



Margarida Penteado

Revista de  
Geomorfologia



## FALÉSIAS: PROCESSOS EROSIVOS E CARACTERIZAÇÃO GEOMORFOLÓGICA

*SEACLIFFS: EROSIIVE PROCESSES AND GEOMORPHOLOGICAL CHARACTERIZATION*

*FALAISES: PROCESSUS ÉROSIFS ET CARACTÉRISATION GÉOMORPHOLOGIQUE*

### Rubson Pinheiro Maia

Professor-Doutor do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Ceará

Email: [rubsonpinheiro@yahoo.com.br](mailto:rubsonpinheiro@yahoo.com.br)

 ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-1688-5187>

### Ana Beatriz da Silva Barbosa

Doutoranda do Departamento de Geografia da Universidade Federal do Ceará

Email: [beatrizanna1985@gmail.com](mailto:beatrizanna1985@gmail.com)

 ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-0796-4809>

### Carlos César Uchoa de Lima

Professor-Doutor do Departamento de Ciências Exatas da Universidade Estadual de Feira de Santana

Email: [uchoa@usfs.br](mailto:uchoa@usfs.br)

 ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-3499-3560>

### RESUMO

Falésias estão entre as morfologias mais representativas das zonas costeiras, constituindo importantes registros da interação entre processos erosivos marinhos, climáticos e os controles estruturais. Este artigo teve como objetivo propor uma classificação morfológica de falésias, baseando-se em diversos exemplos no Nordeste Brasileiro. Tal classificação, considerou a morfologia como processo diagnóstico, associado aos diversos tipos de erosão. Isso para facilitar trabalhos de mapeamento e diagnóstico de riscos em zonas costeiras. Trabalhos de campo, análises de imagens de drone, modelos digitais de alta resolução e elaborações de perfis foram realizados a fim de compreender a assinatura geomorfológica impressa nas falésias, resultando na proposição das seguintes tipologias: (i) Falésias Dissecadas; (ii) Falésias Escarpadas; (iii) Falésias Escalonadas; (iv) Falésias Carstificadas. Esses 04 agrupamentos compreendem a maioria das manifestações geomorfológicas das falésias e respondem respectivamente ao ravinamento por erosão pluvial, ao colapso por abrasão marinha, a formação de rampa de tálus e a carstificação.

### ABSTRACT

Coastal cliffs are amongst the most representative morphologies in coastal zones, constituting important registers of the interaction among marine and climatic erosive processes and structural controls. The objective of this paper is to propose a morphological classification of coastal cliffs, based on several examples from the Northeast of Brazil. The classification considered morphology as a diagnostic process associated with different types of erosion. The aim was to facilitate further mapping and risk assessments in coastal areas. Fieldwork, analyses of drone images, data extraction from high-resolution digital elevation models, and elaboration of profiles were carried out in order to understand the geomorphological signature imprinted on the coastal cliffs. This resulted in the following typological proposition: (i) Dissected Coastal Cliffs; (ii) Steep Coastal Cliffs; (iii) Stepped Coastal Cliffs; (iv) Karstified Coastal Cliffs. The four groups encompass most of the geomorphological manifestation of coastal cliffs,



which respond respectively to gully erosion by pluvial action, collapse by marine abrasion, formation of talus slopes, and karstification.

## INTRODUÇÃO

Falésias são feições geomorfológicas de curto-termo que possuem como atributo geomórfico comum a mudança abrupta na altitude na região costeira e estão diretamente relacionadas a ondas, chuvas, fluxo de água subterrânea, geometria da praia, tectônica e litologia (YOUNG; CARILLI, 2019; FURLAN, 2014; LEE, 2008; MASSELINK; HUGHES, 2003). Essas morfologias existem em pelo menos 52% do globo e são importantes não apenas para fornecer sedimentos para as zonas de praia, mas também para o equilíbrio do habitat de plantas e animais (NAYLOR et al., 2012; YOUNG; CARILLI, 2019).

No Nordeste brasileiro, essas morfologias estão geralmente associadas às deposições sedimentares cenozoicas que sustentam os tabuleiros costeiros (Formação Barreiras e pós-barreiras), cuja evolução é atribuída às flutuações eustáticas (MEIRELES, 2014; MAIA et al., 2022) e aos reajustes crustais pós-miocênicos (MAIA; BEZERRA, 2014; FURLAN, 2014; PEULVAST; BÉTARD, 2015; GONZÁLEZ; LIMA, 2021). Embora as contribuições desses trabalhos sejam relevantes em termos da compreensão de fatores que contribuíram para a presença dessas morfologias a médio termo, a classificação da morfologia das falésias é um assunto que necessita de maiores avanços. Isso porque o comportamento do perfil permite o entendimento dos processos que comandam os as ações erosivas que originam e modelam as falésias.

Com o intuito de preencher a lacuna supracitada, o presente artigo propõe uma classificação para as falésias com base na morfologia resultante dos processos erosivos sobre os condicionantes litoestruturais. Os modelos foram estabelecidos a partir da correlação litologia/relevo/erosão, evidenciando a morfologia como indicadora dos processos de retrogradação lateral. A área de estudo corresponde a 9 sítios geomorfológicos com falésias superiores a 20 metros de altura distribuídas nos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Alagoas e Bahia.

### Localização e caracterização da área

As unidades amostrais compreendem áreas de falésias situadas no Nordeste Brasileiro, mais precisamente nos estados do CE, RN, PB, AL e BA. As falésias ocorrem em rochas da Formação Barreiras, que é uma unidade sedimentar depositada no Neógeno (ROSSETTI; BEZERRA; DOMINGUEZ, 2013) disposta ao longo da costa brasileira, se estendendo desde o estado do Rio de Janeiro até o Amapá (SUGUIO; NOGUEIRA, 1999). Em relação aos ambientes deposicionais, vários autores atribuíram aos sedimentos que compõem o Barreiras uma origem continental (MABESOONE, 1972; BIGARELLA, 1975; LIMA; VILAS BOAS; BEZERRA, 2006), embora, ambientes transicionais e marinhos sejam predominantes (ARAI, 2006; ROSSETTI; GÓES, 2013; GANDINI et al., 2014; GANDINI et al., 2017).

Em relação à gênese, os sedimentos que constituem a Formação Barreiras têm suas litologias associadas à natureza da área fonte localizada próxima à zona de sedimentação (BIGARELLA, 1975). A origem, associada ao ambiente deposicional, pode definir, em princípio, as variações textural e mineralógica e, conseqüentemente, as características litológicas. Tais aspectos, associados aos processos intempéricos e diagenéticos posteriores, podem influenciar na resistência da litologia às ações erosivas, implicando diferentes assinaturas geomorfológicas para as falésias estudadas ao longo da costa nordestina.

Rossetti e Dominguez (2012) organizaram os depósitos sedimentares da Formação Barreiras em dez associações de fácies, predominantemente marinhas de transição. Outras

fácies atribuídas a depósitos continentais, compostas por estruturas canalizadas, apresentam evidências de migração lateral, corroborando com a interpretação planícies fluviais entrelaçadas, foram responsáveis pela deposição desses sedimentos (LIMA et al. 2006).

### **METODOLOGIA**

Para a análise da morfologia das falésias foram executados trabalhos de campo, onde uma descrição detalhada das falésias estudadas foi realizada com o intuito de identificar as variações morfológicas das falésias estudadas nos mais diferentes contextos. Os principais aspectos observados foram as litologias, as estruturas e os processos intempéricos e diagenéticos que podem ter influenciado na modelagem das fácies das falésias. Utilizou-se, nesse trabalho, técnicas clássicas expeditas, como a identificação e espacialização das diferentes litologias, além da observação da densidade das estruturas que se constituem em zonas de fraqueza, facilitando os processos erosivos. Uma documentação fotográfica foi realizada, utilizando câmeras digitais e drones, para um melhor delineamento das superfícies erosivas presentes nas falésias.

Os trabalhos de campo foram desenvolvidos no litoral dos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Alagoas e Bahia, sempre nas áreas onde falésias contínuas e variando entre 20 e 50 m de altura estivessem presentes. Algumas imagens por drone foram capturadas para a montagem e observação de pares estereográficos para um melhor delineamento e interpretação das superfícies resultantes de movimentos de massa e erosão por voçorocamento, utilizando métodos tradicionais, bem como recomposição tridimensional das falésias a partir de softwares específicos. Por fim, como forma de dialogar com a literatura internacional, foi utilizada a proposta morfológica de Emery e Kuhn (1982) de forma a adaptar as ideias para a realidade de falésias modeladas em contextos tropicais.

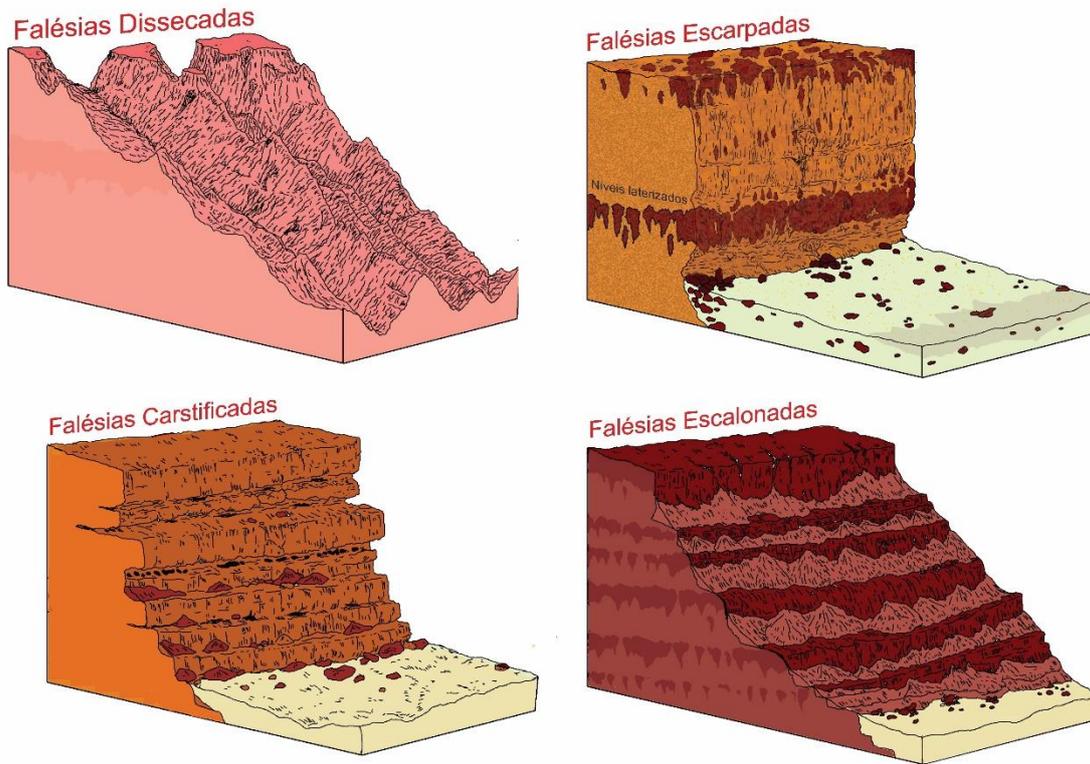
### **RESULTADOS**

Com base na assinatura geomorfológica das falésias, dada a partir das influências faciológica, textural, estrutural e diagenética, será proposto um sistema de classificação que leva em consideração os processos que induzem a erosão e os fatores que a limitam, tais como: graus de deformação rúptil e dúctil, intemperismo, diagênese, grau de dissecação e ação erosiva da água. Os produtos dos movimentos de massa serão de tipo “dissecados”, nos casos de fácies e associações mais friáveis, ao passo que “colapsados” são relativos a fácies mais litificadas.

As classificações posteriormente apresentadas tomam como base X exemplos em 7 áreas distintas, correspondentes aos estados do Ceará, Rio Grande do Norte, Paraíba, Alagoas e Bahia. Todas as áreas amostrais ocorrem em rochas da Formação Barreiras ou fácies mais recentes dos sedimentos pós-Barreiras. Essa classificação será útil para fins de mapeamento, caracterização de processos erosivos e diagnóstico de risco, uma vez que ela considera aspectos climáticos, litológicos, estruturais e vegetacionais no modelar das escarpas.

Os resultados deste trabalho mostram que os processos modeladores, mesmo que submetidos a contextos climáticos não tão destoantes, modelam formas muito diferentes. Isso se dá em virtude dos condicionantes litoestruturais que, no caso das falésias, evidenciam uma clara influência na morfologia. A fim de contemplar a diversidade de padrões geomorfológicos, foi constatado a existência de 5 tipos de falésias: Escarpadas, Dissecadas, Carstificadas, Escalonadas e Duplas (Figura 1). Cada tipo mencionado será apresentado com exemplos de ocorrências no Nordeste brasileiro.

**Figura 1.** Tipologia de Falésias segundo padrão de formas e processos modeladores.



Fonte: Os autores

### Falésias do tipo dissecadas

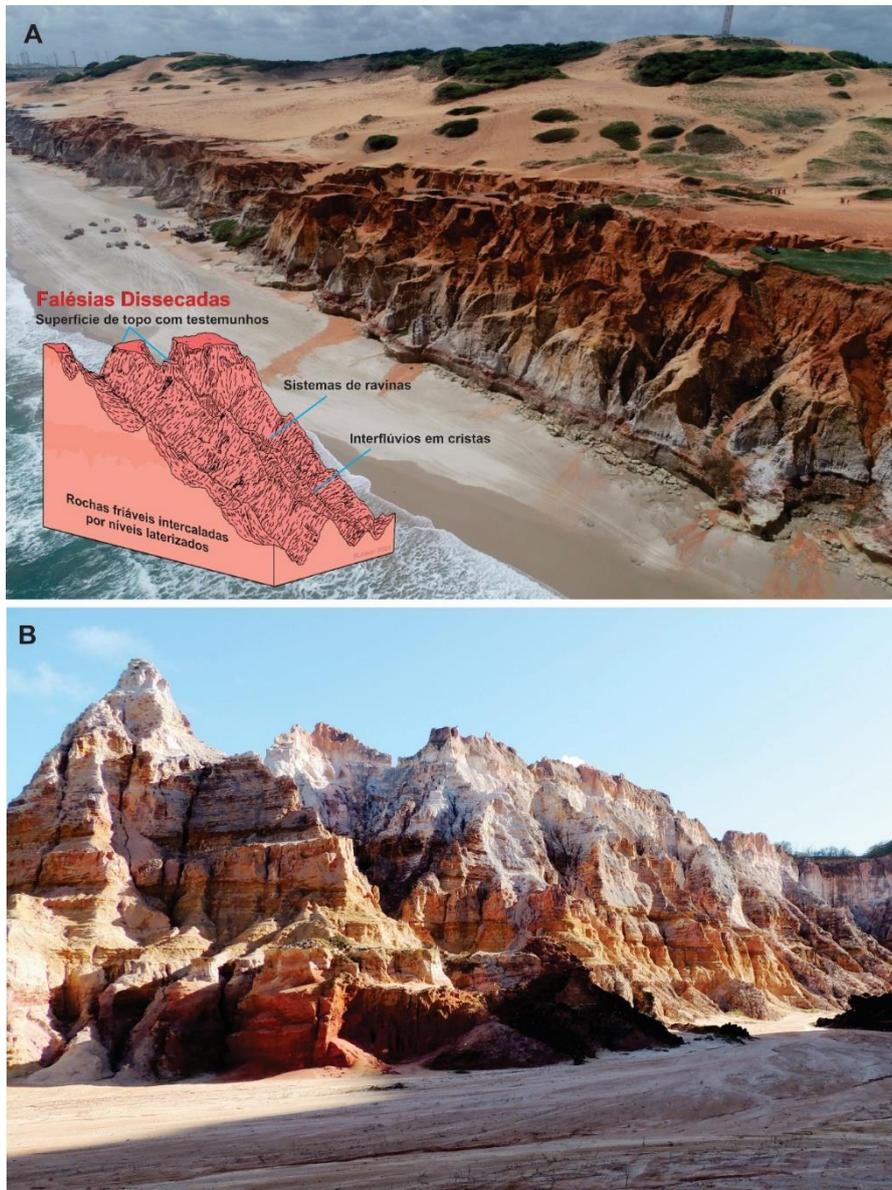
Topos de falésias modelados em fácies menos consolidadas desenvolvem feições de erosão pluvial como resultado da litologia friável e da suscetibilidade à ação da chuva. Nesses casos, níveis de laterização costumam estar no meio ou na base da falésia, atuando como anteparos erosivos, uma vez que são formações sedimentares mais resistentes (Figura 2).

Essa diferenciação de resistência gera um relevo delineado por erosão diferencial, em que a base, mais resistente, está projetada e protege a falésia da recessão da escarpa. Já nos casos em que essa camada sedimentar litificada se encontra acima da linha de maré alta, a abrasão marinha contribui para a formação de cavidades a partir da remoção de blocos rochosos. Especialmente em faixas de praias estreitas, sem a existência de bermas, as falésias recebem diretamente o impacto das ondas, as quais removem o material erodido e geram a projeção da camada laterizada, que passa a evoluir por colapso.

Falésias do tipo dissecadas costumam apresentar uma rede de ravinação resultante do escoamento pluvial, da textura e do baixo grau de diagênese. Em fácies mal consolidadas e compostas por areia fina, como é o caso do topo, a água da chuva adentra os poros e satura, sobretudo, os trechos mais próximos da escarpa, facilitando a remoção desses materiais via fluxo de detritos. Em trechos com rachaduras já existentes, essa erosão é ainda mais bem facilitada.

Exemplos desse tipo de falésia ocorrem em Beberibe (CE) e Gunga (BA), onde existe uma relativa homogeneidade textural da Formação Barreiras e do pós-Barreiras e uma ausência de vegetação no topo (ou a presença de estratos herbáceos). Em termos de litologia, essas camadas siliciclásticas compostas principalmente da fração areia fina, bem selecionadas e com grau de laterização que diminui da base para o topo. A combinação de tais aspectos indica uma evolução sobretudo por erosão pluvial, pois a base está mais projetada e o topo encontra-se recuado.

**Figura 2.** Falésias do Tipo Dissecadas – A: Beberibe – CE, B: Gunga – Alagoas.



**Fonte:** Fotos: A: Rubson P. Maia, 2021. B: C.C Uchoa de Lima, 2013

### Falésias Escarpadas

As fácies mais coesas e com maior diagênese sustentam escarpas bastante íngremes, por vezes com ângulos de declividade superiores a 60°. Nesses casos, ocorrem amplas exposições acerca da arquitetura estratigráfica de unidades neógenas e quaternárias (Formação Barreiras e pós-Barreiras), bem como as linhas de praia estreitas ou ausentes. Nesses casos, tem-se a formação de falésias do tipo escarpadas, cuja evolução ocorre inicialmente pela abrasão marinha, a qual ataca sobretudo a base da falésia, facilmente exposta às ondas, visto que a zona de praia é estreita. Considerando que esse processo é contínuo, quanto mais recuada estiver a base desse relevo, maior será a energia potencial para os movimentos de massa, gerando a recessão da falésia como um todo.

Considerando que existe uma variação no grau de consolidação dos arenitos, sendo algumas fácies mais laterizadas e outras mais friáveis, e que essa gradação das últimas para as

primeiras geralmente ocorre do topo para a base da falésia, a queda de blocos resultante da abrasão marinha nos trechos menos elevados ocasiona um movimento de massa de maiores proporções. Com a remoção desses detritos pelas ondas do mar, o perfil da falésia tende a um aspecto mais vertical, o que justifica a elevada declividade das escarpas (Figura 3).

Falésias escarpadas apresentam como principais processos erosivos o colapso gravitacional, que pode ocorrer por tombamento ou deslocamento. As partes colapsadas, quando correspondentes a fácies mais consolidadas, costumam se fraturar mediante o impacto da queda, aumentando a superfície de contato e intensificando o desgaste desses blocos. Se, por um lado, os detritos friáveis são facilmente levados pelas ondas, por outro, os núcleos laterizados são, pouco a pouco, transportados por arraste em direção ao mar ou soterrados parcialmente em fases agradacionais.

**Figura 3.** Falésias Escarpadas – A: Barra de Tabatinga – RN, B: Pipa – RN, C: Cumuruxatiba – BA.



**Fonte:** Fotos: A e B: Rubson P. Maia, 2020; C.C. Uchoa de Lima, 2019 .

Na praia de Pipa (RN), por exemplo, os blocos de laterita costumam ter tamanhos variados, desde decimétricos a métricos. Esses blocos, por vezes, resguardam sua estrutura colunar original. Seu formato e disposição irregulares ajudam a dissipar a energia das ondas atenuando os efeitos erosivos das marés, ao mesmo tempo em que são afetados por elas.

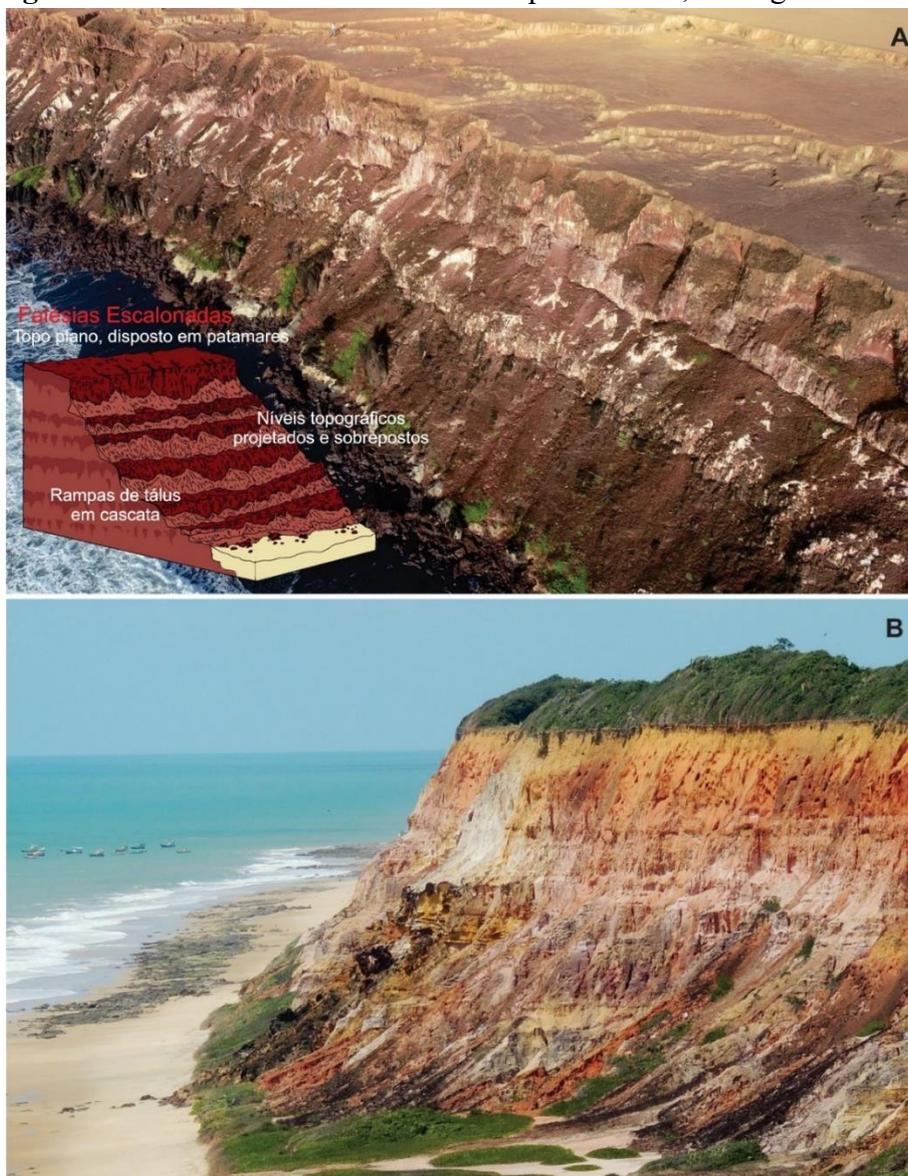
## Falésias Escalonadas

De acordo com as variáveis litificação, textura e deformação, a erosão distingue fácies/camadas de acordo com a resistência diferencial, criando uma assinatura geomorfológica para rochas sedimentares. Em contextos de abrasão marinha menos agressiva, os aspectos litoestruturais ganham maior protagonismo na impressão de padrões morfológicos no relevo. Rochas sedimentares que apresentam gradação decrescente de resistência, textura e composição evidenciam, nesse caso, distintos níveis de erosão.

Desse modo, falésias escalonadas são a resposta da resistência diferencial dos estratos, conferindo-lhe uma sobreposição, de forma similar a degraus. Dada essa projeção da falésia, que aumenta da base em direção ao topo, as fácies mais superiores acumulam sedimentos de tálus nos patamares inferiores, garantindo um aspecto rampeado à falésia (Figura 4).

7

**Figura 4.** Falésias Escalonadas – A: Chapadão – RN, B: Lagoa Azeda – AL.



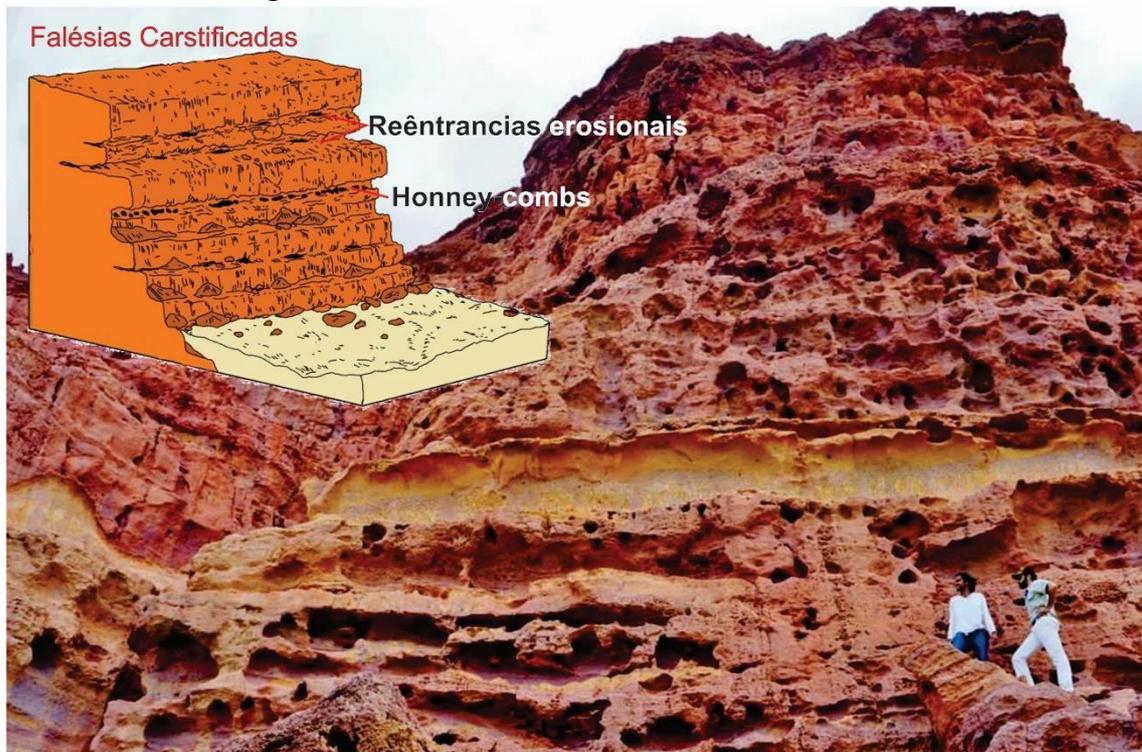
**Fonte:** Fotos - A: Rubson P. Maia, 2020. B: C.C. Uchoa de Lima 2013.

## Falésias Carstificadas

Falésias mais recuadas, com sopé acima da linha de preamar, podem apresentar um ritmo de erosão mais lento, sobretudo quando formadas em camadas/fácies mais resistentes e com maior grau de diagênese. Essas falésias, normalmente classificadas como mortas, já que não são atacadas pela ação marinha, desenvolvem um conjunto de feições localizadas associadas à dissolução, correspondendo a um estágio inicial de carstificação. Essas feições ocorrem na forma de cavidades e, por vezes, em seu interior, é possível observar honeycombs.

Falésias carstificadas correspondem as mais estáveis do ponto de vista de erosão e evolução geomorfológica a curto-termo, uma vez que as feições de carstificação precisam de tempo e ambiente estável para se desenvolverem, mesmo que em pequenas dimensões. Os demais tipos de falésias possuem ritmo de erosão mais acelerado que as carstificadas, o que torna a escarpa instável e em constante processo erosivo de recuo; nesse contexto, a instabilidade gerada pela erosão é um fator limitante ao desenvolvimento de feições cársticas.

**Figura 5.** Falésia Carstificada – Ponta do Mel – RN.



Fonte: Desenho e foto (2017): Maia, R.P.

Na falésia de Ponta do Mel (RN), há que se destacar a configuração semiárida nesse trecho do litoral, com pluviosidades anuais médias entre 600 mm e 700 mm, distribuídas de forma intensa por não mais que 4 meses (DINIZ; PEREIRA, 2015). Especula-se que, apesar da precipitação reduzida, esses valores sejam importantes para o desenvolvimento de feições alveolares na falésia.

## Discussão

Os principais resultados deste trabalho demonstram que, de forma geral, o comportamento do perfil vertical da falésia pode ser resultante da influência dos componentes litoestruturais, associados ao grau de abrasão marinha que a escarpa pode estar submetida, respondendo pela diversidade de tipologias de falésias para o Nordeste brasileiro.

Litologia, história tectônica, padrão de fraturamento, altura da falésia e declividade são aspectos que exercem um efeito de vulnerabilidade ou resistência à erosão marinha, que ataca sobretudo a base da escarpa (MORTIMORE et al., 2004). No caso do Nordeste brasileiro, a configuração do litoral é herdada dos esforços que originaram as bacias sedimentares mesozoicas e culminaram na abertura do Oceano Atlântico, processos que imprimiram padrões de relevo que afetaram não somente redes de drenagem, mas também o estabelecimento de dois padrões de direção da linha de costa: Brasileiro – NE/SW, entre Chuí (RS) e Cabo Calcanhar (RN) – e Caraíba – NW-SE, entre Cabo Calcanhar (RN) e Oiapoque (AP) (TESSLER; GOYA, 2005). Ademais, a zona litorânea nordestina possui registros de deformação rúptil e inversão do campo de tensões, justificando o formato em “teclas de piano” da costa oriental e o soerguimento de antigas áreas agradacionais, atualmente submetidas à erosão (NOGUEIRA et al., 2010; ROSSETTI et al., 2011; MAIA; BEZERRA, 2014; LIMA et al., 2017; OLIVEIRA et al., 2018; Maia; BEZERRA, 2020; SOUZA et al., 2022).

De forma geral, o colapso de falésias é um problema não raro entre os litorais que vão desde o Amapá até o Rio de Janeiro, dada a associação à baixa resistência litológica dos sedimentos Barreiras e pós-Barreiras (Rossetti, 2008). Assim, a coluna estratigráfica para o Nordeste exibe as rochas mais resistentes na base, ao passo que meio e topo tendem a possuir graus de consolidação inferiores, padrão que não se difere de outras áreas do mundo modeladas em rochas sedimentares (EMERY; KUHN, 1982; SUNAMURA, 2015).

Após o evento deposicional do Barreiras, a combinação de processos erosivos com deposicionais se tornou vigente, devido às quedas eustáticas e o soerguimento da Borborema, contribuindo para a conformação dos tabuleiros presentes no Nordeste do Brasil (ARAI, 2006). Além disso, o tipo climático tropical favorece a presença de água no sistema, colocando-a como o principal agente degradante das rochas (BIGARELLA; BECKER; SANTOS, 2007). Tanto em níveis superficiais quanto freáticos, os detritos são quimicamente alterados, subsidiando a formação de duricrostas, as quais podem ser enclaves de resistência ao intemperismo (PAIN; OLLIER, 1995). No entanto, as áreas não afetadas por esses processos podem resguardar uma litologia friável, bastante propensa a movimentos de massa do tipo fluxo (ROSSETTI, 2008).

As propriedades litológicas (homogeneidade, estruturas) são muito importantes para a modelagem das falésias (SUNAMURA, 2015). No caso de falésias ativas e que possuem uma relativa homogeneidade litológica, o perfil da falésia denota uma convergência entre topo, meio e base, uma vez que a erosão no sopé da falésia contribui para o colapso do trecho menos estável, especialmente se o litotipo for fracamente consolidado. No entanto, embora o Nordeste brasileiro não conte com hard rocks (granito, basalto e metamórficas densas), a hipótese apresentada por este trabalho é que variações de consolidação em rochas sedimentares podem ser cruciais para governar a conformação dos perfis das falésias.

A largura da zona de praia é um aspecto a se considerar no sentido de que, à medida que a distância entre mar e escarpa da falésia diminui, a energia das ondas será totalmente liberada contra a escarpa, causando a queda de estruturas, ao passo que em trechos com planície litorânea possuem ondas com energias já parcialmente dissipadas (BULLOCK et al., 2007; BREDMOSE et al., 2009).

O clima exerce um papel fundamental na modelagem do relevo costeiro, uma vez que o regime de ventos e ondas guia os processos de intemperismo que ajudam a desintegrar as frações rochosas (BIRD, 2008). Ademais, a energia deliberada pelas ondas é considerada

enquanto um motor essencial no governo da erosão da falésia, já que o impacto delas comprime o ar nas zonas de fratura e pode exercer pressões que induzem à quebra ou à remoção de fragmentos (TRENHAILE, 1987; SUNAMURA, 1992), impactando diretamente no volume de material removido (THOMPSON et al., 2019). Outra ação não negligenciada é a das ondas e dos detritos que estão na base, os quais trabalham no atrito de materiais e intensificam ainda a degradação do sopé (SUNAMURA, 2015).

Embora exista uma ênfase maior à erosão marinha, é consenso o papel da pluviosidade, ou melhor, das chuvas concentradas para os movimentos de massa em falésias, aumentando a instabilidade da escarpa e contribuindo para os maiores volumes de material erodido, mesmo que os níveis de energia das ondas não fossem os mais elevados (YOUNG et al., 2009). Considerando que, para falésias situadas em zonas de clima mediterrâneo, a correlação entre chuvas e erosão foi alta ( $R^2 > 0,8$ ), sendo vista como o mecanismo crítico de colapso da escarpa (YOUNG et al., 2009), é possível presumir que regiões tropicais sejam mais fortemente influenciadas, já que a pluviosidade tende a ser duas ou três vezes superior, conforme já reportado em comparação com outras áreas do mundo onde existem falésias (BARBOSA et al., 2022).

Se, por um lado, a presença de vegetação de maior porte auxilia na infiltração da água, reduzindo o escoamento superficial, por outro, verões mais úmidos podem ocasionar grandes pluviosidades, saturando o material superficial e desencadeando o desmoronamento do topo. Nas falésias dissecadas e escalonadas, por exemplo, os ravinamentos e os patamares do topo são facilitados pela menor consolidação dos estratos superiores e pela incipiência ou pela ausência de vegetação. Todavia, as falésias escarpadas apresentadas no trabalho possuem densa cobertura vegetal associada a presença de fraturas (AMORIM; MAIA, 2021), resultando em uma maior quantidade de notificações de desmoronamentos na primeira metade do ano. Esse tipo de risco é, também, apontado para as áreas de falésias dissecadas, onde os setores de reentrâncias contam com faixas de isolamento após grandes quantidades de chuva.

A interação dos fatores supracitados, dada em ritmo episódico, governa as mudanças ao longo do perfil da falésia, especialmente durante as fases mais úmidas, quando sequências de chuvas concentradas combinadas com a abrasão marinha afetam a estabilidade e o perfil da escarpa em decorrência do recuo que existe no sopé (THOMPSON et al., 2019; YOUNG et al., 2021; ENZEL et al., 2022). Ademais, o ritmo de elevação do nível do mar, quando associado com a presença de diferentes camadas litológicas e com o contexto estrutural, pode intensificar as taxas de recessão (CARPENTER et al., 2014; TRENHAILE, 2016).

Por esse motivo, compreende-se que a recessão da falésia é resultante da combinação da atuação entre forças dirigentes – ação das ondas, chuvas, abrasão, erosão laminar, pressão de fluidos e poros, gravidade e uso antrópico – e forças de resistência – coesão, porosidade e permeabilidade da rocha e presença de talus no sopé da escarpa (ALESSIO; KELLER, 2020). Enquanto os primeiros processos governam a erosão, os segundos controlam a resistência e ditam a forma que a escarpa vai colapsar (YOUNG et al., 2009), fazendo com que a ocorrência de quedas seja altamente variável (NEVES; PEREIRA, 1999), dependendo das propriedades dos materiais que formam a escarpa (LIM et al., 2010).

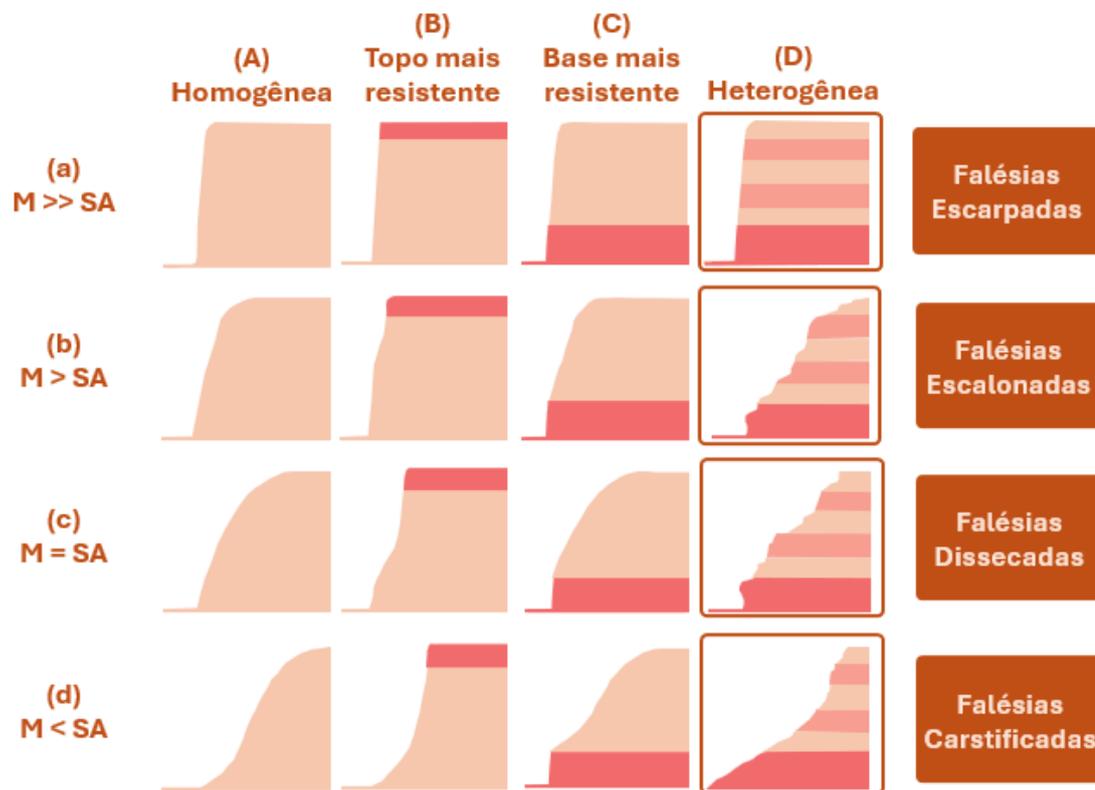
De forma geral, o perfil de uma escarpa pode tender à convergência – quando topo, meio e base possuem projeções relativamente similares – ou à divergência – no caso em que a escarpa apresenta diferenças no delineado (ALESSIO; KELLER, 2020). Aplicando esse parâmetro para as falésias analisadas no Nordeste brasileiro, pode-se afirmar que falésias escarpadas são de tipo convergente, mas que a maior exclusividade dos processos subaéreos é responsável pela divergência, como se nota de forma sutil nas falésias escalonadas e de forma mais pronunciadas nas tipologias dissecada e carstificada.

Embora a literatura internacional tenha uma tendência a reportar a existência de falésias com um perfil convergente entre base, meio e topo, trabalhos que utilizam técnicas de

mapeamento de linha de costa indicam que falésias podem apresentar variações locais na declividade (LIU et al., 2009). Tal comportamento pode ser decorrente das diferenças estruturais e litológicas das rochas que sustentam a escarpa, levando a um perfil mais irregular (LIM et al., 2010).

Em termos de classificação de perfis, a relação ente as erosões marinha e subaérea resultam em três estágios possíveis para as falésias: (i) ativas, quando a exposição da rocha pela retração contínua se deve à ação combinada entre processos subaéreos e marinhos, sendo o segundo mais intenso que o primeiro; (ii) inativas, em que as escarpas são protegidas por rampa de tálus ou cobertura vegetal; (iii) antigas, no caso em que apenas a erosão subaérea governa a suavização do topo e a deposição de detritos na base (EMERY; KUHN, 1982). Na área de estudo, nota-se uma relativa proximidade com o primeiro tipo, contudo o perfil das falésias não é tão uniforme quanto a matriz trazida pelos autores, a qual contempla resistência exclusivamente na base ou no topo das escarpas. Por esse motivo, considerando a heterogeneidade dos fatores e das respostas geomorfológicas, nosso objetivo aqui foi o de aprimorar a taxonomia clássica (Figura 08) e mostrar como a diversidade de tipologias encontradas no NE brasileiro é reflexo dos múltiplos processos que marcam a zona tropical.

**Figura 6.** Matriz de perfis para falésias adaptada de Emery e Kuhn (1982) a partir do contexto do NE brasileiro, trazendo a combinação entre a efetividade dos processos marinhos (M) e subaéreos (SA). Considera-se um quarto grau de limitação, que é a combinação de diferentes resistências litológicas, as quais são indicadas a partir da intensidade de cores. As suposições de proximidade do equilíbrio estacionário e de topo em forma de mesa são mantidas.



Fonte: Os autores

De forma similar aos perfis Aa, Ba e Ca, Da apresenta uma configuração mais convergente, considerando que a maior efetividade relativa dos processos marinhos traz, a curto termo, uma evolução que não necessariamente gera perfis com grandes desalinhamentos por

intemperismo diferencial. Em Pipa, exemplo de perfil Da (falésia escarpada), há que se considerar a importância não secundária dos eventos chuvosos para afetar a estabilidade da falésia, visto que já está instável na base. Em casos de falésias afetadas por tectônica rúptil, como é o caso de diversos exemplares na Paraíba, a rede de falhas e fraturas é aproveitada pela água das intensas chuvas como zonas de maior porosidade, sobrecarregando o aporte hídrico e contribuindo no aumento da instabilidade de toda a escarpa, levando a desmoronamentos. Essa dinâmica de vertente é presente, também, em outros relevos escarpados localizados em zonas de clima tropical litorâneo, a espelho do Sudeste do Brasil.

Falésias documentadas aqui como escarpadas são, de longe, as mais reportadas na literatura internacional, visto que os processos de recessão são os mais intensos, fornecendo maior risco às populações humanas. Nesses casos, o ciclo de queda da falésia é dado pela erosão na base até chegar ao ponto crítico, resultando na desintegração de uma parte ligada à base; posteriormente, o desgaste do topo contribui para a desintegração da parte mais exposta da escarpa, trazendo consigo abaixo todos os fragmentos direta ou indiretamente ligados a ela (MORTIMORE et al., 2004; YOUNG et al., 2009). Se a primeira etapa pode demorar até alguns anos para concluir, bem como a erosão dos talus, os momentos de colapso podem ocorrer em intervalos de tempo menores (TRENHAILE, 1987; SUNAMURA, 1992; YOUNG et al., 2009).

Já no caso de Db e Dc, correspondentes às falésias escalonadas e dissecadas, o incremento da ação erosiva subaérea no topo e no meio favorece a formação de patamares erosivos mais bem pronunciados, se comparados ao perfil Da. Como o topo e o meio são menos consolidados do que a base, e que a vegetação é herbácea ou ausente, os processos subaéreos tendem a ser mais vigorosos, sobretudo nas condições de pluviosidade e consolidação dos arenitos das áreas amostradas, aumentando a divergência do perfil das falésias e denunciando uma evolução mais equilibrada entre a ação marinha, que diminui a estabilidade da base escarpa, e subaérea, atacando o topo e o meio.

A perda de influência da erosão marinha, em Dc, resulta na conformação de um perfil divergente, ainda que os tipos litológicos não sejam tão diferentes entre si. Na ausência de vegetação, bem como na baixa abrupta da consolidação no topo e no meio, o recuo do topo/meio em relação à base pode variar desde alguns centímetros até 2 metros, como apresentado nos perfis de Morro Branco por Barbosa et al. (2022). Ainda que possa ser especulada uma evolução para a área exclusivamente a partir de variações eustáticas, o comportamento do relevo deveria ser escalonado se a litologia e o grau de diagênese fossem os mesmos. Contudo, em visitas de campo, testes de quebra foram realizados entre as diferentes faciologias, evidenciando que, de fato, enquanto a base demanda a quebra com martelo, o meio e o topo são facilmente esfreláveis na mão, corroborando com as características petrográficas descritas por Castelo Branco (2003) e Silva (2021). Esse comportamento mostra o papel do desgaste diferencial para esse tipo de escarpa, o que justifica a classificação trazida neste trabalho (falésias dissecadas).

Embora a matriz elaborada idealmente considere apenas falésias ativas, a adaptação realizada viabilizou a inserção de falésias inativas, como determinados trechos de Morro Branco (CE) e antigas, como é o caso de Dd. No caso específico de Ponta do Mel (RN), sabe-se que sua localização e sua altitude se explicam não apenas pelas flutuações eustáticas, mas também pela ação da tectônica pós-miocênica na porção ocidental da Bacia Potiguar, a qual inverteu as falhas e elevou topograficamente antigas regiões de deposição (MAIA; BEZERRA, 2014). Esse evento foi importante para “isolar” a falésia e dar a ela um perfil na base bastante típico de falésias antigas pelo mundo, que é a morfologia de rampa, já identificada em análises de perfis na Califórnia (EMERY; KUHN, 1982).

Percebe-se, portanto, que a combinação entre o grau de consolidação do substrato rochoso, ao longo de um mesmo tipo litológico, a fixação (ou não) de vegetação, a presença de descontinuidades estruturais, a distância entre a falésia e o mar, a ação das chuvas concentradas e o impacto das ondas é condicionante para a diversidade morfológica das falésias do Nordeste

brasileiro. Por se tratar de morfologias delineadas em sedimentos neógenos e pós-neógenos, as falésias são importantes indicadores dos processos erosivos quaternários na faixa costeira do Brasil, governados pelas flutuações eustáticas e climáticas.

## CONCLUSÕES

Este trabalho apresentou um modelo de classificação geomorfológica para falésias, utilizando a morfologia como resposta aos condicionantes litoestruturais frente à erosão. Foi demonstrado que a morfologia de detalhe, presente na escarpa, pode ser utilizada como diagnóstico da relação forma-processo, visto que as variações litoestruturais internas, associadas às particularidades climáticas tropicais e à abrasão marinha, condicionam uma maior ou menor resistência ao desgaste diferencial. Essas variações incluem grau de deformação dúctil/rúptil, nível de diagênese (por laterização, no caso) e variações texturais.

A variabilidade de formas de falésias aqui apresentadas resulta, sobretudo, das interrelações entre os condicionantes litoestruturais, uma vez que do ponto de vista climático, os processos esculturadores estão submetidos a contextos semelhantes. Considerando a predominância desses relevos na faixa costeira do Brasil, espera-se que o presente artigo auxilie em trabalhos futuros no que tange a riscos e análise de processos em falésias tropicais.

## REFERÊNCIAS

- ALESSIO, P.; KELLER, E. A. Short-term patterns and processes of coastal cliffs erosion in Santa Barbara, California. **Geomorphology**, v. 353, 2020. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2019.106994>
- AMORIM, R. F.; MAIA, R. P. **Diagnóstico e apontamentos de medidas mitigadoras para o contexto de riscos nas falésias de Pipa e Barra de Tabatinga – RN**. Relatório, Natal, 2021.
- ARAI, M. A grande elevação eustática do Mioceno e sua influência na origem do Grupo Barreiras. **Geologia USP Série Científica**, v. 6, n. p.1-6, 2006. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300002>
- BARBOSA, A. B. S.; MAIA, R. P.; SOUZA, A. S. V.; GOMES, E. L. M. Geological control and processes in tropical coastal cliffs: Insights from Morro Branco, Northeastern Brazil. **10th International Conference on Geomorphology**, Coimbra, Portugal, 2022. <https://doi.org/10.5194/icg2022-711>
- BIGARELLA, J. J. The Barreiras Group in northeastern Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, v. 47, p. 365–393, 1975.
- BIGARELLA, J. J.; BECKER, R. D.; SANTOS, G. F. dos. **Estrutura e origem das paisagens tropicais e subtropicais**. 1 ed. Vol. 3. Florianópolis: UFSC, 2007.
- BIRD, E. **Coastal geomorphology: an introduction**. 2. ed. West Sussex, England: John Wiley & Sons, Ltd, 2008.
- BREDMOSE, H.; PEREGRINE, D. H.; BULLOCK, G. N. Violent breaking wave impacts. Part 2: modelling the effect of air. **Journal of Fluid Mechanics**, v. 641, p. 389-430, 2009. <https://doi.org/10.1017/S0022112009991571>

BULLOCK G. N.; OBHRAI, C.; PEREGRINE, D. H.; BREDMOSE, H. Violent breaking wave impacts. Part 1: results from large-scale regular wave tests on vertical and sloping walls. **Coastal Engineering**, v. 54, n. 8, p. 602–617, 2007. <https://doi.org/10.1016/j.coastaleng.2006.12.002>

CARPENTER, N. E.; DICKSON, M. E.; WALKDEN, M. J. A.; NICHOLLS, R. J.; POWRIE, W. Effects of varied lithology on soft-cliff recession rates. **Marine Geology**, v. 354, p. 40-52, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.04.009>

CASTELO BRANCO, M. P. N. **Análise dos sistemas deposicionais e dinâmica costeira do município de Aquiraz, Estado do Ceará, com auxílio de imagens de sensoriamento remoto.** 235 f. Tese (Doutorado em Geoprocessamento de Dados Geológicos e Análise Ambiental) – Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, 2003.

DINIZ, M. T. M.; PEREIRA, V. H. C. Climatologia do estado do Rio Grande do Norte: sistemas atmosféricos atuantes e mapeamento de tipos de clima. **Boletim Goiano de Geografia**, Goiânia, v. 35, n. 3, p. 488-506, 2015. <https://doi.org/10.5216/bgg.v35i3.38839>

EMERY, K. O.; KUHN, G. G. Sea cliffs: their processes, profiles, and classification. **Geological Society of America Bulletin**, Colorado, v. 93, n. 7, p. 644–654, 1982. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1982\)93<644:SCTPPA>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1982)93<644:SCTPPA>2.0.CO;2)

ENZEL, Y.; MUSHKIN, A.; GROISMAN, M.; CALVO, R.; EYAL, H.; LENSKY, N. The modern wave-induced coastal staircase morphology along the western shores of the Dead Sea. **Geomorphology**, v. 408, n. 108237, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2022.108237>  
FURLAN, A. A. **Falésias na Formação Barreiras: análise regional e proposta tipológica.** 278f. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade de São Paulo, São Paulo, 2014.

GANDINI, R.; ROSSETTI, D.F.; NETTO, R.G.; BEZERRA, F.H.R.; GÓES, A. M. Neotectonic evolution of the Brazilian northeastern continental margin based on sedimentary facies and ichnology. **Quaternary Research**, v. 82, n. 2, p. 462–472, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2014.07.003>

GANDINI, R.; ROSSETTI, D. F.; NETTO, R.G.; GÓES, A. M. A Miocene wave-dominated estuarine system in the Paraíba Basin, northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 79, p. 264–280, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.08.007>

GONZÁLEZ, O. I. R.; LIMA, C. C. U. Modelagem espacial da neotectônica na costa do descobrimento, sul do estado da Bahia. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 2, 2021. <https://doi.org/10.20502/rbg.v22i2.1776>

LEE, E. M. Coastal cliff behaviour: observations on the relationship between beach levels and recession rates. **Geomorphology**, n. 101, p. 558-571, 2008. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2008.02.010>

LIM, M.; ROSSER, N. J.; ALLISON, R. J.; PETLEY, D. N. Erosional processes in the hard rock coastal cliffs at Staithes North Yorkshire. **Geomorphology**, v. 114, p. 12-21, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2009.02.011>

LIMA, C. C. U.; VILAS-BOAS, G. S.; BEZERRA, F. H. R. Faciologia e Análise Tectônica Preliminar da Formação Barreiras no Litoral Sul do Estado da Bahia. **Geologia USP Série Científica**, v. 6, n. 2, p. 71–80, 2006. <https://doi.org/10.5327/S1519-874X2006000300009>

LIMA, J. C. F.; BEZERRA, F. H. R.; ROSSETTI, D. F.; BARBOSA, J. A.; MEDEIROS, W. E.; CASTRO, D. L.; VASCONCELOS, D. L. Neogene–Quaternary fault reactivation influences coastal basin sedimentation and landform in the continental margin of NE Brazil. **Quaternary International**, v. 438, p. 92–107, 2017. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.03.026>

LIU, J. K.; LI, R.; DESHPANDE, S.; NIU, X.; SHIH, T. Y. Estimation of blufflines using topographic Lidar data and orthoimages. **Photogrammetric Engineering Remote Sensing**, v. 75, p. 69–79, 2009.

MABESOONE, J. M., CAMPOS E SILVA, A.; BEURLIN, K. Estratigrafia e origem do Grupo Barreiras em Pernambuco, Paraíba e Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 2, n. 3, p. 173-188, 1972.

MAIA, R. P.; AMORIM, R. F., MEIRELES, A. J. A. **Falésias: origem, evolução, risco**. Fortaleza: UFC, 2022.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Structural Geomorphology in Northeastern Brazil**. Springer, 2020.

MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Inversão tectônica do relevo na Bacia Potiguar, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 15, n. 1, p. 61-74, 2014. <https://doi.org/10.20502/rbg.v15i1.419>

MASSELINK, G.; HUGHES, M. G. **Introduction to Coastal Processes & Geomorphology**. London, Great Britain: Hodder Education, 2003.

MEIRELES, A. J. A. **Geomorfologia costeira: funções ambientais e sociais**. Fortaleza: Imprensa Universitária, 2014.

MORTIMORE, R. N.; LAWRENCE, J.; POPE, D.; DUPERRÉ, A.; GENTER, A. Coastal cliff geohazards in weak rock: the UK Chalk cliffs of Sussex. In: MORTIMORE, R. N.; DUPERRÉ, A. (Eds). **Coastal chalk cliff instability**. Geological Society, London, Engineering Geology Special Publications, v. 20, p. 3-31. 2004.

NAYLOR, L. A.; COOMBES, M. A.; VILES, H. A. Reconceptualising the role of organisms in the erosion of rock coasts: a new model. **Geomorphology**, v. 157, p. 17–30, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2011.07.015>

NEVES, M.; PEREIRA, A. R. The interaction between marine and subaerial processes in the evolution of rocky coasts: The example of Castelejo (southwest Portugal). **Boletim do Instituto Espanhol Oceanográfico**, v. 15, n. 1-4, p. 251-258, 1999.

NOGUEIRA, F. C. C.; BEZERRA, F. H. R.; FUCK, R. A. Quaternary fault kinematics and chronology in intraplate northeastern Brazil. **Journal of Geodynamics**, v. 49, p. 79-91, 2010. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2009.11.002>

OLIVEIRA, L. C.; OLIVEIRA, R. M. A. G.; PEREIRA, E. Possível controle neotectônico sobre as falésias do litoral sul da Bahia. *Anuário do Instituto de Geociências*, v. 41, p. 702–716, 2018. [https://doi.org/10.11137/2018\\_3\\_702\\_716](https://doi.org/10.11137/2018_3_702_716)

PAIN C. F.; OLLIER, C. D. Inversion of relief – A component of landscape evolution. *Geomorphology*, v. 12, p. 151-165, 1995. [https://doi.org/10.1016/0169-555X\(94\)00084-5](https://doi.org/10.1016/0169-555X(94)00084-5)  
PEULVAST, J.P.; BÉTARD, F. **Landforms and landscape evolution of the equatorial Margin of Northeast Brazil: an overview**. Switzerland: Springer International Publishing, 2015.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H. R.; DOMINGUEZ, J. M. L. Late Oligocene-Miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brazil. *Earth-Science Reviews*, v. 123, p. 87–112, 2013. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.04.005>

ROSSETTI, D. F.; DOMINGUEZ, J. M. L. Tabuleiros Costeiros [Coastal Tablelands]. In: BARBOSA, J. S. F. **Geologia da Bahia, Pesquisa e Atualização**. Série Publicações Especiais, 13, CBPM/UFBA, 2: p. 365-394, 2012.

ROSSETTI, D. F.; BEZERRA, F. H.; GÓES, A. M.; VALERIANO, M. M.; ANDRADES-FILHO, C. O.; MITTANI, J. C. R.; TATUMI, S. H.; BRITO-NEVES, B. B. 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, p. 191–204, 2011. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2010.12.026>

ROSSETTI, D. F.; GÓES, A.M. Marine influence in the Barreiras Formation, state of Alagoas, northeastern Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 81, n. 4, p. 741–755, 2009. <https://doi.org/10.1590/S0001-37652009000400012>

ROSSETTI, D. M. F. Ambientes costeiros. In: FLORENZANO, T. G. (org.) **Geomorfologia: conceitos e tecnologias atuais**. São Paulo: Oficina de Textos, 2008. p. 247-283.

SILVA, R. R. **Evolução e vulnerabilidade das falésias na costa leste do Ceará-Nordeste do Brasil**. 159 f. Tese (Doutorado em Ciências Marinhas Tropicais) - Programa de Pós-Graduação em Ciências Marinhas Tropicais, Instituto de Ciências do Mar - LABOMAR, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2021.

SOUZA, C. M. P.; LIMA, C. C. U.; COSTA, L. M.; VELOSO, G. V.; GOMES, R. L.; LEITE, M. E.; FERNANDES-FILHO, E. I. Geomorphic indices, machine learning and OSL-palynology chronology to assess neotectonic deformation in the continental margin – Northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, v. 118, n. 103931, 2022. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2022.103931>

SUNAMURA, T. Rocky coast processes: with special reference to the recession of soft rock cliffs. *Proceedings of the Japan Academy Ser B Physical and Biological Sciences*, v. 91, n. 9, p. 481-500, 2015. <https://doi.org/10.2183/pjab.91.481>

SUNAMURA, T. **Geomorphology of rocky coasts**. West Sussex, England: John Wiley & Sons, 1992.

TESSLER, M. G.; GOYA, S. C. Processos Costeiros Condicionantes do Litoral Brasileiro. **Revista do Departamento de Geografia**, v. 17, p. 11-23, 2005. <https://doi.org/10.7154/RDG.2005.0017.0001>

THOMPSON, C. F.; YOUNG, A. P.; DICKSON, M. E. Wave impacts on coastal cliffs: do bigger waves drive greater ground motion? **Earth Surface Processes and Landforms**, 2019. <https://doi.org/10.1002/esp.4712>

TRENHAILE, A. Rocky coasts — their role as depositional environments. **Earth-Science Reviews**, v. 159, p. 1–13, 2016. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.05.001>

TRENHAILE, A. S. **The Geomorphology of Rock Coasts**. New York: Oxford University Press, 1987. 384 p.

YOUNG, A. P.; GUZA, R. T.; MATSUMOTO, H.; MERRIFIELD, M. A.; O'REILLY, W. C.; SWIRAD, Z. M. Three years of weakly observations of coastal cliff erosion by waves and rainfall. **Geomorphology**, v. 371, n. 107545, p. 1-7, 2021. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2020.107545>

YOUNG, A. P.; CARILLI, J. E. Global distribution of coastal cliffs. **Earth Surface Processes and Landforms**, v. 44, p. 1309-1316, 2019. <https://doi.org/10.1002/esp.4574>

YOUNG, A. P.; GUZA, R. T.; FLICK, R. E.; O'REILLY, W. C.; GUTIERREZ, R. Rain, waves, and short-term evolution of composite sea cliffs in southern California. **Marine Geology**, v. 267, n. 1-2, p. 1–7, 2009. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2009.08.008>