

**CARACTERIZAÇÃO E EVOLUÇÃO DA HISTÓRIA NATURAL DA
ZONA COSTEIRA DE TIBAU, GROSSOS E AREIA BRANCA/RN.**

Maria Luiza de Oliveira Terto, Marco Túlio Mendonça Diniz

¹ Doutoranda da Universidade Federal do Rio Grande do Norte

² Prof. Dr. Universidade Federal do Rio Grande do Norte

RESUMO

A geodiversidade abrange diversos aspectos; pedológicos, hidrológicos, geológico entre outros, dos quais trataremos o componente geomorfológico, que atua como registro de diferentes processos evolutivos ao longo da história natural da Terra. Dentro deste contexto, o presente trabalho tem como objetivo descrever os elementos que ocorreram no litoral de Tibau, Grossos e Areia Branca/ RN, servindo de base para a compreensão da morfologia da área, servindo de base para o posterior estudo da geodiversidade. Realizando o resgate da história natural, desde a conformação da Bacia Potiguar, com a separação do Super Continente Gondwana, até as mudanças morfológicas mais recentes, trazendo a constituição e idade de constituição das Formações geológicas, Formação Tibau, Jandaíra e Barreiras. Quanto as feições, identificou-se as dunas (dunas ativas e inativas e lençóis de areia) barcanóides, os depósitos marinhos (Rochas praias), bem como depósitos aluviais associados ao estuário do Apodi- Mossoró, planícies costeiras, falésias e associação aos tabuleiros costeiros e presença de linha de recifes (*Beach rocks*).

Palavras-chave: Geomorfologia, história natural, evolução litorânea

ABSTRACT

Geodiversity encompasses several aspects; pedological, hydrological, geological among others, of which we will deal with the geomorphological component, which acts as a record of different evolutionary processes throughout the Earth's natural history. Within this context, the present work aims to define the elements that occurred on the coast of Tibau, Grossos and Areia Branca/RN, serving as basis for understanding the morphology of the area, serving as a basis for the further study or geodiversity. Recovering natural history, from the formation of the Potiguar Basin, with the separation of the Gondwana Super Continent, to the most recent morphological changes, bringing the constitution and age of constitution of the geological formations, the Tibau Formation, Jandaíra and Barreiras. As for the features, it was identified as barcanoid dunes(active and inactive dunes and sand sheets), marine deposits (*Beach rocks*), as well as alluvial deposits associated with the Apodi- Mossoró estuary , coastal plains, cliffs and association with coastal plateaus and presence of a reef line (*Beach rocks*).

Keywords: Geomorphology, natural history, coastal evolution.

1 INTRODUÇÃO

Os fatores que se acumulam ao longo do tempo em diferentes processos impressos na litosfera, incluem a variabilidade geológica e geomorfológica, registram a história natural da Terra. Logo, estes fatores atuam como “arquivos”, como classifica Alvarenga et al. (2018), ao passo que narram a cronologia de fatores abióticos, atuando como suporte de todas as formas de vidas (NASCIMENTO; RUCHKYS; MANTESSO-NETO, 2008).

A compreensão desses fatores serve como ponto de partida para a identificação de áreas de interesse. Sendo de essencial importância para o desenvolvimento, de propositivas de conservação de áreas em risco de depredação. Sendo a geoforma a categoria de análise utilizada, sendo compreendidas como “o resultado da atuação de processos estruturais, com agentes internos e externos, consolidando o cenário atual e servindo como suporte para diferenciações de áreas de interesse geomorfológico” (DINIZ et. al., 2020 p.259).

Em geral, as zonas costeiras formam áreas com diversidade de feições e características naturais que auxiliam suas dinâmicas atuantes, proporcionando o provimento de recursos para a sociedade, configurando-se ainda como espaço de vasta ocupação histórica (BAPTISTA; SILVA; MOURA, 2014).

No Rio Grande do Norte, as porções litorâneas se destacam por beleza singular e relevância em seus aspectos naturais, proporcionando áreas de valores geomorfológicos, e que conhecê-los, diferenciá-los e valorizá-los faz parte das demandas que recaem sobre a comunidade científica, podendo contribuir nesta direção.

Nesta perspectiva, a Região litorânea da costa Branca, delimitada por Diniz e Oliveira (2016), onde estão localizadas as cidades de Tibau; Grossos e Areia Branca, se destacam por apresentarem alta salinidade. A opção da escolha pelo sistema litorâneo se deu em detrimento a necessidade de compreender os processos evolutivos que ocorreram para a conformação das formas atuais. Nesta perspectiva, se faz mister desenvolver uma reflexão acerca da evolução dos fatores que formam área de estudo que abrange a divisa com o estado do Ceará, a oeste, até o limite com Porto do Mangue, a leste, abrangendo uma área de aproximadamente 54 km de extensão de linha de costa.

cia dos processos evolutivos da área e as geoformas ocorrentes, criou-se, ao final, um quadro com os principais eventos e elementos que corroboram para a constituição da faixa litorânea e em associação a linha do tempo de um dia.

6

2 METODOLOGIA

Para o desenvolvimento deste estudo, foi realizada pesquisa bibliográfica, direcionada para a análise do relevo potiguar, com maior detalhamento para o litoral dos municípios de Tibau, Grossos e Areia Branca/RN, levando em conta as principais feições identificadas em campo e através da pesquisa em gabinete. O desenlace da pesquisa será exposto nos tópicos seguintes através do resgate dos processos ocorrentes e da evolução da história natural, contendo informações obtidas principalmente dos trabalhos de Arraripe e Feijó (1994), Barreto et al. (2004), Pessoa Neto et al. (2007), Amaro e Araújo (2008), Lima (2011), Maia (2012), Meireles (2014), Silva et al. (2015), Barbosa (2017), Ferreira (2019), entre outros.

Após os estudos em gabinete foi desenvolvido o trabalho de campo no litoral dos municípios de Tibau, Grossos e Areia Branca, a fim de aprender fotografias e informações *em situ* das diferenciações do relevo conformadas. Para a elaboração cartográfica, na representação do relevo e das unidades, utilizou-se a base de imagem do sensor *Alos Palsar*, processada em software de geoprocessamento *arcgis* e as unidades de paisagem com efeito de unidades geomorfológicas mapeadas na escala de 1:50.000, a partir das unidades identificadas por Diniz et. al (2020).

3 RESULTADOS E DISCUSSÕES

3.1 Caracterização geológica

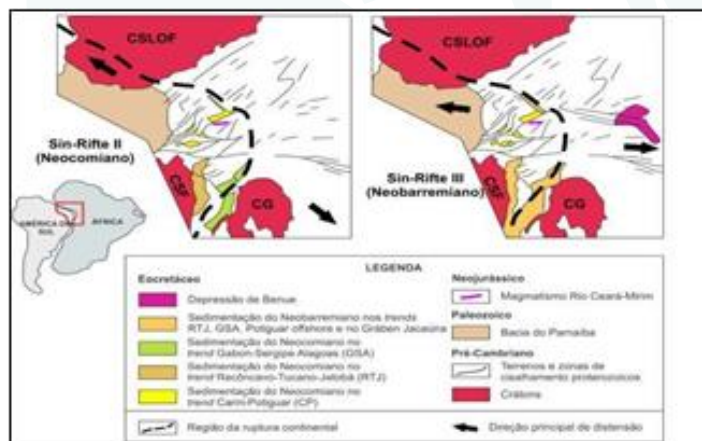
Assim, área de estudo, fixa-se dentro do litoral brasileiro, compreende extensão de 54 km e está situada totalmente na região da costa branca. Delimitada por Diniz e Oliveira (2016) como a linha de costa de Icapuí (CE) até Touros (RN), recebendo esta denominação em função da alta salinidade das águas, com características naturalmente favoráveis a produção de sal marinho. Abrigando, assim, as principais indústrias salineiras, responsáveis por

Encontra-se totalmente inserida na Bacia Potiguar, limitando-se a noroeste com o alto de Fortaleza, que a separa da Bacia do Ceará, a sul com embasamento cristalino, a norte com o oceano atlântico na plataforma continental em isóbata de 2000m e a oeste com a bacia Pernambuco - Paraíba pelo alto de touros, compreendendo um segmento emerso e submerso, corresponde a uma área de 48.000 Km², sendo destes 21.500 Km² emersos (SOARES; ROSETTI; CASSAB, 2003).

Inserida na conjuntura das bacias da margem equatorial atlântica, a Bacia Potiguar fixa-se no domínio tectônico da Província Borborema, por consequência da ruptura do supercontinente Gondwana (CAMPOS, 2012). A parte emersa é caracterizada por grábens assimétricos separados por altos do embasamento e limitados por duas plataformas, a de Touros (a leste) e a de Aracati (a oeste), constituindo um rifte intracontinental (MATOS; CASTRO; PEDROZA JÚNIOR, 2010). Sendo considerada uma bacia relevante do ponto de vista econômico, por conter uma representativa reserva e produção de hidrocarbonetos, descobertos a partir de 1973 na área submersa da bacia (FERREIRA, 2019).

De acordo com Pessoa Neto et al (2007) o registro estratigráfico da Bacia possui três subsequências: Supersequência de Rifte (cretáceo Inferior), Supersequência de Pós-rifte (Aptiano) e Supersequência de Drifte (Albiano até o recente). A Supersequência de Rifte da bacia se iniciou em função do rompimento das placas litosféricas entre a Província Borborema e o Escudo Nigeriano no decurso de abertura do oceano Atlântico Sul, durante o Neocomiano inferior ao Eoaptiano (216 a 125 Ma) (MATOS; CASTRO; PEDROZA JÚNIOR, 2010). Esta supersequência está intimamente ligada ao preenchimento sedimentar da Bacia Potiguar, sendo subdividida em fases, de acordo com Matos (1992), sendo estas sin- Rifte I; sin- Rifte II e sin- Rifte III (Figura 1).

Figura 1- Modelo das fases de rifteamento (sin- rifte II e III) durante a formação sistema de riftes do nordeste brasileiro, associado a formação da Bacia Potiguar. Siglas: CG – Cráton do Congo; CSF - Cráton São Francisco; CSLOF – Cráton São Luís/do Oeste Africano.



Fonte: Adaptado de Matos (1992) por Cunha (2018)

A fase de Rifte se destaca pelos depósitos flúvio-deltaicos e lacustres das formações Pendência e Pescada, provenientes da margem flexural e da margem falhada, oriundas do Neocomiano inferior (Mesozoico), quando um conjunto de riftes foi estruturalmente condicionado por falhamentos, sendo o mais importante o Sistema de Falhas de Carnaubais. Na Supersequência Pós-Rifte a sedimentação é dominada por sistemas deposicionais fluviolacustres, ocorrendo a passagem gradual dos sistemas deposicionais continentais para marinhos. Depois do Albiano, o ambiente de deposição é marinho, existindo formação inicial de sistema de plataforma- talude e bacia (PESSOA NETO et al., 2007).

A Supersequência de Drifte, que compreende a sedimentação marinha existente a partir do Albiano inferior, quando o sistema foi afogado aos poucos pela transgressão do Neocretáceo, chegando ao afogamento máximo dos sistemas fluviais no Eoturoniano, onde se inicia a deposição da seção fluvial a marinha pelos sedimentos da Formação Açu, Formação Quebradas e Formação Ponta do Mel (PESSOA NETO et al. 2007).

3.2 Formação Açu

A Formação Açu (94 – 89 Ma), ocorre na área de estudo, é configurada por depósitos siliciclásticos proximais, segundo Vasconcelos et al. (1990) a formação se divide em unidades, a Açu-1 representa depósitos de leques, formado por arenitos conglomerados a Açu-2 e Açu-3 desenvolve sistemas fluviais entrelaçado e meandrante, a

unidade Açú-4 condiz ao sistema estuarino, nos depósitos de planície marginal e de barras, sob influência das marés.

3.3 Formação Jandaíra

Neste contexto, a Formação Jandaíra (90 a 70 Ma), segundo Barbosa (2017) possui sedimentos siliciclásticos e carbonáticos, com rochas calcárias de baixa energia contendo estruturas sedimentares como estratificações cruzadas e gretas de dissecação. Seus sistemas deposicionais compreendem sistemas de barras e de planície de maré. De acordo com Garcia (2014) os sedimentos associados a esta formação sobrepõem-se concordantemente aos da Formação Açú.

3.4 Formação Tibau

Depois da grande erosão durante o Neocampaniano, um ciclo de sentenças erosivas se desenvolve até o holoceno. Os registros na porção emersa dessas sequências ocorrem por meio da forma de depósitos em leques costeiros. As sequências regressivas representam o registro estratigráfico na bacia, destacando-se por sistemas de plataformas rasas, possuindo como correspondentes as rochas das Formações Tibau, Guamaré e Ubarana (LIMA, 2011).

Neste sentido, a Formação Tibau (82 – 72 Ma) corresponde aos clásticos grossos sobre os carbonatos Guamaré, sendo formada por arenito grosso hialino, com ambiente deposicional de leques costeiros, vistos na área de estudo em afloramento sob forma de falésia ativa na praia de Tibau/RN (Figura 2).

Figura 2 – Afloramento da Formação Tibau, na Praia de Tibau/ RN.



3.5 Formação Barreiras

A evolução cenozóica é conformada pela reativação dos sistemas de falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais, estas falhas são responsáveis pela compartimentação do litoral ao passo que atua na reativação de parte da estrutura ocorrente, modelando a sedimentação costeira e o relevo atual (Barbosa et al., 2018). Neste contexto, conforme Rosseti et al (2013), a Formação Barreiras (23 a 1,6 Ma) se sobrepõe as rochas calcárias da Formação Jandaíra, demonstrando indícios de deposição em função de processos marinhos, associados a depósito de canais, com estratificação cruzada e paralela, associados a ambientes de canais fluviais, como o do Apodi – Mossoró.

A unidade geológica da formação Barreiras constitui o relevo conhecido como tabuleiro, formado por topo plano e suavemente inclinado em direção ao oceano (BARBOSA, 2017). Em suma, os sedimentos desta formação são provenientes da ação intempérica em relação ao cristalino do interior do continente. Na área de Ponta do Mel e São Cristóvão, localizadas no litoral de Areia Branca/ RN (Figura 3), nota-se afloramentos desta formação

Figura 3: Falésias de São Cristóvão e Ponta do Mel.



Legenda: Falésias inativas (paleofalésias) da Praia de Ponta do mel em “A” e Falésias ativas na Praia de São Cristóvão, Areia Branca/RN. Fonte: Marco Túlio M. Diniz, foto de novembro (2019)

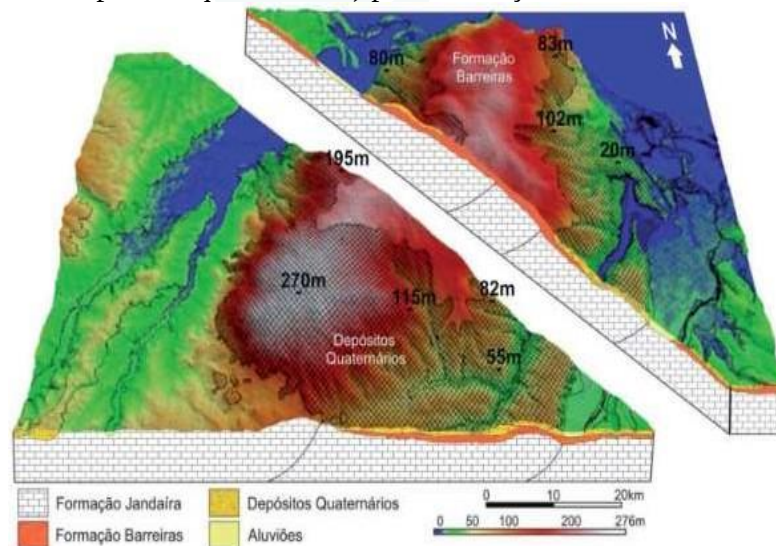
Formação Barreiras pode ser arenito, siltito, argilito e cascalho. De cobertura sedimentar terrígena, essa continuidade sugere que anteriormente equiparava-se a rampas dendríticas aderentes e mergulhadas em direção ao oceano, compreendendo à sedimentação relacionada a eventos de soerguimento epirogenético e/ou flexural continental (NUNES et al., 2011).

Após a conformação do barreiras, a cargo da inversão tectônica, ocorre o surgimento da estrutura dômica da Serra do Mel (5,3 Ma). Maia (2012) descreve, com relação a formação deste domo, o desenvolvimento de estruturas compressionais de inversão controladas por falhas já existentes, oriundas de um regime extensional que se ativa durante a compressão, iniciada no início de rifteamento da margem equatorial. Segundo o autor, estudos envolvendo o mapeamento sísmico da área, indicam quatro pulsos de inversão tectônica, dos quais o terceiro e o quarto são condicionantes das deformações da fase pós-rifte da Bacia Potiguar.

Na porção litorânea, a expressão geomorfológica do soerguimento do domo exterioriza-se nas paleofalésias, próximas à linha de costa, que atingem 120m de altitude na Praia de Ponta do Mel em Areia Branca. As coberturas sedimentares cenozoicas ocorrem no topo, nos flancos e na base da estrutura. Considerando que os depósitos quaternários sobrepõem a estrutura do pós-rifte, impedindo a probabilidade dessas diferenciações na altimetria, em relação ao entorno, serem resultado da erosão diferencial, encontradas em cotas diferentes (MAIA, 2012). Onde os sedimentos quaternários aparecem até a cota de 200m, nos flancos, e ocupam a porção sul do domo, em altitudes de 270 m, como representado na Figura 4, indicativo que este processo de soerguimento do Domo, iniciado antes do quaternário, se perpetuou durante este período da escala de tempo geológico.

Assim, a sedimentação representada pela Formação Barreiras, aflora no topo do domo Serra do Mel. A justaposição desses sedimentos, em consonância com a morfologia dos canais fluviais e dos terraços, indica que a migração dos canais do Rio Apodi- Mossoró e o condicionamento das falésias da Ponta do mel, recebeu influência direta do soerguimento do domo da Serra do Mel (MAIA, 2012). Por fim, no Quaternário, os sedimentos formados por depósito dunares (semifixas ou móveis), de praias, aluvionares, colúvio, planície de maré e cascalheira constituem o último grupo de sobreposição estratigráfica.

Figura 4- Representação dos sedimentos soerguidos (Formação Barreiras e depósitos quaternários) pela formação do Domo Serra do Mel.



Fonte: Maia (2012)

No que tange o desenvolvimento do Rio Apodi- Mossoró, o estudo de doutoramento de Maia (2012) evidencia a existência de estruturas frágeis de direção NE- SW e SE – NE que condicionam o curso do rio Apodi – Mossoró no desenvolvimento da sua morfologia. Em suma, os efeitos da erosão, sobretudo no Cenozoico, geraram a superfície aplainada. Para a área de estudo, no baixo curso do rio, ocorreram, no Mesozóico (sequencia de pós rifte) domínios de planícies, desenvolvidos nos depósitos da formação Açú e Jandaíra, no Cenozoico ocorrendo a sobreposição da Formação Barreiras e os depósitos eólicos e aluvionares (MAIA, 2012).

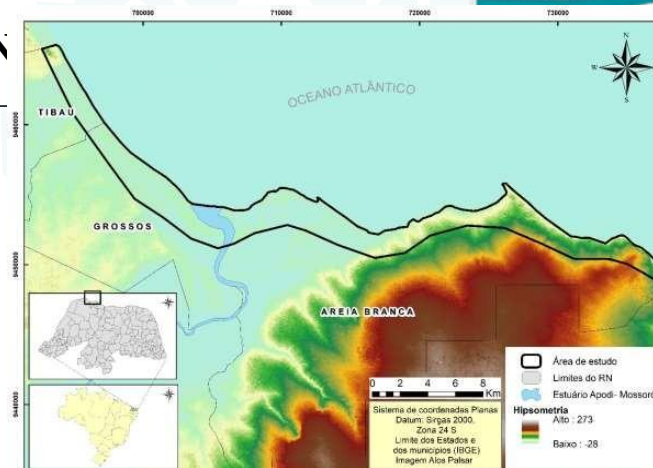
Quanto as oscilações do nível do mar, é conveniente pensar em mudanças condicionadas pelos efeitos da glaciação Quaternária, associadas às trocas de água entre os oceanos e as geleiras; mudança local em elevação do terreno devido às forças tectônicas e o suprimento de sedimentos oriundos dos rios e oceano (BEZERRA et. al., 2018). Estas oscilações, teriam condicionado ao despontamento da atividade interferência do oceano, nas falésias do Barreiras em Areia Branca, que teria permanecido inativas até o pleistoceno.

O litoral setentrional, corresponde a uma região de baixa precipitação e altas temperaturas, vulnerável às condições associadas a mudança do nível do mar, conformando a morfologia do relevo (Figura 5), em grande parte plano, sendo diferenciado pelas áreas de falésias. Em função das diferenças no relevo foram identificadas unidades que serão descritas a seguir, partindo das hipsometria e adentrando a descrição geomorfológica dessas unidades.

Dentre os valores identificados a partir da carta hipsométrica, destaca-se, em Tibau, próximo à divisa com o estado do Ceará, um ligeiro destaque no relevo aplainado do entorno, chegando à cota dos 46 m de altitude, onde ocorre a falésia da Pedra do chapéu. Em Areia Branca, passando dos 100 metros de altitude, as Paleofalésias da Ponta do mel correspondem as maiores altitudes, com destaque a Praia de São Cristóvão, que possui altitude próxima dos 45 m, nas falésias ativas. As demais localidades que comportam a área, apresenta elevações inferiores.

Neste tocante, as diferenças no relevo estão relacionadas a dinâmica costeira, a ação constante das condições climáticas, aos eventos transgressivos e regressivos, a variações do nível do mar e atividades de (neo)tectonismo e em função dos processos energéticos de transporte de sedimentos pelos rios e oceano (ação eólica, de ondas e marés) (MEIRELES, 2014). A partir desta perspectiva, averigua-se dois principais grupos, contendo as morfologias identificadas na área de estudo, são eles as Planícies Costeiras e os Tabuleiros Costeiros, ambos com subunidades, que serão descritas a seguir.

Figura 5 – Mapa hipsometrico do litoral com destaque para a área de estudo



Fonte: elaboração própria.

3.7 Planícies costeiras

No que tange as feições identificadas, as Planícies Costeiras abrangem uma estreita faixa litorânea, localizada entre a linha de costa e os Tabuleiros Costeiros, sustentadas sobre rochas sedimentares do Barreiras ou por rochas sedimentares das formações Tibau e Jandaíra. Se constituem como superfícies relativamente planas, baixas e posicionadas rente ao mar, formadas basicamente por sedimentos marinhos, dunas e planícies interdunares (DANTAS, 2008), além das áreas Flúvio-marinhas do estuário do Apodi-Mossoró. São subdivididas em Dunas (fixas e móveis), Depressão de deflação e praias marinhas.

Conforme Rocha et al. (2009) a planície que compreende as adjacências do estuário do rio Apodi-Mossoró, verifica-se a virtude das grandes zonas de falhas. Sobre as Planície costeira, corresponde a unidade de planície fluviomarinha, as praias e dunas. As áreas da planície fluviomarinha são intensamente ocupadas pela ocupação antrópica, em especial pelas atividades de produção de sal e criação de camarão, modificando as condições naturais.

3.8 Depressões de deflação

Depressões de deflação ou Planícies de deflação, unidade da paisagem, mapeada na Costa Branca por Diniz et al. (2020), descritas como superfícies planas ou com ligeiras inclinações, que compreendem desde o limite das marés até a base dos campos de dunas, sendo intercaladas por dunas móveis e fixas. Onde ocorre a remoção de sedimentos por processos eólicos, na localidade estudada as depressões de deflação são alternadas por dunas, móveis ou fixas.

As Dunas, são outra feição importante identificada na área, que correspondem a formas deposicionais que se desenvolveram em regiões costeiras através da atividade eólica, compreende desde ondulações delineadas pelo vento (com comprimento 0,1–1 m); a dunas simples individuais ou sobrepostas em complexo de dunas (com comprimento acima de 1 m) (Figura 6). Grande parte das dunas ocorrem em áreas contíguas de depósitos chamados campos de dunas (GOUDIE, 2004).

As Dunas móveis correspondem a corpos de areia constituídos através da deposição de sedimentos de praia transportados pelo vento, podendo ocorrer migração sedimentar, estas sofrem interferência das marés e caracterizam-se pela ausência de cobertura vegetal. As Dun-

as Semifixas, são as que estão na passagem entre as Dunas móveis e fixas (fixadas por vegetação desenvolvida).

A formação de áreas de dunas é determinada pela produção de sedimentos de diferentes tamanhos de partículas derivadas de materiais transportados, onde grande parte, de acordo com Goudie (2004), são constituídas por quartzo e grãos de feldspato de tamanho areia, embora dunas formadas por outros elementos também ocorram.

Na área de estudo, os depósitos eólicos litorâneos localizam-se em toda faixa litorânea, sobretudo na porção oeste da área de estudo, orientados essencialmente na direção NE conforme os ventos dominantes. Os sedimentos, segundo Angelim et al., (2006), são grãos bem selecionados, formados por fração areia fina a média, constituída por quartzo, minerais e até por pequenas frações de conchas e organismos marinhos

Figura 6 – Representação de Dunas semifixas na Praia de Areias Alvas.





Barreto et al. (2004) mapearam os sedimentos Quaternários ao longo da costa potiguar, compreendendo depósitos eólicos, dunas ativas (consideradas como dunas barcanas e cristas bacanoídes) e inativas (dunas parabólicas compostas, vegetadas e de morfologia nítida), lençóis de areia e depósitos marinhos (Rochas praias). Os autores realizaram a pesquisa através de datação com C^{14} e TL (termoluminescência), com amos-

16

tras coletadas do interior dos depósitos sob proteção da radiação solar.

Assim, os depósitos mapeados compreendem depósitos eólicos e marinhos. As amostras TL do litoral de Tibau e Areia Branca apresentaram idade entre 9.400 a 800 anos. A amostra coletada em C^{14} , das dunas em Areia Branca, em idade calibrada, foi datada com idade entre 3.260 a 2.860 anos Ap.

Segundo Barreto et al. (2004) a reduzida coerência entre os domínios eólicos e as idades obtidas é indicativo de que a sucessão de fases de reativação ou erosão de dunas ocorreu de maneira complexa. Destarte, as dunas inativas, constituídas no Quaternário superior seriam fruto da acumulação de sedimentos oriundos das praias e planícies expostas, tendo certa contribuição da Formação Barreiras como rocha- fonte, atuando em momentos de nível do mar mais baixo que o presente e nos períodos glaciais.

De acordo com as idades identificadas, distingue-se que a formação das dunas eólicas teria acontecido, desde o quaternário superior, e que seria o produto da sobreposição de sedimentos oriundos das praias, no período de exposição das planícies costeiras e aluviais. Ainda de acordo com os autores, a contribuição da Formação Barreiras como rocha-fonte, pode ter alternado em relação ao nível de exposição nos períodos de estágios interglaciais e glaciais, onde os sedimentos foram depositados em momento de mar baixo, reflexo da erosão mais intensa da em virtude do rebaixamento do nível de base.

Quanto as oscilações do nível do mar, muitos fatores são considerados para a interpretação das transformações pós-glaciais no nível do mar, mudanças atribuídas a neotectônica e variações climáticas de baixa frequência (BEZERRA; BARRETO; SUGUIO, 2003). Neste sentido, utilizamos o trabalho de Amaro e Araújo (2008) como referência para análise da morfodinâmica costeira, para o litoral do município de Tibau, onde foram

utilizadas técnicas para a análise multitemporal de imagem de satélite entre os anos de 1969 a 2002. O trabalho constatou intensa tendência de perda, gerando avanço da linha de costa em direção ao continente, processo decorrente da atividade eólica associada a correntes e marés que gera o grande efeito erosivo costeiro no balanço sedimentar.

Para Grossos e Areia Branca, utilizamos o trabalho de Silva et al. (2015), que fez uso de sensoriamento remoto para a análise morfodinâmica da linha de costa para o período de 1987 a 2014. Sendo identificado para alguns pontos, como a Praia da Barra, um processo

de acreção com avanço em direção ao mar, segundo os autores: “Este processo promoveu o avanço da linha de costa em direção ao mar de aproximadamente 84m” (SILVA et al., 2015, p. 972). Justificando, assim, a característica de estirâncio longo identificado na Praia da Barra. Para a Praia de Upanema, observou-se a ocorrência de ambos processos, com destaque para a erosão. Ema suma, na praia da Barra o processo de acreção interviu de forma mais intensa, influenciando na linha de costa, podendo ser evidenciada através da grande área avançada em direção ao mar, como representado na Figura 7.

Figura 7 –Praia da Barra (Pernambuquinho) com indicação da área avançada ao mar.



Fonte: Maria Luiza Terto, em novembro (2019)

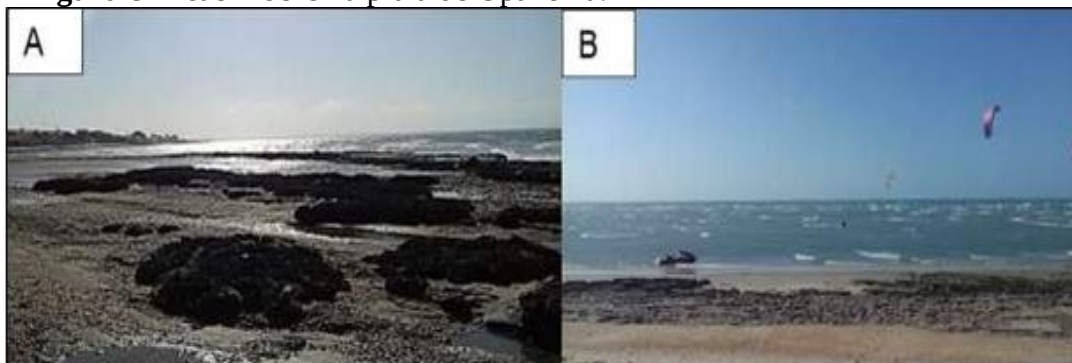
Mesmo assim, os autores não apresentam uma justificativa para entendermos os fatores que contribuem para as alterações na linha de costa. Amaro e Araújo (2008) associam as alterações com o atual panorama de ocupação do estuário do Rio Apodi-

3.10 Beachrocks

Desta forma, entre as unidades encontradas ao longo da costa da área de estudo, temos os *Beachrocks*, identificados na praia de Upanema e Ponta do Mel, em Areia Branca/RN. De acordo Cabral Neto, Códoba e Vital (2010) *Beachrocks* é um termo utilizado para designar os sedimentos de praia cimentados por carbonato de cálcio em zona de intermarés, estes são importantes devido sua influência sobre a dinâmica costeira e por

ser indicador de possível mudança na linha de costa (Figura 8).

Figura 8- Beach rocks na praia de Upanema.



Legenda: Beachrocks na Praia de Upanema em “A” e vista em Panorama dos beachrocks em “B”. Fonte: Maria Luiza Terto (2019)

Para Vieira (2005) a constituição do arcabouço para os *Beachrocks* é diversa, podendo encontrar-se desde material vulcânico a grão carbonáticos e quartzo associado a pedaços de rocha. A formação dos *Beachrocks* é assistida por alta evaporação, em clima quente, que causa movimento ascendente de água e carbonatos dissolvidos na areia da praia, que se forma como uma camada de areia da praia consolidada por deposição secundária de carbonato de cálcio (como calcita ou aragonita) precipitado de águas subterrâneas na zona entre o nível da maré alta e baixa (BIRD, 2008).

Quanto a impactos do mesmo, destaca-se influência sobre a evolução costeira, na redução do volume de sedimentos litorâneos, bem como a mudança na morfologia litorânea. No que abarca o papel dos *Beachrocks* como indicadores de posição do nível do mar, toma-se por subsídio a localização peculiar destas, entre os limites inferior e superior das oscilações das marés, indicando interpretações acerca da linha de costa.

3.11 Praias

Segundo Bird (2008), uma praia é uma acumulação na costa de sedimentos geralmente soltos e não consolidados variando em tamanho, desde areia muito fina até seixos, pedras e, ocasionalmente, pedregulhos, muitas vezes com material de conchas. Estão localizadas em todas as faixas de maré latitudes e climas, existindo em amplo espectro de ondas, marés e combinações de sedimentos e configurações geológicas (GOUDIE, 2004).

Para as praias da área de estudo, conforma-se planícies costeiras baixas e extensas, identificáveis nas praias de Tibau e Grossos, com exceção para as praias de São Cristovão, Areia Branca, que possui menor faixa de areia encravada na base da falésia. Amaro e Araújo (2008) realizaram a análise de imagens de satélite entre os períodos de 1969 a 2002, os resultados obtidos para o período entre 1989 e 1996 mostraram a prevalência do processo erosivo em relação ao deposicional.

Aproximadamente 611.513,871 m² de área (86% da área de influência direta dos processos costeiros) foi erodida ao longo deste período, em contra partida somente 99.172,069 m² de sedimentos foram depositados (14% da área de influência direta dos processos costeiros estudados). Apenas a área próxima ao estuário do Rio Apodi-Mossoró demonstrou domínio do efeito deposicional, esta tendência também foi observada nos períodos subsequentes até 2002. Os autores associam as alterações com o atual panorama de ocupação do estuário do Rio Apodi- Mossoró, que vem acontecendo de forma acentuada e pode estar interferindo no fluxo sedimentar estuarino como também aponta Meireles (2014).

3.12 Tabuleiros costeiros

De acordo com Dantas (2008) os Tabuleiros Costeiros representam feições do relevo tabulares justapostas em rochas sedimentares, pouco litificadas e dissecadas por canais de moderada densidade e drenagem. Considerado de morfologia aplainada, é formado por rochas da Formação Barreiras retrabalhadas durante o pleistoceno e holoceno. Individualizados, na área de estudo, em zona de Caatinga.

3.13 Falésias

As falésias estão inter-relacionadas com essas unidades, ao passo que delineiam o limite entre a planície e os tabuleiros costeiros. São formadas por coberturas arenosas,

compostas por restingas e praias, alocadas nas bases das falésias, identificada nas Praias Pedra do Chapéu, São Cristóvão e Ponta do Mel (Figura 9), na proximidade dos tabuleiros

costeiros e próximo as dunas mais antigas (CAMARA, 2018).

Figura 9 – Praia de Ponta do Mel – Areia Branca/RN



Legenda: 1 –Paleocânion; 2 – Paleofalésias recuadas. Fonte: Maria LuizaTerto, em novembro (2019)

Correspondem a uma diferenciação em escarpa no relevo, indicando a interferência erosiva sobre a superfície dos Tabuleiros Costeiros, ou como apresenta Suguio (1998) são faces abruptas criadas em decorrência da erosão nas rochas. Na área estudada, as falésias podem se apresentar recuadas ou ativas, em Ponta do Mel identificou-se falésias inativas com cota altimétrica acima dos 100m, expressão geomorfológica do soerguimento da Serra do Mel, formando morfologia única no litoral estudado (MAIA, 2012). As falésias ativas, em São Cristóvão e Pedra do Chapéu, estão em contato direto com o mar, compreendem a

De acordo com Bezerra (2017), nas falésias da Ponta do mel, os lineamentos NW e SE da zona de falhas de Alfonso Bezerra possui interferência no comando da fisiologia da linha de costa. Onde as falésias da Formação Barreiras são sulcadas pelos vales incisos de direção NW- SE, desta forma, segundo a autora, a fisiografia da linha de costa, relacionada às falésias e a direção dos vales que dissecam consolidam a expressão geomorfológica dos

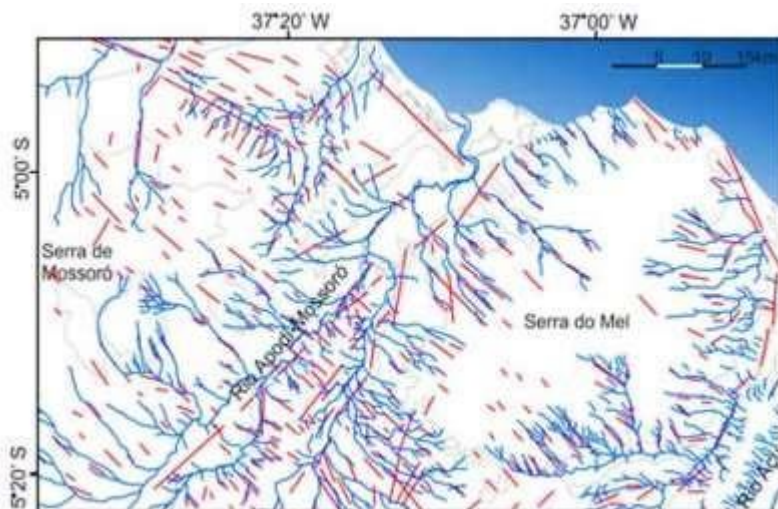
lineamentos na porção costeira.

3.14 Estuário

O Estuário, segundo Rocha, Claudino-Sales, Sales (2011) é um termo que significa onda ou maré abrupta, representam desembocaduras fluviais de encontro ao mar, enquadrando-se como áreas de instabilidade e grande dinâmica. O Estuário do Rio Apodi- Mossoró, deságua entre Grossos e Areia Branca, possuindo geometria de canal em virtude das grandes zonas de falhas onde está localizada na bacia. Quanto aos níveis, no baixo curso ocorre redução na quantidade de canais, reflexo da maior permeabilidade da área, formada por arenitos da Formação Açu e Calcários da Formação Jandaíra (MAIA, 2012).

A Drenagem local é constituída por elevações NE-SW, tratando-se da Serra do Mel e a Serra de Morossoró, separadas pelo canal do rio, que se constrói no sentido NE – SW, conformando-se as falhas NE- SW. A morfologia linear da drenagem possibilita interpretar o condicionamento da mesmas alinhamentos estruturais (Figura 10).

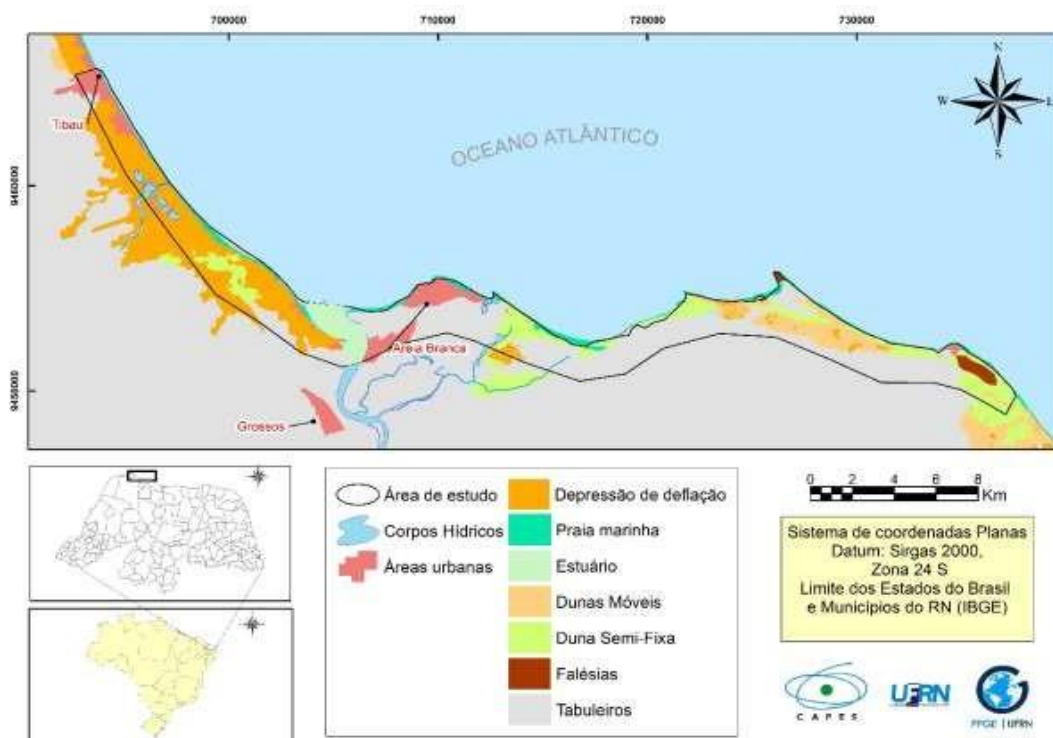
Figura 10 - Relação entre lineamentos e drenagem na foz do Rio Apodi- Mossoró.



Assim, os resultados desses esforços na morfologia de drenagem demonstraram a ligação entre a tectônica cenozoica e os depósitos neogênicos e quaternários na Bacia Potiguar, sendo uma atribuição pelas correspondências entre a disposição das falésias e os falhamentos oriundos do cretáceo, tornando-se indicativo da relação originária entre ali-

nhamentos mais antigos e a morfologia atual litorânea, a exemplo das falésias da Ponta do Mel, singular na região de Areia Branca (MOURA- LIMA et al., 2010). Quanto a hidrogeologia da região, é constituída pelo Aquífero Barreiras formado por arenitos finos, grossos e conglomerados, arenitos argilosos, caulínicos e cascalhos ferruginosos, lateritas e argilas de cor amarelada a avermelhada, o aquífero apresenta-se confinado, semiconfinado e livre, em algumas áreas (NASCIMENTO, 2004). À face do exposto, verifica-se as feições descritas na representação cartográfica da Figura 11, onde se identifica representado as unidades de paisagem com efeito de unidades geomorfológicas.

Figura 11 – Mapa das unidades geomorfológicas do litoral de Tibau, Grossos e Areia



Fonte: Modificado de Diniz et al (2020)



Como forma de tornar mais fácil o entendimento dos processos de surgimento das formações, e promover, no futuro a divulgação científica, realizou-se um quadro analítico de associação a linha do tempo de um dia a deposição e gênese da formação das principais geoformas, para ilustrar os diferentes processos evolutivos que se desenvolveram na área de

23

estudo e sua ordem aproximada de surgimento (Quadro 1).

Quando 1 – Idade de surgimento das formações e geoformas em um dia.

Evento	Idade	Hora do dia
Rompimento das placas entre a província Borborema e o escudo nigeriano.	216 a 125 Ma	00:00 às 10h
Deposição da seção fluvial marinha por sedimentos da Formação Açu	94 a 89 Ma	13:33h às 15:06h
Deposição da Formação Jandaíra	90 a 70 Ma	14:00 às 16:13h
Deposição da Formações Tibau	83- 72 Ma	14:46h às 16h
Deposição da Formação Barreiras	23 – 1,6 Ma	21:26 às 23:49h
Reativação de falhas e soerguimento das paleofalésias de Areia Branca e migração dos canais fluviais do Estuário do Rio Apodi Mossoró	5,3 Ma	23:25h
Oscilação do nível do mar gerando as falésias	1,806 Ma	23:48h
Dunas	6 a 0,8 Ma	23:20h às 23:58h

Fonte: Maia (2012); Pessoa neto (2007); Vieira (2005); Barreto et al (2004); Barbosa (2017).

4.0 CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da análise realizada acerca dos processos evolutivos que ocorreram na área de estudo, compreende-se que o processo de constituição das feições identificadas passou por diversos períodos de conformação, dos quais se destacam as atividades Quaternárias. A compreensão dos eventos que ocorreram na área de estudo, corrobora para o entendimento dos processos atuais, contribuindo para o processo de identificação de áreas de interesse da

Do ponto de vista natural, a área de estudo apresenta diversidade de elementos, que demonstra a variedade de fatores que se conformam nos 54 km de extensão do litoral de Tibau, Grossos e Areia Branca. Apreender estes fatores através compreensão da história natural e torna-los mais compreensíveis através do quadro analítico de um dia, proporciona maior compreensão dos diferentes fatores que se articulam nessas áreas.

REFERÊNCIAS

ALVARENGA, L. J. CASTRO, P. T. A. BERNARDO, J. M. CAMPOS, I. C. Paisagem cultural e geoconservação: contributos conceituais aplicados na Serra da Canastra, Brasil. **Anuário do Instituto de geociências** – UFRJ, v. 41, n.2, p. 241 – 251, 2018.

AMARO, V. E. ARAÚJO, A. B. Análise multitemporal da morfodinâmica da Região Costeira Setentrional do Nordeste do Brasil entre os municípios de Grossos e Tibau, Estado do Rio Grande do Norte. **Revista de Gestão Costeira Integrada**. P 77- 100, 2008.

ANGELIM, L. A. A. MEDEIROS, V.C. NESI, J. R. Programa geologia do Brasil – PGB. Projeto geologia e Recursos Minerais do Estado do Rio Grande do Norte. Mapa geológico do Estado do Rio Grande do Norte. Recife, **CPRM.FAPERN**, 2006.

ARARIPE, P.T. FEIJÓ, F. J. **Bacia Potiguar**. Geociências. Petrobrás, Rio de Janeiro, n. 1 p. 127- 141, 1994.

BARBOSA, M. E. F. **Tectônica e sedimentação neogênica- quaternária na planície litorânea do Rio Assú, Bacia Potiguar**. 2017. 203 p. Tese (Doutorado geodinâmica e geofísica), Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal (RN). 2017.

BARBOSA, M. E. F. BEZERRA. F. H. R. BOSKI, T. LIMA FILHO, F. P. VALDEVINO, D.S. Padrões geomorfológicos na região estuarina do rio Assú, NE – Brasil. **Revista**



BARRETO, A. M. F. SUGUIO, K. BEZERRA, F. H.R. TALUMI, S. H. YEE, M.

GIANNINI, P. C.F. Geologia e Geomorfologia do Quaternário Costeiro do Estado do Rio Grande do Norte. **Revista do Instituto de geociências USP**, São Paulo, n.2, p. 1 – 12, 2004.

BEZERRA, F. H. R. CARRETO, A. M. F. SUGUIO, K. Holocene sea-level history on the

Rio Grande do Norte State coast, Brazil. *Marine Geology*, v. 196, p. 73 – 89, 2003.

BIRD, E. C. F. Coastal Geomorphology, an introduction. 2 Edição, Melbourne, Australia, Wiley, 2008.

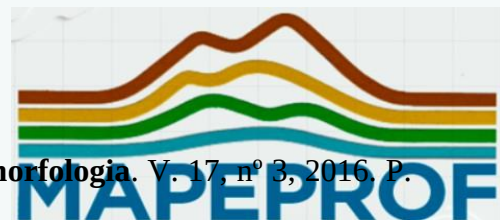
CABRAL NETO, I.; CÓRDOBA, V.C.; VITAL, H. Petrografia de beachrock em zona costa afora adjacente ao litoral norte do Rio Grande do Norte, Brasil. **Quaternary and Environmental Geosciences**, v.02, n. 2, p.12-18, 2010. Disponível em: <<https://revistas.ufpr.br/abequa/article/view/14116>>. Acesso em: 21 out 2020.

CAMARA, M. R. **Análise de recuo de falésias no litoral do Estado do Rio Grande do Norte**. Dissertação (mestrado). Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal/ RN, 2018.

CAMPOS, S. **Formação Ponta do Mel – Albiano da Bacia Potiguar: geoquímica na análise da evolução diagenética**. Dissertação (mestrado). Universidade Federal do Paraná, Setor de Ciências da Terra, Programa de Pós-Graduação em Geologia. Curitiba, 2012.

CUNHA, J. A. O. **Evolução estratigráfica da sucessão Drifte regressiva da Bacia Potiguar (NE do Brasil)**. 2018. 122 f. Dissertação (Mestrado em geografia) - Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2018.

DINIZ, M. T M., OLIVEIRA, G. P., Proposta de Compartimentação em Mesoescala para o



DINIZ, M. T. M. SILVA. S.D.R. SILVA, J. P. COSTA, D.F.S. Unidades de paisagem da Costa Branca, Nordeste do Brasil. **Revista do departamento de geografia**. V. 39, p.169 – 183. 2020.

26

DINIZ, M. T. M.; ARAÚJO, I. G. D.; TERTO, M. L. O.; SILVA, S. D. R. Nem ambiente, nem geossistema, geoforma como categoria fundamental da geomorfodiversidade. William Morris Davis – Revista de geomorfologia, v.1, n.1, p. 251- 263, julho 2020.

DANTAS, M. E.; ARMESTO, R. C. G.; ADAMY, A. Origem das paisagens. In: Geodiversidade do Brasil: conhecer o passado, para entender o presente e prever o futuro. SILVA, Cassio Roberto da (Ed.). Rio de Janeiro: CPRM,2008. 264 p. il. p. 34-56.

GARCIA, G. Modelagem estratigráfica do intervalo cenomaniano-turoniano, formações Açú e Jandaíra, na borda sudoeste da Bacia Potiguar. 103p. 2014. Dissertação (Mestrado), Universidade Estadual Paulista Júlio de Mesquita Filho, Rio Claro (SP), 2014.

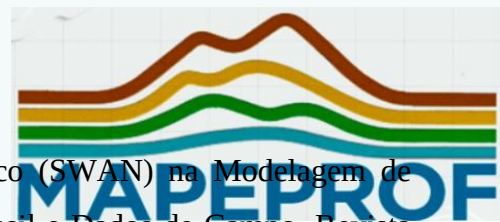
GOUDIE. A. S. Encyclopedia of geomorphology. Routledge. London, 1 ed, 2004

IDEMA. Anuário Estatístico do Rio Grande do Norte – 2012. Natal, IDEMA, 2013.

MATOS R.M.D. The Northeast Brazilian rift system. Tectonics, 11(4):766-791, 1992.

MATOS, J. P. L. CASTRO, D. L. PEDROSA JR, N. C. Comportamento geotérmico da sequência Drifte da Bacia Potiguar. Revista Brasileira de Geofísica, v. 28, n. 3, p. 481 – 494, 2010.

MATOS. M . F. A. FORTES. C. J. E. M. AMARO. V. E. SCUDELARI. A. C. Análise



Gestão Costeira integrada, v. 13, n. 3, p. 283 – 299, 2013.

MAIA, R. P. Geomorfologia Costeira e neotectônica no Vale do Rio Apodi- Mossoró. 218 p, Tese (doutorado). Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal (RN), 2012.

27

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

MOURA-FÉ. M. M. Barreiras: série, grupo ou formação? Revista Brasileira de Geografia Física. N.6, p. 1055 – 1061, 2014.

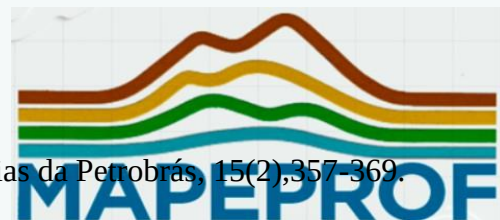
MOURA-LIMA, E. N.; SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; AQUINO, M. R.; VIEIRA, M. M.; LIMA-FILHO, F. P.; FONSECA, V. P.; AMARAL, R. F. Sedimentação e deformação Tectônica cenozóicas na porção central da Bacia Potiguar. Geologia USP. Série Científica, v. 10, 2010.

MUEHE. D. A geomorfologia costeira e seu desdobramento para a geografia costeira e marinha. Revista Brasileira de Geografia, v. 63, n.1, p. 29 – 59, 2018.

NASCIMENTO, M. A. L. RUCHKYS, U. A. MANTESSO – NETO, V. Geodiversidade, Geoconservação e Geoturismo: trinômio importante para a proteção patrimônio geológico. São Paulo: SBGeo, 82 p. 2008.

NUNES. F. C. SILVA. E. F. BOAS. G. S. V. Grupo Barreiras: Características, Gênese e Evidências de Neotectonismo. Boletim de pesquisa e desenvolvimento, EMBRAPA, 2º ed, 2011. Disponível em: < <http://www.cnps.embrapa.br/publicacoes>>. Acesso em: 2 dez 2020.

PESSOA NETO O.C. SOARES U.M. SILVA J.G. F ROESNER E.H. FLORENCIO C.P.



PORTELLA, A. Y.; FABIANOVICZ, R. Bacia Potiguar – Sumário Geológico e Setores em Oferta. ANP. Rio de Janeiro, 2017.

ROCHA, A.B., BACCARO, C.A.D., SILVA, P.C.M., CAMACHO, R.G.V. Mapeamento geomorfológico da Bacia do Apodi-Mossoró – RN – NE do Brasil. Mercator v.8, 201-216, 2009.

ROCHA, A. B. CLAUDINO-SALES, V. C. SALES, M. C. Geoambientes, uso e ocupação do espaço no Estuário do Rio Apodi- Mossoró, Rio Grande do Norte, Nordeste, Brasil. Revista Eletrônica do PRODEMA, V.7, n.2, p. 60-75, 2011.

ROSSETTI, D. F. BEZERRA, F. H. R. DOMINGUEZ, J.M. L. Late oligocene-miocene transgressions along the equatorial and eastern margins of Brasil. Earth-Science Reviews, 123, p 87- 112. 2013. Disponível em: < <https://repositorio.ufba.br/ri/handle/ri/13327>>. Acesso em 27 de jun 2021.

SOARES, U.M.; ROSSETTI, E.L. & CASSAB, R.C.T. 2003. Bacias sedimentares brasileiras. Bacia Potiguar. Fundação Paleontológica Phoenix, ano 5, n. 56, ago. 2003. Disponível em: <http://www.phoenix.org.br/Phoenix56_Ago03.htm> . Acesso em: 01 fev2020.

SUGUIO, K. (1998). Dicionário de Geologia Sedimentar e Áreas Afins. Rio de Janeiro: Bertrand Brasil.

VASCONCELOS E.P. LIMA NETO F.F. ROSS S. Unidades de correlação da Formação Açu. In: 46º Congresso Brasileiro de Geologia. Anais, Natal, p. 227-240, 1990.

VIEIRA, M. M. Aspectos sedimentológicos e petrológicos dos Beachrocks do Estado do

