apresenta praias mais estreitas e falésias íngremes com até 28 metros de altura. Nesse caso, as falésias são desprovidas de cobertura vegetal, ocorrendo apenas extratos herbáceos nas camadas de origem eólica e porte arbustivo como franjas na borda do tabuleiro. As escarpas são íngremes, sem ocorrência de contínuos depósitos em sua base, exceto blocos de laterita. A laterização exibe mosqueado graduando de vermelho a marrom e se observa como níveis verticais não sendo possível observar camadas horizontalizadas bem marcadas.

As planícies litorâneas são pouco desenvolvidas ou inexistentes, o que denota mais tendência à erosão que à sedimentação, conforme evidenciado pela presença constante de falésias de rochas mais antigas, não somente da Formação Barreiras, mas também de depósitos de paleopraias quaternárias, na forma de terraços de construção marinha, e de paleodunas. O retrabalhamento de sedimentos praias por processos eólicos é marcante, a amplitude de marés é

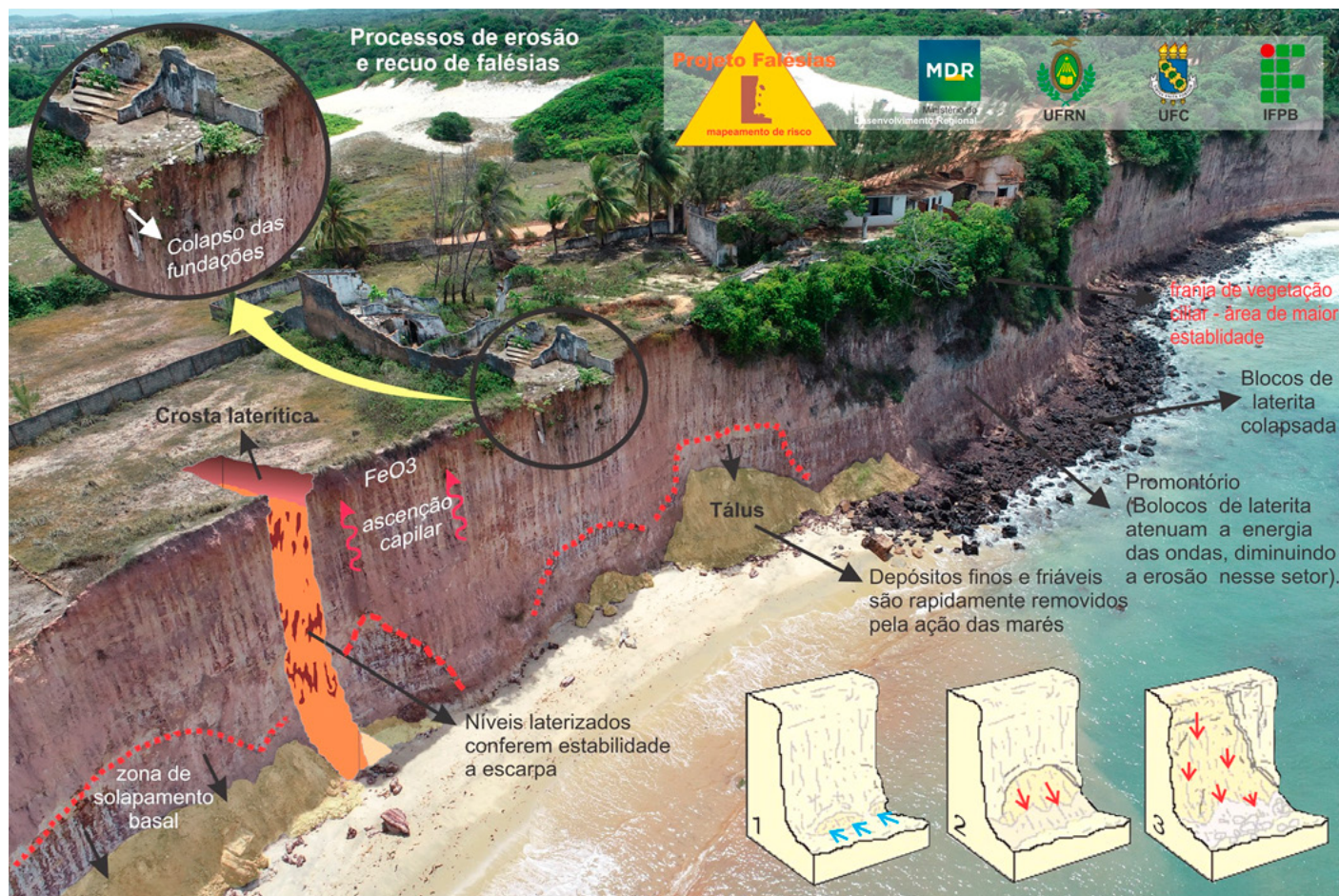


Figura 39 – Esquema síntese de formas e processos em falésia de Barra de Tabatinga - RN

de mesomaré (2 a 4 m) e, segundo Bezerra *et al.* (1998) e Bezerra e Vita-Finzi (2000), a tectônica quaternária tem sido ativa na região.

Ao norte do promontório do mirante, em um trecho de 430 m, uma camada sedimentar mais friável, recobre a Formação Barreiras de maneira concordante, com uma espessura de até 10 metros. Sobre essas camadas, os primeiros estudos relacionados aos depósitos eólicos litorâneos já aventavam a hipótese de existência de diferentes gerações de dunas eólicas no estado (NOGUEIRA *et al.*, 1975) e esboçavam sucessões de idades relativas e inferências paleoclimáticas (PERRIN e COSTA, 1982) baseadas em contrastes de coloração das areias, de posição relativa à linha de costa atual e de feições morfológicas (BARRETO *et al.*, 2004).

Nessa camada arenosa, friável a declividade da escarpa, diminui entre 40% e 50% mostrando que a ausência de diagênese e laterização dificultam a manutenção da declividade que varia entre 80° quando a escarpa se desenvolve em litótipos da Formação Barreiras e 35°, quando ocorre em sedimentos friáveis.



Figura 40 – Elementos e processos erosivos em Falésia de Barra de Tabatinga - RN

Como se observa na figura 41, a camada arenosa friável não sustenta uma escarpa íngreme e origina uma rampa em direção ao topo do tabuleiro. Esses depósitos inconsolidados são mais espessos do lado esquerdo do promontório onde se localiza o mirante de Barra de Tabatinga. Na base da escarpa, rampas de colúvio e reentrâncias erosionais demonstram sua atividade erosiva. Nesse caso, um duplo fator erosivo uma vez que há erosão pluvial no topo do tabuleiro, que origina as voçorocas e na base da falésia, pela abrasão marinha, que origina as reentrâncias erosionais (Figura 42).

Por esse motivo, muitas voçorocas se desenvolvem nesse setor, canalizando as águas pluviais e aumentando o potencial erosivo na escarpa.

Voçorocas são feições erosivas, geralmente associadas a solos ou a sedimentos incoesos onde a saturação dos mesmos, pelo escoamento superficial, leva a remoção de materiais formando assim, feições erosivas ativas, que passam a canalizar as águas pluviais.

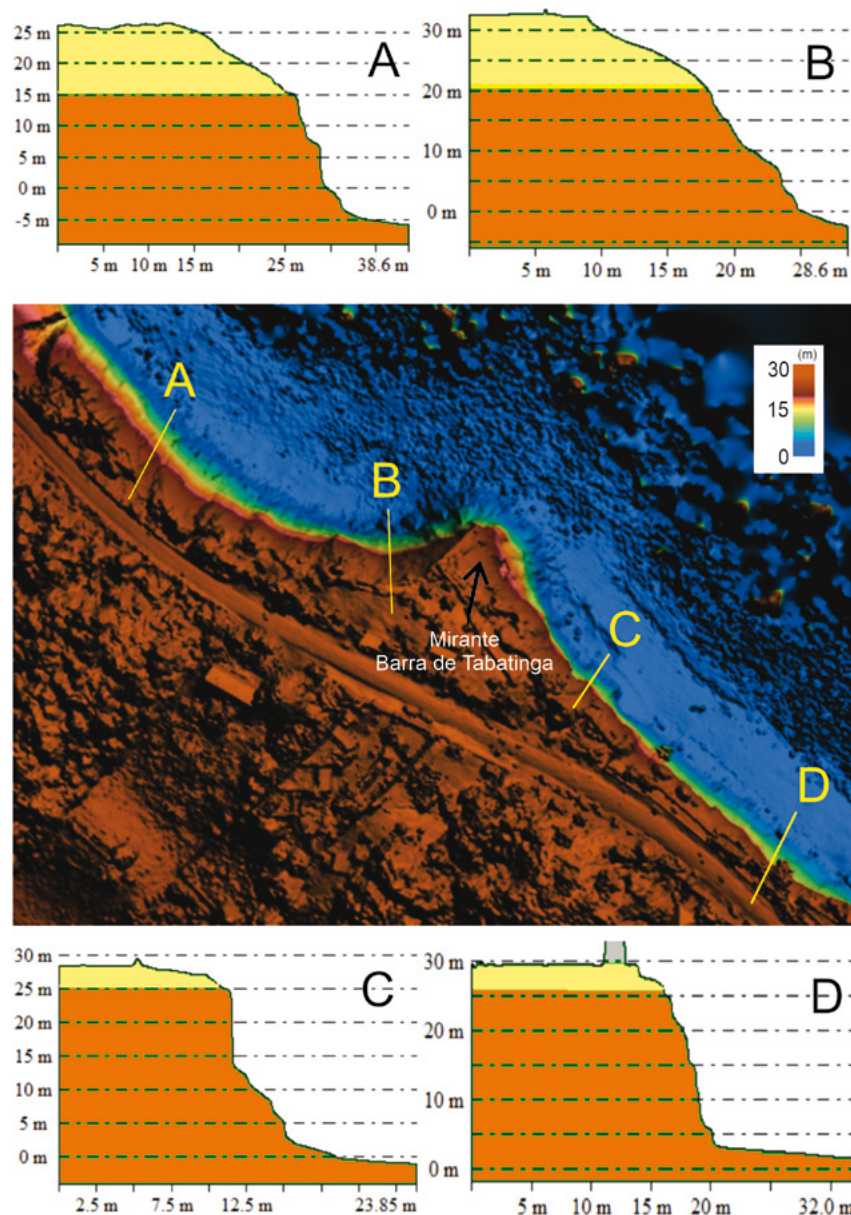


Figura 41 – Perfis topográficos das falésias de Barra de Tabatinga – RN

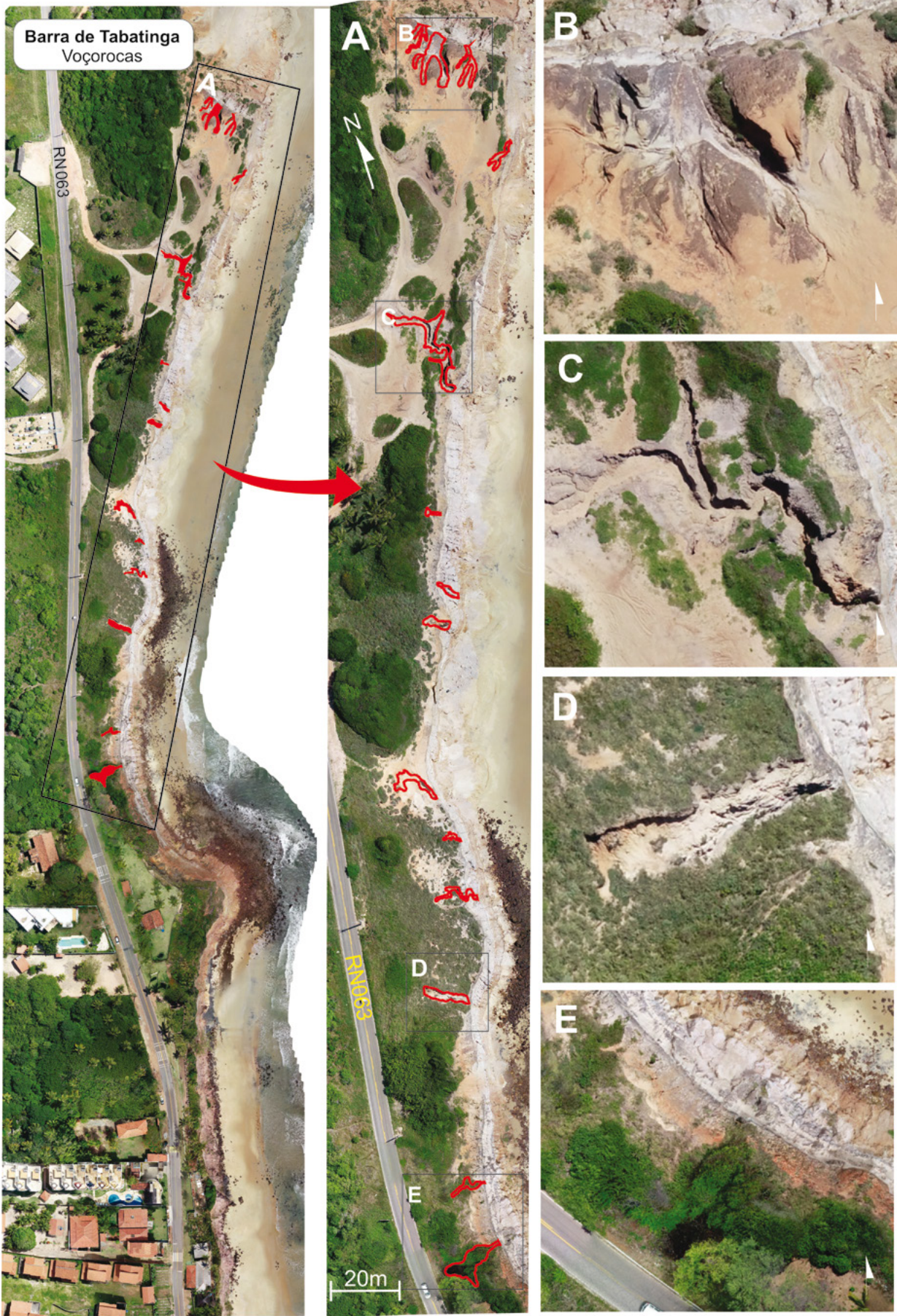


Figura 42 – Prancha feita com imagens de Drone das Voçorocas de Tabatinga - RN

Como se observa na fotografia, a base da voçoroca às margens da RN063 já ultrapassou o topo da camada laterizada, menos friável e mais resistente. À medida que a voçoroca aprofunda seu talvegue, na camada superior, as escarpas vão se alargando e as cabeceiras adentrando o tabuleiro, segundo o modelo de erosão remontante. Nesse caso específico, a RN063 passa a poucos metros de distância da falésia e está na iminência de ser atingida por um voçorocamento da escarpa. Considerando a quantidade de energia potencial da camada friável, alçada cerca de 20 metros do nível de base geral, o risco é elevado e as consequências podem ser catastróficas, se as medidas de contenção e atenuação da erosão não forem tomadas.

Nesse trecho, algumas voçorocas apresentam rápido avanço sendo que uma delas teve recuo de 1(um) metro em apenas 10 meses de monitoramento deste projeto. Isso se dá em virtude de 3(três) fatores a saber: 1 – gradiente topográfico, 2 – Baixa diagênese e coesão do depósito e 3 – Drenagens pluviais da RN063 direcionando o escoamento para a voçoroca. Em conjunto, esses 3(três) fatores elevam a competência erosiva, favorecendo a erosão.



Figura 43 – Voçorocas à margem da RN063

Suscetibilidade à erosão

Quanto a suscetibilidade à erosão, foi constatado que os setores menos laterizados, mais friáveis e argilosos são os que apresentam maior predisposição ao desprendimento de material, que formam rampas de colúvio inconsolidados na base da escarpa. Esses depósitos são rapidamente removíveis no período de preamar, pela ação marinha; resultando na manutenção do ângulo abrupto da escarpa. Nos trechos da falésia onde a natureza do material e o tempo de deposição possibilitaram uma maior cimentação e diagênese, o movimento de massa corre por colapso de blocos.

A maior coesão entre os grãos da massa rochosa resulta na maior ocorrência dos sets de fraturas, uma vez que o caráter rúptil do depósito favorece o fraturamento, que é melhor identificado, em camadas com maior grau de diagênese e laterização. Tal fator, influencia o processo erosivo da base da falésia, acelerando-o no caso de camadas mais friáveis ou retardando-o, no caso das camadas mais consolidadas.

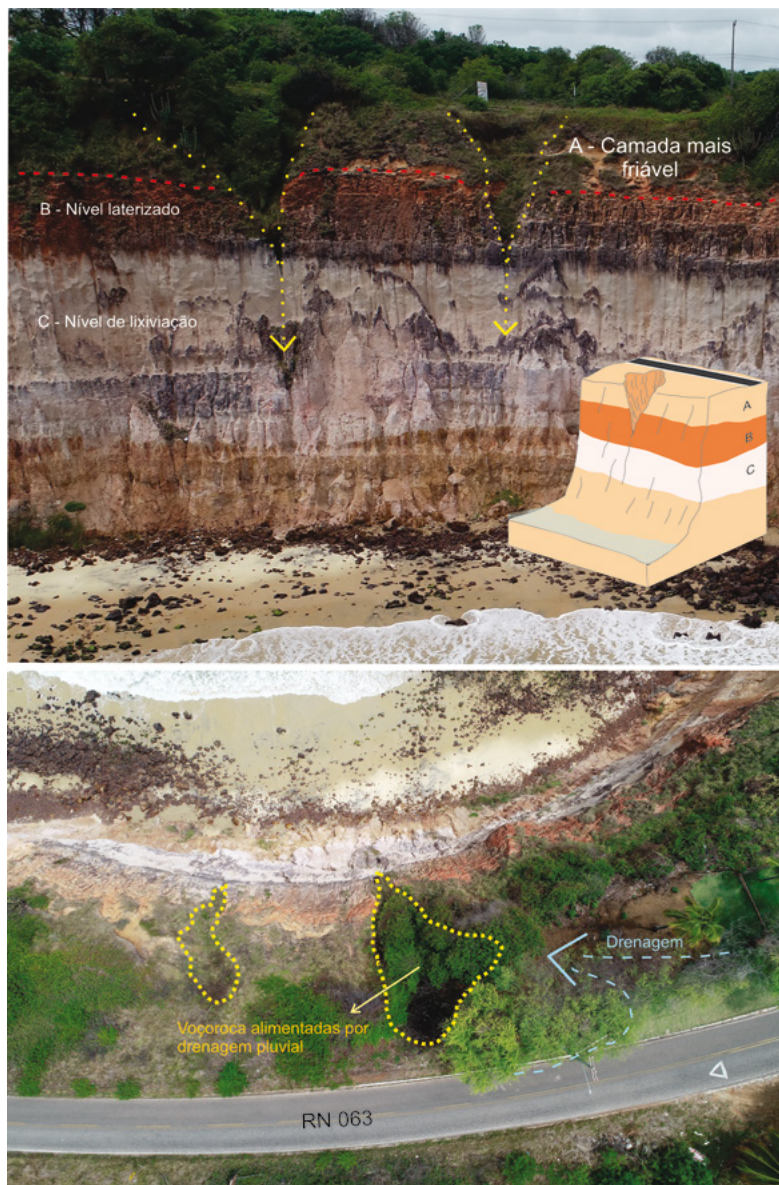


Figura 44 – Voçorocas às margens da RN063 (2)

FATORES DE RISCO: COMO RECONHECER?

Importante ressaltar que falésias ativas, possuem em si, elevado fator de instabilidade, que por sua vez, quando associa-se às formas de uso gera riscos em diferentes magnitudes. Em escarpas acima de 10 metros de altura o peso do pacote sedimentar, juntamente com a diferença de consolidação, textura, friabilidade das fácies e fraturas, favorece a queda de blocos em níveis distintos. Após uma análise detalhada de todos os elementos que compõem as falésias, torna-se possível pensar na identificação de uma assinatura que indica a diminuição ou aumento da estabilidade da falésia frente a abrasão marinha.

Nas escarpas analisadas, foram observados quatro tipos de manifestação de cor: 1 - camadas creme com mosqueado; 2 - camadas vermelhas, variando de uma tonalidade vinho para purpura, muito laterizadas; 3 - camadas laranja com colunas de laterita; 4 - camadas brancas lixiviadas, 5 - camadas laranja homogênea. Todas essas variações, sustentam escarpamento íngreme, embora na face da falésia seja possível identificar graus erosivos diferentes, com diferenças centimétricas no recuo de camadas em um mesmo perfil.

Nas falésias da Praia do Centro e Baía dos Golfinhos, as camadas do tipo 1, 2 e 3 são mais frequentes enquanto em Cacimbinhas, as camadas 4 e 5 predominam. As camadas 1, 2 e 3 apresentam maior grau de consolidação diagenética, sendo as camadas 4 e 5 são mais friáveis, tornando elas menos resistentes à erosão pluvial.

A praia do Madero, entre a Baía dos Golfinhos e Cacimbinhas é a que apresenta as falésias mais estáveis da área; possuem menor declividade com gradiente médio na ordem de 60°, uma delgado manto de intemperismo, sustentando uma vegetação de Mata Atlântica. Por sua vez, a Praia do Centro, em Pipa, apresenta um elevado grau de instabilidade em virtude dos seguintes fatores: 1 – praia estreita de topografia plana e ausência de berma, 2 – intensa erosão marinha na base da falésia, 3 – baixo grau de coesão das camadas na base da falésia, ao serem atingidas pelas ondas formam reentrâncias erosionais, 4 – set de juntas e fraturas de diferentes ângulos e 5 – lixiviação em ambiente redutor.

A Praia do Chapadão mostra as Falésias menos estáveis do conjunto analisado. O grau de laterização garante o desenvolvimento de níveis escalonados com desenvolvimento de reentrâncias erosivas do tipo Tafoni.



Figura 45 – Falésia dissecada com densa rede de ravinamento – Morro Branco - CE



Gestão do Território em Área de Falésias

Uma análise da legislação aplica às tomadas de decisão na região costeira, nas três esferas de ordenamento: União, Estados e Municípios, nos permite observar o quão complexo, muitas vezes contraditório, é a gestão territorial das áreas de falésias. Esse contexto, acaba por resultar em processos de judicialização e ocupação desordenada, o que tende a favorecer aos riscos de acidentes.

A partir da análise do conjunto de instrumentos jurídicos vinculados ao ordenamento e gestão das áreas de escarpas costeiras, busca-se destacar aqueles de maior significância para as ações voltadas ao controle de uso do solo, redução de risco e proteção ambiental. Assim, evidenciar as potencialidades e contradições legais de arcabouço normativo, existente entre União, Estados e Municípios. Os desafios à conciliação entre a normatização urbana, gestão ambiental e interesse paisagístico, demandam uma abordagem sistêmica que seja capaz de equalizar diferentes interesses dos atores no território. Elenca-se aqui alguns dos principais instrumentos jurídicos que são aplicados às ações de redução de risco em áreas de falésias.

- Lei federal Nº 13.465/2017 - Dispõe sobre a regularização fundiária rural e urbana...etc.
- Lei federal Nº 7.803/1989 - Altera a redação da Lei nº 4.771, de 15 de setembro de 1965, e revoga as Leis nºs 6.535, de 15 de junho de 1978, e 7.511, de 7 de julho de 1986. Art. 2º, inciso g) “nas bordas dos tabuleiros ou chapadas, a partir da linha de ruptura do relevo, em faixa nunca inferior a 100 (cem) metros em projeções horizontais”.
- Lei federal Nº 12.608/2012 - Institui a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil – PNPDEC.
- Lei federal Nº 7.661/1988 - Institui o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro e dá outras providências.
- Decreto federal Nº 5.300/2004 - Regulamenta a Lei no 7.661, de 16 de maio de 1988, que institui o Plano Nacional de Gerenciamento Costeiro – PNGC.

Um fator que torna problemática a gestão das áreas costeiras é o não cumprimento, de instrumentos jurídicos que desde do final da década de 1980 já vedam ocupação da borda de falésias, a saber: Lei federal Nº 7.803, de 18 de julho de 1989 (que alterou o código florestal de Lei Nº 4.771/1965, especificava em seu Art. 2º, inciso g) “nas bordas dos tabuleiros ou chapadas, a partir da linha de ruptura do relevo, em faixa nunca inferior a 100 (cem) metros em projeções horizontais”. Ou seja, desde 1989 a área de APP de borda de falésia já estabelecia o limite de 100 metros.

Adotando o mesmo valor da Lei federal Nº 7.803/1989, o Código florestal Lei 12.651/2012 estabelece no seu Art. 4º que são Área de Preservação Permanente - APP, em zonas rurais ou urbanas, inciso VIII – “as bordas dos tabuleiros ou chapadas, até a linha de ruptura do relevo, em faixa nunca inferior a 100 (cem) metros em projeções horizontais”.

Portanto, em uma faixa de 100m da borda da falésia não poderia haver moradias ou empreendimentos comerciais, em tese.

Ampliando a complexidade do cenário de regularização dos usos e ocupação na costa, tem-se, muitas vezes, a dificuldade em identificar a temporalidade das construções, tomando como referência o ano de promulgação da Lei federal Nº 7.803/1989, ou mesmo à Resolução CONAMA 303/202, que também especifica a Área de Preservação Permanente nas bordas de falésias com no mínimo 100m.

Quando no âmbito dos municípios, o Plano Diretor considera as áreas de borda de falésias como urbanas, eleva-se a complexidade na gestão das APP, uma vez que abre a possibilidade de regularização das construções, através da aplicação da Lei Nº 13.465/2017, que dispõe sobre a regularização fundiária rural e urbana –REURB.

Contudo, o Art. 39º da referida lei, deixa claro que para aprovação da regularização fundiária é necessário analisar os riscos geotécnicos e elaboração de estudos técnicos afim de examinar a possibilidade de eliminação, de correção ou de administração de riscos. Se faz mister evidenciar que, muitas vezes os planos diretores dos municípios costeiros, divergem do Decreto 5.300/2004, no que tange um tratamento diferenciado da orla, não levando em consideração a dinâmica natural desse ambiente.

O Decreto 5.300/2004 prever a necessidade de implementar uma política municipal de Gerenciamento Costeiro, definindo responsabilidades e procedimentos institucionais para a sua execução, observando o uso e ocupação territorial. O PMGC poderia ser uma das soluções ao problema, uma vez que pode ser elaborado com o envolvimento de diferentes órgãos e atores ligados ao processo.

Contudo, deve-se considerar a dificuldade de municípios pequenos, com baixos orçamentos, em manter um quadro de funcionários que tratar de ampla gama de instrumentos de gestão do território. Nesse sentido, vislumbra-se com oportuno a incorporação no Plano Diretor e Política municipal de meio ambiente, um conjunto de instrumentos de gestão da orla, especificando diretrizes capazes de atender as necessidades de proteção ambiental dessa porção do território. Ao mesmo tempo, a diminuição de instrumentos legais facilita a efetiva incorporação por parte da população das regras de planejamento e gestão.

É importante destacar, a relação sinérgica entre meio ambiente, uso do solo e riscos, uma vez que a legislação ambiental estabelece as áreas de preservação permanente para proteger o meio ambiente e resguardar à sociedade das dinâmicas naturais. Por sua vez, o ordenamento urbano busca estabelecer os tipos de ocupação com base na capacidade de suporte do meio natural e infraestrutura, destacando as áreas que demandam intervenções específicas, como as áreas de risco.

No que tange aos riscos, a Lei nº 12.608/2012 que institui a Política Nacional de Proteção e Defesa Civil (PNPDEC), estabelece em seu Art. 2º que “é dever da União, dos Estados, do Distrito Federal e dos Municípios adotar as medidas necessárias à redução dos riscos de desastre”. Essa mesma lei, destaca em no Art. 4º, inciso II a necessidade de uma “abordagem sistêmica das ações de prevenção, mitigação, preparação, resposta e recuperação”.

Cabe evidenciar a integração já existente entre o Código Florestal e a Lei o REURB, com destaque para:

Art. 65. Na Reurb-E dos núcleos urbanos informais que ocupam Áreas de Preservação Permanente não identificadas como áreas de risco, a regularização fundiária será admitida por meio da aprovação do projeto de regularização fundiária, na forma da lei específica de regularização fundiária urbana. (Redação dada pela Lei nº 13.465, de 2017)

§ 1º O processo de regularização fundiária de interesse específico deverá incluir estudo técnico que demonstre a melhoria das condições ambientais em relação à situação anterior e ser instruído com os seguintes elementos: (Redação dada pela Lei nº 13.465, de 2017)

I - a caracterização físico-ambiental, social, cultural e econômica da área;

II - a identificação dos recursos ambientais, dos passivos e fragilidades ambientais e das restrições e potencialidades da área;

III - a especificação e a avaliação dos sistemas de infraestrutura urbana e de saneamento básico implantados, outros serviços e equipamentos públicos;

IV - a identificação das unidades de conservação e das áreas de proteção de mananciais na área de influência direta da ocupação, sejam elas águas superficiais ou subterrâneas;

V - a especificação da ocupação consolidada existente na área;

VI - a identificação das áreas consideradas de risco de inundações e de movimentos de massa rochosa, tais como deslizamento, queda e rolamento de blocos, corrida de lama e outras definidas como de risco geotécnico;

VII - a indicação das faixas ou áreas em que devem ser resguardadas as características típicas da Área de Preservação Permanente com a devida proposta de recuperação de áreas degradadas e daquelas não passíveis de regularização;

VIII - a avaliação dos riscos ambientais;

IX - a comprovação da melhoria das condições de sustentabilidade urbano-ambiental e de habitabilidade dos moradores a partir da regularização; e

X - a demonstração de garantia de acesso livre e gratuito pela população às praias e aos corpos d'água, quando couber.

§ 2º Para fins da regularização ambiental prevista no caput, ao longo dos rios ou de qualquer curso d'água, será mantida faixa não edificável com largura mínima de 15 (quinze) metros de cada lado.

§ 3º Em áreas urbanas tombadas como patrimônio histórico e cultural, a faixa não edificável de que trata o § 2º poderá ser redefinida de maneira a atender aos parâmetros do ato do tombamento.

Nesse contexto, é importante considerar que toda e qualquer ação de ordenamento das áreas de falésias, deve empregar uma abordagem sistêmica, considerando os aspectos instrumentos ambientais, com destaque para o Código Florestal (Lei 12.651/2012), o Plano Municipal de Gerenciamento Costeiro – PMGC (Decreto 5.300/2004), a Lei Nº 13.465/2017 do REURB, Lei nº 12.608/2012 que versa sobre o gerenciamento de riscos e os Planos Diretores dos municípios; bem como os uso já existentes. Essa breve análise normativa, poderá ser empregada para auxiliar no planejamento das seguintes ações:

1. efetivar a proteção ambiental das áreas de APP, resolvendo toda e qualquer dúvida quanto ao tipo de uso nas bordas de falésias;

2. garantir a segurança jurídica para o funcionamento dos empreendimentos que estão em áreas seguras e atendem à legislação ambiental e urbana;
3. permitir que os órgãos ambientais competentes possam atuar para cumprimentos de suas funções, evitando judicializações e atrasos nas tomadas de decisões
4. considerar a realidade dos pequenos municípios, no tocante às dificuldades para manter um quadro de funcionários amplo, bem como facilitando o trabalho de gestão do território. Os municípios, devem buscar articular para inserir nas políticas básicas: plano diretor e política de meio ambiente, instrumentos de gestão da orla, que contemplem as diretrizes do Decreto 5.300/2004.



Figura 46 – Erosão da Falésia em João Pessoa – PB

CONSIDERAÇÕES FINAIS

Em um cenário de mudanças climáticas, com elevação no nível do mar e intensificação dos processos de erosão costeira, juntamente com ampliação do uso e ocupação na faixa de orla, tem colocado as falésias, especialmente as desenvolvidas em rochas sedimentares, em destaque no contexto dos estudos geomorfológicos que embasam as análises de riscos. A gestão eficaz das áreas costeiras se tornará cada vez mais desafiadora à medida que as populações e o nível do mar continuam a subir.

A erosão das falésias costeiras ameaça diretamente a infraestruturas públicas: estradas, linhas de transmissão de energia, telecomunicação, adutoras de água potável, bem como residências, hotéis, restaurantes e áreas recreativas: mirantes e praias defrontantes às escarpas. Ao mesmo tempo, o processo de recuo cria áreas de risco, com consequências e impactos diversos; podendo resultar em acidentes com perda de vidas ou mesmo impactar na economia de regiões turísticas.

As ações de resposta ao problema, inicialmente tendem a focar em medidas “óbvias”, obras de engenharia, notadamente enrocamento e construção de muros de arrimo. Contudo, o enrijecimento da zona costeira tende a ampliar o problema erosivo, uma vez que atua para diminuir a quantidade de sedimentos disponível e direcionar a energia das ondas para as áreas à jusante, no sentido da corrente de deriva.

Os sedimentos erodidos nas escarpas costeiras, especialmente os de granulação grossa, contribuem com aportes de areia para as praias, criando uma espécie de blindagem que reduz a erosão. Logo, fica evidente que é necessário pensar as soluções de enfrentamento da erosão costeira de forma mais complexa e sistêmica. Os seja, considerando a natureza multiescalar do problema, tanto no aspecto espacial quanto temporal.

Em áreas de falésias com intenso movimento de pessoas, o colapso de blocos representa um risco aos frequentadores da praia, especialmente nos períodos de maré alta, quando as pessoas tendem a caminhar junto à base da escarpa, evitando ataque direto das ondas. O desprendimento gravitacional de blocos rochosos, regolito e solos é recorrente no Brasil, especialmente nas regiões montanhosas e escarpadas. Porém é pouco investigado quando se trata de processos costeiros envolvendo a evolução geomorfológica de escarpas litorâneas.

As falésias de Icapuí (CE), Pipa e Barra de Tabatinga (RN), constituem exemplares representativos de escarpas costeiras ativas que são atrativos turísticos, atuando como um elemento da paisagem moduladores usos distintos. Dependendo de como esses usos sejam ordenados, pode-se ter um maior ou menor contexto de risco, associado às feições geomorfológicas das falésias.

A tragédia ocorrida em novembro de 2020 na Praia da Pipa, município de Tibau do Sul-RN, quando uma família faleceu após ser atingida pelo desmoronamento de parte da falésia, chamou atenção para um problema que já vem sendo monitorado em outras partes do mundo: falésias de Holderness - Yorkshire na Inglaterra, Encinitas - norte de San Diego California nos EUA, Moher na Irlanda, Ilha de Capri - Golfo de Nápoles na Itália, Praia Maria Luiza em Portugal.

Do ponto de vista dos estudos geomorfológicos e geológicos, as falésias são feições que guardam uma ampla gama de informações: tectônicas, deposicionais, paleoclimáticas e eustáticas. Ao mesmo tempo, são fontes de sedimentos que sustentam, atualmente, as praias arenosas, atuando como reguladoras das reverberações erosivas provocadas pelas mudanças climáticas globais. Do ponto de vista geográfico, são verdadeiras atratoras de usos relacionados ao lazer e contemplação da natureza, os quais quando realizados sem os devidos controle territoriais, tendem a produzir áreas de riscos variados.



Figura 47 – Praia do Chapadão – Tibau do Sul – RN







REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. *Participação das superfícies aplainadas nas paisagens do Nordeste Brasileiro. IGEOG-USP, Bol. Geomorfologia*, São Paulo, n. 19, p. 1-38, 1969.
- AHMED, C. R. M. *Fatores que influenciam a erodibilidade nos solos do Município de Campos Dos Goytacazes-RJ sob uma análise multicritério*. Dissertação (Mestrado em Engenharia Civil) - Universidade Estadual do Norte Fluminense Darcy Ribeiro, Rio de Janeiro, 2009. 103p.
- ALHEIROS, M. M.; LIMA FILHO, F. P. Formação Barreiras: revisão geológica da faixa sedimentar costeira do PE, PB e RN. *Estudos Geológicos (Série B Estudos e Pesquisas)*, v. 10, p. 77-87, 1991.
- ALMEIDA, N. M. de *et al.* Mapeamento de Estruturas Submersas e Sedimentologia Utilizando Dados SRTM Plus e Landsat 8: Região Adjacente ao Rio Jaguaribe, Plataforma Leste do Ceará. *Revista de Geologia*, v. 29, n.1, p. 133-146, 2016. Disponível em: <http://periodicos.ufc.br/geologia/article/view/3601>. Acesso em: 14 out. 2021.
- ALMEIDA, N. M. de; VITAL, H.; GOME, M. P. Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, v. 68, p. 307-324, dez. 2015. Disponível em: <https://www.sciencedirect.com/science/article/abs/pii/S0264817215300854>. Acesso em: 14 out. 2021.
- AMARAL, R. F. *Contribuição ao Estudo da Evolução Morfodinâmica do Litoral Oriental Sul do Rio Grande do Norte, entre Ponta de Búzios e Baía Formosa*. Tese (Doutorado em Geociências) – Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 1999. 252p.
- ANGULO, R.; LESSA, G. C. The Brazilian sea-level curves: a critical review with emphasis on tre curves from Paranaguá and Cananeia regions. *Marine Geology*, v. 140 p. 141-166, 1997.
- ARAÚJO, V. D. de. Fácies e sistema deposicional da formação barreiras na região da Barreira do Inferno, Litoral Oriental do Rio Grande do Norte. *Geologia USP. Série Científica*, v. 6, n. 2, p. 43-49, 2006.
- ARAÚJO, V.D. *et al.* Análise Faciológica e Interpretação Paleoambiental de rochas da Formação Barreiras, Litoral Oriental do Rio Grande do Norte. CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUARTENÁRIO, 10., Guarapari-ES. *Anais [...]*. Guarapari, ES: ABEQUA, 2005.
- BARRETO, A. M. A. *et al.* Geologia e Geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. *Revista do Instituto de Geociências*, São Paulo, v. 4, n. 2, p. 1-12, out. 2004.

- BEZERRA, I. S. A. A. *et al.* Late Pleistocene sea-level changes recorded in tidal and fluvial deposits from Itaubal Formation, onshore portion of the Foz do Amazonas Basin Brazil. *Brazilian Journal of Geology*, v. 45, p. 63-78, Ago. 2015. Disponível em: <https://www.scielo.br/j/bjgeo/a/B3BHggV8gGp9P-Q4YHM7jvpk/?format=pdf&lang=en>. Acesso em: 14 out. 2021.
- BIGARELLA, J. J.; ANDRADE, G. O. A. *Considerações sobre a estratigrafia dos sedimentos Cenozóicos em PE*. Recife: Arquivo do instituto de ciências da terra; UFPE, 1964.
- BORGES, V. P.; MORAES FILHO, J. C. Grupo Barreiras e Estruturas Neotectônicas na região de Teixeira de Freitas, Bahia. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 41., João Pessoa, PB. *Anais [...]*. João Pessoa, 2002.
- BROECKER, W. S.; DENTON, G. H. ¿Que mecanismo gobierna los ciclos glaciares? *Libros de Investigación y Ciencia – Scientific American*, p. 18-27, 1991.
- BRUNSDEN, D.; PRIOR, D. B. *Slope instability*. Chichester: John Wiley & Sons, 1984.
- BURJACHS, F. *et al.* Dinâmica de la vegetacion durante el Holoceno en la Isla de Mallorca. Trabajos de Palinología Básica y Aplicada. SIMPOSIO DE PALINOLOGÍA, 10., Valencia. *Anais [...]*. Valencia: Universidad de Valencia, 1994, p. 199-210.
- COSTA, M. L. da. Aspectos geológicos dos lateritos da Amazônia. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, v. 21, n. 2, p. 146-160, 1991.
- COVEY, C. The Earth's orbit and the ice ages. *Scientific. American*, v. 250, n. 2, p. 42-56, 1984.
- CRISTIENSEN, C. *et al.* Coastal dune in denwark chronology in relation to sea level. In: BAKKER, T. W. JUNGERIVES, P. D. y KLIJN, J. A. (ed.), Dunes of European coasts–Geomorphology–Hydrology– Soils. *Journal of the international society of Soil Science*, Supplement 18, p. 61-70, 1991.
- CROWLEY, T. J.; NORTH, G. Paleoclimatology. *Oxford monographs on geology and geophysics*, n. 18, 1991. 339p.
- DAHL, K. A.; FITZPATRICK, M. F.; SPANGER-SIEGFRIED, E. Sea level rise drives increased tidal flooding frequency at tide gauges along the U.S. East and Gulf Coasts: Projections for 2030 and 2045. *PLoS ONE*, v. 12, n. 2, 2017.
- DAVIDSON-ARNOTT, R. *An Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. United Kingdom: Cambridge University Press, 2010.
- DAVIS, J. L. *Geomorphological variation in coastal development*. 2. ed. London; New York: Longman, 1980. (Geomorphology Text, 4).
- DECONTO, R.; POLLARD, D. Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, v. 531, p. 591-597, 2016. Disponível em: https://www.nature.com/articles/nature17145?TB_iframe=true&width=914.4&height=921.6#citeas. Acesso em: 14 out. 2021.

DECONTO, R.; POLLARD, D. Contribution of Antarctica to past and future sea-level rise. *Nature*, v. 531, p. 591-597, 2016. Disponível em: https://www.nature.com/articles/nature17145?TB_iframe=true&width=914.4&height=921.6#citeas. Acesso em: 14 out. 2021.

DILCE, F. *et al.* Correlação estratigráfica da “Formação Barreiras” no nordeste e norte do Brasil. CONGRESSO DA ASSOCIAÇÃO BRASILEIRA DE ESTUDOS DO QUARTENÁRIO, 16., Bertioga, SP. *Anais [...]*. Bertioga, SP: ABEQUA, 2017.

EMERY, K. O.; AUBREY, D. G. *Sea Levels, Land Levels and Tide Gauges*. New York: Springer-Verlag, 1991. 237p.

FRATTINI, P. *et al.* Assessment of rockfall susceptibility by integrating statistical and physically-based approaches. *Geomorphology*, v. 94, n. 3-4, p. 419-437, 2008.

GARY, M.; MCAFEE, R.; WOLF, C. L. *Glossary of geology*. Washington DC: American Geological Institute, 1972. 560p.

GIDES. *Projeto de Fortalecimento da Estratégia Nacional de Gestão Integrada de Desastres Naturais - PROJETO GIDES*. Rio de Janeiro: CPRM, 2018.

GITAY, H.; SUÁREZ, A. Y.; WATSON, R. *Cambio climático y biodiversidad*. GRUPO Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático (IPCC); Documento técnico, v. 85, 2002. Disponível em: <http://www.ipcc.ch/pdf/technical-papers/climate-changes-biodiversity-sp.pdf>. Acesso em: 22 fev. 2011.

HALLAM, A. *Phanerozoic sea-level changes*. New York: Columbia University Press, 1992. 266 p.

HAYS, J. D.; IMBRIE, J.; SHACKLETON, N.J. Variations in the Earth's Orbit: pacemaker of the ice age for 500,000 years, major climatic changes have followed variations in obliquity and precession. *Science, New Series*, v. 194, n. 4270, p. 1121-1132, 1976.

IMBRIE, J.; IMBRIE, J. Z. Modeling the Climatic Response to Orbital Variations. *Science*, v. 207, n. 4434, p. 943 -953, 1980.

INSTITUTO BRASILEIRO DE GEOGRAFIA E ESTATÍSTICA. *Glossário geológico*. Rio de Janeiro: IBGE, 1999.

IRION, G.; MORAIS, J. O.; BUNGENSTOCK, F. Holocene and Pleistocene sea-level indicators at the coast of Jericoacoara, Ceará, NE Brazil. *Quaternary Research*, v. 77, p. 251-257, 2012.

JELGERSMA, S. *Sea-level changes during the last 10.000 years*. London: Macmillan, 1971.

KABUTH, A. K.; KROON, A.; PEDERSEN, J. B. T. Multidecadal shoreline changes in Denmark. *Journal of Coastal Research*, v. 30, n. 4, p. 714-728, 2014.

KIDSON, J. W. Index cycles in the southern hemisphere during the Global Weather Experiment. *Mon. Wea. Rev.*, v. 114, p. 1654-1663, 1986.

- KING, C. A. M. Some problems concerning marine planation and formation of erosion surface. *Trans. Pap. Inst. Brit. Geogr.*, n. 33, p. 29-43, 1963.
- KOMAR, P. D. *Beach Processes and Sedimentation*. New Jersey: Prentice Hall, 1976. 429 p.
- LEDRU, M. P. *et al.* The last 50.000 years in the neotropics (Southern Brazil): Evolution of vegetation and climate; *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, n. 123, p. 239-257, 1996.
- LESSA, G. C.; ANGULO, R. J. Oscillations or not oscillations, that is the question - Reply. *Marine Geology*, v. 15, p. 189-196, 1998.
- LIMA, M. G. *A história do Intemperismo na província Borborema Oriental, Nordeste do Brasil: implicações paleoclimáticas e tectônicas*. Tese (Doutorado em Geodinâmica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2008.
- MABESOONE J. M. *et al.* Estratigrafia e origem do grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 2, p. 173-189, 1972.
- MABESOONE, J. M. Facies Sedimentares da Plataforma Continental Brasileira. *Estudos Sedimentológicos*, Natal, 1971.
- MARENGO, J. A.; TOMASELLA, J.; UVO, C. R. B. Long-term stream flow and rainfall fluctuations in tropical South America: Amazônia, Eastern Brazil and Northwest Peru. *J. Geophys. Res.*, v. 103, p. 1775-1783, 1998.
- MARTIN, L. *et al.* Oscillations or not oscillations, that is the questions: Comment on Angulo, R. J. and Lessa G. C. “ The Brazilian sea-level curves. A critical review with emphasis on the curves from the Paranaguá and Cananéia Regions”. *Marine Geology*, v. 150, p. 179-187, 1998.
- MEIRELES, A. J. A. *et al.* Integração dos indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e de mudanças climáticas no litoral cearense. *Revista Mercator*, Fortaleza, v. 4, n. 8, p. 23 nov. 2008. Disponível em: <http://www.mercator.ufc.br/mercator/article/view/103>. Acesso em: 02 jan. 2022.
- MEIRELES, A. J. A. *Geomorfologia costeira: funções ambientais e sociais*. Fortaleza: Edições UFC, 2014. 465p.
- MEIRELES, A. J. A.; GORAYEB, A.; PEREIRA FILHO, N. S. Dune fields in Jericoacoara: human intervention as a possible indicator of changes in the morphological dynamics. *Confins*, v. 34, 2018. Disponível em: <https://journals.openedition.org/confins/12872>. Acesso em: 10 out. 2021.
- MEIRELES, A. J. A.; SANTOS, A. M. F. dos. *Atlas de Icapuí: paisagens e ecossistemas*. Fortaleza Ceará: Fundação Brasil Cidadão, 2012. 158p. v. 1.
- MEIRELES, A. J. A.; SOUZA, W. F.; LIMA, A. P. S. *Atlas socioambiental de Icapuí*. Fortaleza: Fundação Brasil Cidadão, 2016. v. 1. 145p.
- MENEZES, M. R. F. de. *Estudos sedimentológicos e o contexto estrutural da formação Serra do Martins, nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN*. 1999. 197 f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica; Geofísica) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1999.

- MENEZES, M. R. F.; LIMA FILHO, F. P. Estudo faciológico da Formação Serra dos Martins, no Platô de Portalegre – RN. SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, Fortaleza. *Anais [...]*. Fortaleza, 1997. p. 193-198.
- MENTASCHI, L. *et al.* Global long-term observations of coastal erosion and accretion. *Sci Rep.*, v.8, n. 12876, 2018. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/s41598-018-30904-w#citeas>. Acesso em: 14 out. 2021.
- MILLENNIUM ECOSYSTEM ASSESSMENT. *Ecosystems and Human Well-being: Bio-diversity Synthesis* (Millennium Ecosystem Assessment Series). The Millennium Ecosystem Assessment series Island Press, Washington, DC, 2005a, v. 2, cap. 9, 135p. Disponível em: <https://www.millenniumassessment.org/documents/document.333.aspx.pdf>. Acesso em: 12 nov. 2019.
- MORAIS NETO, J. M. *et al.* Datação por Ar/Ar dp Plug Basáltico “Serrote Preto” e seu significado para a cronologia da Formação Serra dos Martins. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 45., 2002, João Pessoa. *Anais [...]*. João Pessoa, 2002. p. 499-500.
- NOGUEIRA, A. M. B. *et al.* Estudo das areias de dunas da faixa litorânea de Natal – Rio Grande do Norte. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1975. Fortaleza. *Anais [...]*. Fortaleza: SBG-Núcleo Nordeste, 1975. p. 39.
- PEILA, D.; RONCO, C. Technical note: design of rockfall net fences and the new ETAG 027 European guideline. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, v. 9, p. 1291-1298, 2009.
- PENTEADO, M. *Fundamento de Geomorfologia*. Rio de Janeiro: IBGE, 1980.
- PERRIN, P.; COSTA, M. I. P. As dunas litorâneas da região de Natal, RN. In: SIMPÓSIO DO QUATERNÁRIO DO BRASIL, 4., 1982. Rio de Janeiro. *Anais [...]*. Rio de Janeiro: Cenpes-Petrobras, 1982. p. 291-304.
- PINHEIRO, J. U.; BRISTOT, G.; LUCENA, L. R. F. de. Clima do estado do Rio Grande do Norte. In: PFALTZGRAFF, P. A. dos S.; MIRANDA, F. de. (org.). *Geodiversidade do estado do Rio Grande do Norte*. Recife: CPRM, 2010.
- PIRAZZOLI, P. A. Marine notches. In: VAN PALASSCHE, O. *Sea-level research: a manual for the collection and evaluation of data*. Orson van, 1986. p. 361-400. v. 18.
- PIRAZZOLI, P. A. Present and near future global sea-level changes. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology*. v. 75, p. 241-258p, 1989.
- PIRAZZOLI, P. A. *Sea-level Changes: the last 20.000 years*. Chichester: Wiley, 1998. 211p.
- PIRAZZOLI, P. A. *World atlas of Holocene sea-level change*. London: Elsevier, 1991. 300p. (Oceanography Series, n. 58).
- RIBEIRO, R.S. *Simulação do processo de queda de blocos em encostas com aplicação da mecânica do contato e do método dos elementos discretos*. 2013. 265 f. Tese (Doutorado em Ciências (Geologia) – Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2013.

- RIN, G. O. *et al.* Central and South America. In: *Climate Change 2014*. United Kingdom; New York: Cambridge University Press, 2014. P. 1499-1566. Disponível em: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/WGIIAR5-Chap27_FINAL.pdf. Acesso em: 12 nov. 2021.
- ROSSETTI, D. F. *et al.* Late Quaternary sedimentation in the Paraíba Basin, Northeastern Brazil: Landform, sea level and tectonics in Eastern South America passive margin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 300, n. 1-4, p. 191-204, 2011.
- ROSSETTI, D. F. *et al.* Sediment deformation in Miocene and post-Miocene strata, Northeastern Brazil: evidence for paleoseismicity in a passive margin. *Sedimentary Geology*, v. 235, p. 172-187, 2011.
- ROSSETTI, D. F. Evolução sedimentar Miocênica nos estados do Pará e Maranhão. *Geologia USP. Série Científica*, São Paulo, v. 6, p. 7-18, 2006.
- ROSSETTI, D. F. Late Cenozoic sedimentary evolution in northeastern Pará, Brazil, within the context of sea level changes. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 14, p. 77-89, 2001.
- ROSSETTI, D. F. Paleosurfaces from northeastern Amazonia as a key for reconstructing paleolandscapes and understanding weathering products. *Sedimentary Geology*, v. 169, p. 151-174, 2004.
- ROSSETTI, D. F.; SANTOS JÚNIOR, A. E. A. Facies architecture in a tectonically-influenced estuarine incised valley fill of Miocene age, Northern Brazil. *Journal of South America Earth Sciences*, v. 17, p. 267-284, 2004.
- SAADI, A. Neotectônica da Plataforma Brasileira: Esboço de Intepretação preliminar. *Geonomos*, Minas Gerais, v. 1, n. 1, p. 1-15, 1993.
- SHACKLETON, N. J. Oxigen isotope, ice and sea-level. *Quaternary Science Reviews*, v. 6, n. 1, p. 183-190, 1987.
- SILVA, A. C. *Considerações sobre o quaternário do Rio grande do Norte*. Natal: Arquivo do Instituto de Antropologia; UFRN, 1966.
- SILVA, C. R. *Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro*. Rio de Janeiro: CPRM, 2008. 268p.
- SILVA, J. G. R. *Ciclos orbitais ou ciclos de Milankovitch*. Textos de Glossário Geológico Ilustrado, 2007. Disponível em http://sigep.cprm.gov.br/glossario/textos/Cicloestratigrafia_e_Milankovith.pdf. Acesso em: 20 set. 2021.
- SILVA, R. R. da. *et al.* Mapeamento Lidar nas falésias costeiras do leste cearense (Nordeste do Brasil). *Geociências*, São Paulo, v. 39, n. 2, p. 463-479, 2020. Disponível em: <https://www.periodicos.rc.biblioteca.unesp.br/index.php/geociencias/article/download/14580/11707/>. Acesso em: 16 ago. de 2021.
- SIQUEIRA, A. C.de A. *et al.* Lateritas do Domínio Médio Coreaú – Comportamento geoquímico de mantos lateríticos do Noroeste do Estado do Ceará. *Brazilian Journal of Geology*, v. 44, n. 2, p. 249-264, 2014.

TATUMI, S. H. *et al.* Datação de Sedimentos Pós-Barreiras no Norte do Brasil: implicações paleogeográficas. *Revista Brasileira de Geociências*, Paraná, v. 3, n. 3, 2008.

TATUMI, S. H. *et al.* Luminescence dating of Quaternary geological sediments in Brazil. *Radiation Protection Dosimetry*, v. 119, p. 462-469, 2006.

TATUMI, S. H.; ROSSETI, D. F.; GÓES, A. Datação de sedimentos por luminescência opticamente estimulada através do protocolo SAR. ENCONTRO NACIONAL DE FÍSICA E MATÉRIA CONDENSADA, 31., Águas de Lindóia, SP. *Anais [...]. Águas de Lindóia, SP: Encontro Nacional de Física e Matéria Condensada*, 2008.

TEBALDI, C. *et al.* Extreme sea levels at different global warming levels. *Nat. Clim. Chang.*, v. 11, p. 746-751, 2021. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/s41558-021-01127-1.pdf>. Acesso em: 19 nov. de 2021.

TEBALDI, C. *et al.* Extreme sea levels at different global warming levels. *Nat. Clim. Chang.*, v. 11, p. 746-751, 2021. Disponível em: <https://www.nature.com/articles/s41558-021-01127-1.pdf>. Acesso em: 19 nov. de 2021.

THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. *Cambio climático 2007: informe de síntesis. Contribución de los Grupos de trabajo I, II y III al Cuarto Informe de evaluación del Grupo Intergubernamental de Expertos sobre el Cambio Climático* [Equipo de redacción principal: PACHAURI, R.K. y REISINGER, A. (directores de la publicación)]. IPCC, Ginebra, Suiza, 2007, 104 p. Disponível em: http://www.ipcc.ch/pdf/assessment-report/ar4/syr/ar4_syr_sp.pdf. Acesso em: 15 jan. 2010.

THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. *Climate Change 2021. The Physical Science Basis*, 2021. Disponível em: https://www.ipcc.ch/report/ar6/wg1/downloads/report/IPCC_AR6_WGI_Full_Report.pdf. Acesso em: 09 ago. 2021.

THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. *Fifth Assessment Report (AR5): Authors and Review Editors*. Disponível em: <https://www.ipcc.ch/report/2019-refinement-to-the-2006-ipcc-guidelines-for-national-greenhouse-gas-inventories/>. Acesso em: 11 nov. 2019.

THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. *How does the IPCC work*. 2017. Disponível em: <https://www.ipcc.ch/documentation/procedures>. Acesso em: 12 out. 2021.

THE INTERGOVERNMENTAL PANEL ON CLIMATE CHANGE. Synthesis Report. Summary for Policymakers. *Climate Change 2014*. Disponível em: https://www.ipcc.ch/site/assets/uploads/2018/02/AR5_SYR_FINAL_SPM.pdf. Acesso em: 14 abr. 2020.

TOMAZELLI, L. J.; DILLENBURG, S. R.; VILLWOCK, J. A. Late quaternary geological history of Rio Grande do Sul coastal plain, southern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 3, p. 474-476, 2000. Disponível em: <http://www.ppegeo.igc.usp.br/index.php/rbg/article/view/10823/10278>. Acesso em: 19 set. de 2021.

TRENHAILE, A. S. *The geomorphology of rock coastal*. Oxford: Oxford University Press, 1987. 384p.

URIEN, C. M.; MARTINS, L. R. Late Pleistocene events modeling a sequential stratigraphic analysis South America during the Quaternary: past, present, future. São Paulo: ABEQUA Special Publication, 1989a. p. 197-199.

URIEN, C. M.; MARTINS, L. R. *Southern Brazil, Uruguay and Argentina: late pleistocene events modelling a sequential stratigraphic analysis*. International Symposium on Global Changes in South America during the Quaternary: past, present, future. São Paulo: ABEQUA (Special Publication 1), 1989. p. 197-208.

VARNES, D. J. *Landslide hazard zonation: a review of principles and practice*. Paris: UNESCO, 1984.

YAKZAN, A. M. K. Palynology of late quaternary coastal sediments, Perak, Malasia. *Journal of Soil Science – Hydrology – Geomorphology*. Special Issue - Morphodynamics and Sedimentation in the Fluvial – Coastal Environment, v. 30, n. 4, 1997, p. 391- 406p.

YILMAZ, I.; YILDIRIM, M.; KESKIN, I. A method for mapping the spatial distribution of rockfall computer program analyses results using ArcGIS software. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, v. 67, n. 4, p. 547-554, 2008.

ZACHOS, J. *et al.* Trends, Rhythms, and Aberrations in Global Climate 65 Ma to Present. *Science*, v. 292, p. 683-693, 2001.

Visite nosso site:
www.imprensa.ufc.br



Imprensa Universitária da Universidade Federal do Ceará - UFC
Av. da Universidade, 2932 - Fundos - Benfica
Fone: (85) 3366.7485 / 7486
CEP: 60020-181 - Fortaleza - Ceará
imprensa@proplad.ufc.br



RUBSON PINHEIRO MAIA

Geógrafo (UECE), Mestre em Geografia Física (UFC) com ênfase em Geomorfologia, Doutor em Geodinâmica e Geofísica (UFRN). Atua na área de Geomorfologia com ênfase em Morfogênese e Morfotectônica. Possui trabalhos nas áreas de geomorfologia cárstica, sistemas fluviais, zonas de deformação e em maciços cristalinos. Participou de diversos projetos financiados pela CPRM, Petrobrás, Shell, Siderúrgica do Pecém, Ministério do Desenvolvimento Regional e CNPq. Integra o INCT (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia) na área de Estudos Tectônicos. Ministrou disciplinas ligadas às Geociências na UFC (2005) UECE (2006/2007), FATEC-CE (2006/2008), UFRN (2011/2013). Atualmente é Professor de Geomorfologia da Universidade Federal do Ceará e bolsista de Produtividade em pesquisa do CNPq nível 2.



RODRIGO DE FREITAS AMORIM

Geógrafo (UFRN), Especialista em Gestão Ambiental Urbana pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFRN (2009), Mestre em Desenvolvimento e Meio Ambiente pela UFRN (2010), Doutor pelo Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE (2015), integrante do Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste Brasileiro (GEQUA) e do Laboratório de Geomorfologia do Quaternário da UFPE. Tem experiência na área de Geografia Física e Gestão Ambiental, com ênfase em Geomorfologia do Quaternário, atuando principalmente nos seguintes temas: Geomorfologia do Quaternário, climatologia, mudanças ambientais no semiárido. Ultimamente tem dedicado atenção a aplicação da escala de tempo no estudo geomorfológico, especialmente com o emprego de técnicas de datação absoluta e modelagem hidrológica.



ANTÔNIO JEOVAH DE ANDRADE MEIRELES

Professor do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Ceará (UFC) e dos Programas de Pós-Graduação em Geografia e em Desenvolvimento e Meio Ambiente (PRODEMA). Doutor em Geografia pela Universidade de Barcelona (2001). Desenvolve pesquisas em Geociências, com ênfase em Geografia Física e Geomorfologia atuando principalmente nos seguintes temas: indicadores geoambientais de flutuações do nível relativo do mar e mudanças climática, evolução geomorfológica da planície costeira, planejamento e gestão, impactos socioambientais de grandes empreendimentos no litoral, cartografia social, justiça ambiental e climática. Bolsista de Produtividade em Pesquisa do CNPq - Nível 1B.

ISBN 978-85-7485-397-0



9 788574 853970