

EVOLUÇÃO DAS PAISAGENS E SUAS FORMAS NO RIO GRANDE DO NORTE

JACIMÁRIA FONSECA DE MEDEIROS

Profa. do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UERN

E-mail: jacimariamedeiros@uern.br ORCID: <https://orcid.org/0000-0003-4394-1663>

SILVANA PRAXEDES DE PAIAVA GURGEL

Profa. do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UERN

E-mail: silvanapraxedes@uern.br ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5521-6851>

RODRIGO GUIMARÃES DE CARVALHO

Prof. do Programa de Pós-Graduação em Geografia da UERN

E-mail: rodrigocarvalho@uern.br ORCID: <https://orcid.org/0000-0001-5521-6851>

LARISSA SILVA QUEIROZ

Profa. de Geografia da SEEC/RN e do Departamento de Geografia da UERN

E-mail: lariqueiroz@gmail.com ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-0400-2535>

MAYKON TARGINO DA SILVA

Pós-doutorado no Programa de Pós-Graduação em Geografia da UERN

E-mail: maykontargino@hotmail.com ORCID: <https://orcid.org/0000-0002-9486-2714>

GEORGE PEREIRA DE OLIVEIRA

Doutorando no Programa de Pós-Graduação em Geografia da UFPE

E-mail: george.oliveira@ufpe.br ORCID: <http://orcid.org/0000-0002-1892-8945>

Recebido: 11/12/25

Avaliado: 12/12/25

Publicado: 12/12/25

RESUMO

O relevo do Rio Grande do Norte é apresentado sob diferentes recortes: partindo da contextualização do relevo do Nordeste setentrional, aborda-se a evolução geomorfológica e os macrocompartimentos do relevo potiguar. É dado destaque especial aos maciços estruturais distribuídos no território do Rio Grande do Norte. Na parte dos relevos litorâneos, destaca-se a compartimentação do litoral potiguar em Setentrional e Oriental. Para além das diferenças estruturais, os dois compartimentos litorâneos apresentam relevos e paisagens condicionadas por climas diferentes, no litoral Setentrional o clima semiárido; no litoral Oriental o tropical úmido. Os resultados e destaques do relevo litorâneo potiguar são descritos, a exemplo da planície litorânea de Tibau, dos tabuleiros costeiros e voçorocas de Areia Branca, da planície de maré da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Estadual Ponta do Tubarão e dos tabuleiros e falésias de Tibau do Sul (Pipa).

Palavras-chave: Contraste de relevo. Processos geológico-geomorfológicos. Escalas de tempo. Diversidade espacial do relevo.

LANDSCAPES EVOLUTION AND FORMS OF RELIEF IN RIO GRANDE DO NORTE

ABSTRACT

Geomorphological research in Northeastern Brazil has played a key role in understanding the long-term evolution of tropical landscapes and the structural controls that shape regional relief. This study presents a synthesis of the historical development and current state of geomorphological knowledge regarding the relief of the Rio Grande do Norte state, within the broader context of the Northeastern Brazilian region. The analysis revisits the main scientific interpretations that have contributed to the understanding of landscape evolution, from early descriptive approaches to contemporary morphostructural and neotectonic perspectives. Special attention is given to the

geomorphological compartments that structure the Potiguar territory, including the Sertaneja Depression, structural massifs of the Borborema Province, interior grabens and the Potiguar Basin. The study highlights the role of tectonic inheritance, lithological contrasts and long-term denudational processes in shaping regional landforms. In addition, the work discusses the conceptual evolution of geomorphological terminology, particularly regarding the interpretation of so-called "residual massifs", proposing a morphogenetic perspective that emphasizes their structural origin. The results reinforce the importance of integrating structural geology, tectonics and geomorphology in order to better understand landscape evolution in semi-arid regions of northeastern Brazil. This synthesis contributes to the consolidation of geomorphological knowledge about the Potiguar territory and provides a conceptual framework for future regional studies.

Keywords: Relief contrast. Geological-geomorphological processes. Time scales. Spatial diversity of relief forms.

EVOLUCIÓN DE LOS PAISAJES Y SUS FORMAS EN RIO GRANDE DO NORTE

201

RESUMEN

El relieve de Rio Grande do Norte se presenta bajo diferentes enfoques: partiendo de la contextualización del relieve del Nordeste septentrional, se aborda la evolución geomorfológica y los macrocompartimentos del relieve potiguar. Se concede especial destaque a los macizos estructurales distribuidos en el territorio de Rio Grande do Norte. En la parte de los relieves litorales, se destaca la compartimentación del litoral potiguar en Setentrional y Oriental. Además de las diferencias estructurales, ambos compartimentos litorales presentan relieves y paisajes condicionados por climas distintos: en el litoral Setentrional predomina el clima semiárido, mientras que en el litoral Oriental predomina el clima tropical húmedo. Los resultados y aspectos destacados del relieve litoral potiguar se describen mediante ejemplos como la llanura litoral de Tibau, los tableros costeros y las cárcavas de Areia Branca, la llanura de marea de la Reserva de Desarrollo Sostenible Estatal Ponta do Tubarão y los tableros y acantilados de Tibau do Sul (Pipa).

Palabras clave: Contraste de relieve. Procesos geológicos y geomorfológicos. Escalas temporales. Diversidad espacial de las formas del relieve.

INTRODUÇÃO

A paisagem constitui-se como a mais importante categoria fundante da Ciência Geográfica. O seu caráter polissêmico é por essência elo epistemológico pois, tanto a paisagem natural, quanto a paisagem socio-espacialmente produzida, podem ser abordadas por esse constructo teórico. Está presente na origem do pensamento geográfico, pois a sua observação antecede o reconhecimento da ciência geográfica enquanto disciplina formal. Desde as primeiras tentativas de sua interpretação, essa análise esteve direcionada principalmente aos aspectos naturais que a circundam, lançando as bases para o desenvolvimento da Geomorfologia, persistindo, mesmo na atualidade, seja no empirismo do olhar do sertanejo ou por meio de sua observação sistemática, quando a ciência se lança a responder àquelas indagações primárias e principais, que versam sobre a sua gênese e evolução.

Pode-se argumentar, portanto, que a geomorfologia como disciplina científica nasce precisamente da provocação estética e intelectual, desse estranhamento que a paisagem nos causa. Nesta perspectiva, mais do que qualquer outro conceito, a paisagem é o elo fundamental que conecta a geomorfologia à sua disciplina-mãe, a geografia, convidando-nos a questionar: como essas formas surgiram?

Seguindo adiante na reflexão, mas adentrando ao tema do presente artigo, nos remetemos a paisagem do Nordeste brasileiro, que muito antes de ser um objeto de estudo científico, essa paisagem foi o primeiro grande "cartão de visita" cultural das Américas para o mundo. No século XVII, foram os pintores holandeses, como o célebre Frans Post, que retrataram e popularizaram na Europa a flora, a fauna e as formas exóticas do nosso semiárido. Essa paisagem, tão simbólica e, ao mesmo tempo, tão estrangeira aos olhos do colonizador, tornou-se um motivo de decoração e prestígio, adornando as paredes de palácios como o de Versalhes com tapeçarias que reproduziam incessantemente as cenas nordestinas (Corrêa, 2023).

Este artigo apresenta uma síntese da configuração, forma e dinâmica dos relevos do estado do Rio Grande do Norte. Iniciando com uma visão ampla do nordeste setentrional, avança para um detalhamento das macroformas do relevo potiguar, depois adentra para as características dos maciços estruturais, planícies e relevo litorâneo.

1. GEOMORFOLOGIA DO NORDESTE: DOS PRIMEIROS OLHARES CIENTÍFICOS E ESTADO ARTE ATUAL

Os estudos sistemáticos da paisagem do semiárido emergiram dos relatos de viajantes e, mais tarde, de geólogos em missões técnicas e institucionais. No início do século XX, dois paradigmas se confrontaram no esforço de compreender a gênese do relevo nordestino: o da erosão diferencial, defendido por Roderic Crandall (1910), e o do controle tectônico, proposto por J. de Moraes (1924). Crandall observou no Planalto da Borborema a marcante planura de seus topos e associou-a à resistência diferencial dos litotipos — os granitos formando as cristas e os xistos os vales. Moraes, por sua vez, argumentou que tais feições não poderiam ser explicadas apenas por erosão, mas dependiam de uma base estrutural condicionada por falhas e fraturas. Essa controvérsia fundacional deu origem ao debate que orientou a geomorfologia do Nordeste por décadas.

Com o fortalecimento das universidades e a institucionalização da pesquisa geográfica nas décadas de 1940 e 1950, o estudo do relevo nordestino incorporou o paradigma das superfícies de aplainamento. Pesquisadores como Gilberto Osório de Andrade e Raquel Caldas Lins aplicaram o modelo de King, propondo que o relevo se organizava em patamares sucessivos esculpidos pela alternância de fases epirogênicas e erosivas. Essa leitura resultou na primeira regionalização geomorfológica do Nordeste, na qual os níveis topográficos mais elevados representariam paleossuperfícies antigas e os mais baixos, os remanescentes de ciclos erosivos recentes. No Nordeste, a aplicação desse modelo levou à identificação de diferentes superfícies escalonadas, interpretadas como testemunhos da alternância entre períodos de estabilidade tectônica e rebaixamento erosivo.

Ao longo da segunda metade do século XX, a pesquisa em geomorfologia na região passou por importantes reformulações teóricas e até rupturas epistemológicas. O contato com as escolas europeias e norte-americanas, especialmente com a geomorfologia climática francesa (Tricart e Cailleux, 1965), inseriu na análise do relevo a variável morfoclimática. Autores como Ab'Sáber, Bigarella e Mabessone reforçaram a ideia de que os climas secos desempenham papel essencial na gênese das paisagens nordestinas. Nessa perspectiva, os processos de pediplanação e recuo de vertentes tornaram-se centrais na explicação das superfícies sertanejas. Ao mesmo tempo, trabalhos como os de Karl Beurlen e João José Bigarella resgataram a importância da tectônica e das alternâncias climáticas quaternárias para a evolução morfoestrutural do Nordeste, estabelecendo um elo entre o controle estrutural e a morfogênese climática.

A partir dos anos 1970, com o avanço das técnicas de sensoriamento remoto, datação geocronológica e análise estrutural, emergiu uma abordagem mais integrada, voltada à compreensão do relevo como resultado da interação entre processos endógenos e exógenos. Essa perspectiva é retomada e ampliada por Corrêa et al. (2010) no artigo “*Megageomorfologia e Morfoestrutura do Planalto da Borborema*”, ao propor uma leitura morfoestrutural e hierárquica do relevo nordestino. Para os autores, o Planalto da Borborema deve ser compreendido como um macrodomo tectônico, cuja gênese está vinculada à fragmentação do Gondwana e ao magmatismo intraplaca no Cenozoico. A subdivisão do planalto em oito compartimentos morfoestruturais evidencia que a morfogênese atual está condicionada por reativações neotectônicas e pela herança estrutural pré-cambriana. Assim, o relevo não é apenas

um produto da erosão diferencial, mas um registro dinâmico das tensões e ajustes crustais que se prolongam até o presente.

Esses avanços teóricos se refletiram também nos estudos regionais, como os realizados por Saadi (2006), Bezerra et al. (2008), Maia (2011), Maia, Amaral e Gurgel (2012), Gurgel (2013), entre outros, sobre a tectônica e neotectônica e sua relação com a Geomorfologia do Rio Grande do Norte. Esses autores reconhecem que o relevo potiguar é fortemente condicionado pela disposição das zonas de cisalhamento dúcteis e rúpteis, herdadas da orogênese Brasileira e reativadas ao longo do Cenozoico. A morfologia atual expressa uma combinação entre reajustes tectônicos, dissecação fluvial e condicionantes climáticos semiáridos. Nesse sentido, o modelo morfoestrutural substitui a antiga dicotomia “erosão versus tectônica” por uma visão sistêmica, em que ambos os fatores são interdependentes e atuam em diferentes escalas temporais.

O estado atual da arte da geomorfologia nordestina caracteriza-se, portanto, por uma postura integradora e multiescalar. Estudos recentes adotam abordagens geossistêmicas e megageomorfológicas, que consideram desde a escala das paleosuperfícies até as microformas derivadas de reativações locais. Corrêa (2010) ressalta que o relevo da Borborema, e por extensão do Nordeste, deve ser entendido como uma estrutura complexa em equilíbrio dinâmico, na qual a tectônica cenozóica, o clima semiárido e a litologia cristalina interagem de forma contínua. Essa concepção aproxima-se da teoria do equilíbrio dinâmico proposta por Hack, segundo a qual os grandes compartimentos de relevo se mantêm em função do balanço entre erosão e sustentação tectônica.

No panorama contemporâneo, a geomorfologia do Nordeste brasileiro se consolida como um campo em transformação, que alia métodos quantitativos, a exemplo do uso de dados SRTM, modelagem digital e datação por luminescência, à leitura interpretativa das morfoestruturas herdadas. A paisagem semiárida, antes vista apenas como produto da erosão e da escassez hídrica, passa a ser compreendida como resultado de uma longa história geodinâmica, em que o passado tectônico e o presente climático se sobrepõem, produzindo um mosaico de formas que expressam a complexidade da crosta continental.

Assim, dos primeiros olhares científicos às formulações atuais, a geomorfologia nordestina evoluiu de um olhar descritivo e dicotômico para uma compreensão sistêmica, processual e histórica. Hoje, compreender o relevo do Nordeste é reconhecer nele um palimpsesto geológico e geomorfológico, onde se inscrevem, em diferentes escalas de tempo, as marcas da tectônica, do clima e da própria ação humana sobre a superfície terrestre.

2. (GEO)DINÂMICAS E TEMPORALIDADES DO RELEVO NO NORDESTE SETENTRIONAL BRASILEIRO

A (geo)dinâmica das paisagens naturais refere-se ao conjunto de processos tectono-estruturais e atmosféricos que atuam de forma integrada na modelagem e transformação contínua da superfície terrestre. Essa dinâmica resulta da interação entre os elementos do meio natural, relevo, clima, solos, vegetação, estrutura geológica e hidrografia, os quais compõem sistemas abertos e em constante evolução. Nesse contexto, a geotectônica desempenha papel fundamental como base estrutural sobre a qual se desenvolvem as formas e os processos do relevo, definindo compartimentos morfoestruturais e controlando a disposição das unidades geomorfológicas.

No Nordeste Setentrional brasileiro, especialmente na Província Borborema, a complexa história geotectônica, marcada por eventos de colisão continental, reativações neotectônicas e zonas de cisalhamento ao longo das eras geológicas, exerceu influência decisiva na configuração atual das paisagens. As estruturas cristalinas antigas, as falhas e os alinhamentos estruturais condicionam a dissecação do relevo, a orientação das drenagens e a

distribuição das formas residuais. Assim, compreender a (geo)dinâmica e as temporalidades do relevo nessa região implica reconhecer que as paisagens naturais são produtos da interação entre a herança tectônica pretérita e os processos morfoclimáticos contemporâneos, revelando um terreno de elevada complexidade geológica e geomorfológica.

Assim a geodinâmica da paisagem natural do Nordeste Setentrional brasileiro fornece subsídios essenciais para a análise de sua morfoestrutura e morfotectônica. Entre os aspectos mais relevantes, destaca-se o fato de esta região representar a última porção da plataforma sul-americana a separar-se da África durante o Mesozóico, o que resultou em uma margem continental estreita. Embora seja reconhecida como uma margem passiva, a área apresenta feições estruturais expressivas, indicando atividade tectônica pós-cretácea (Gurgel, 2012).

As anisotropias mecânicas da crosta, incluindo variações litológicas e estruturas tectônicas pré-existentes, desempenham papel central na acomodação das reativações frágeis (Vauchez et al., 1995). Em escala continental, os dados geodinâmicos da América do Sul são fundamentais para compreender a relação entre esses processos e a morfogênese do Nordeste brasileiro. A abertura do Oceano Atlântico, por exemplo, desencadeou reativações frágeis das zonas de cisalhamento dúcteis na Província Borborema, seguindo tendências NE-SW e W-E. Atualmente, a tectônica sul-americana, predominantemente influenciada pelo ridge-push da Cadeia dos Andes, exerce impacto indireto sobre a Neotectônica do Norte e Nordeste, promovendo, em escala regional, o domeamento e, localmente, falhas recentes em sedimentos costeiros, elevações tectônicas e formação de grabens quaternários (Saadi, 1999).

Os eventos geotectônicos globais deixaram marcas significativas no continente, evidenciadas por suturas, zonas de cisalhamento e riftes presentes na Província Borborema. Essa província é caracterizada pela junção de diversos terrenos geológicos, resultando em compartimentos tectônicos de elevada complexidade estrutural, onde se situam grandes zonas de cisalhamento estudadas por diferentes autores, como Brito Neves (1975, 1983), Santos e Brito Neves (1984) e Vauchez et al. (1995). A Orogênese Brasiliana, em especial, foi determinante para a configuração geológica do território, especialmente do Nordeste, promovendo colagens e estabelecendo um complexo sistema de zonas de cisalhamento com tendências NE-SW e E-W, reativadas durante a fragmentação do Gondwana no início do Cretáceo (Matos, 1992).

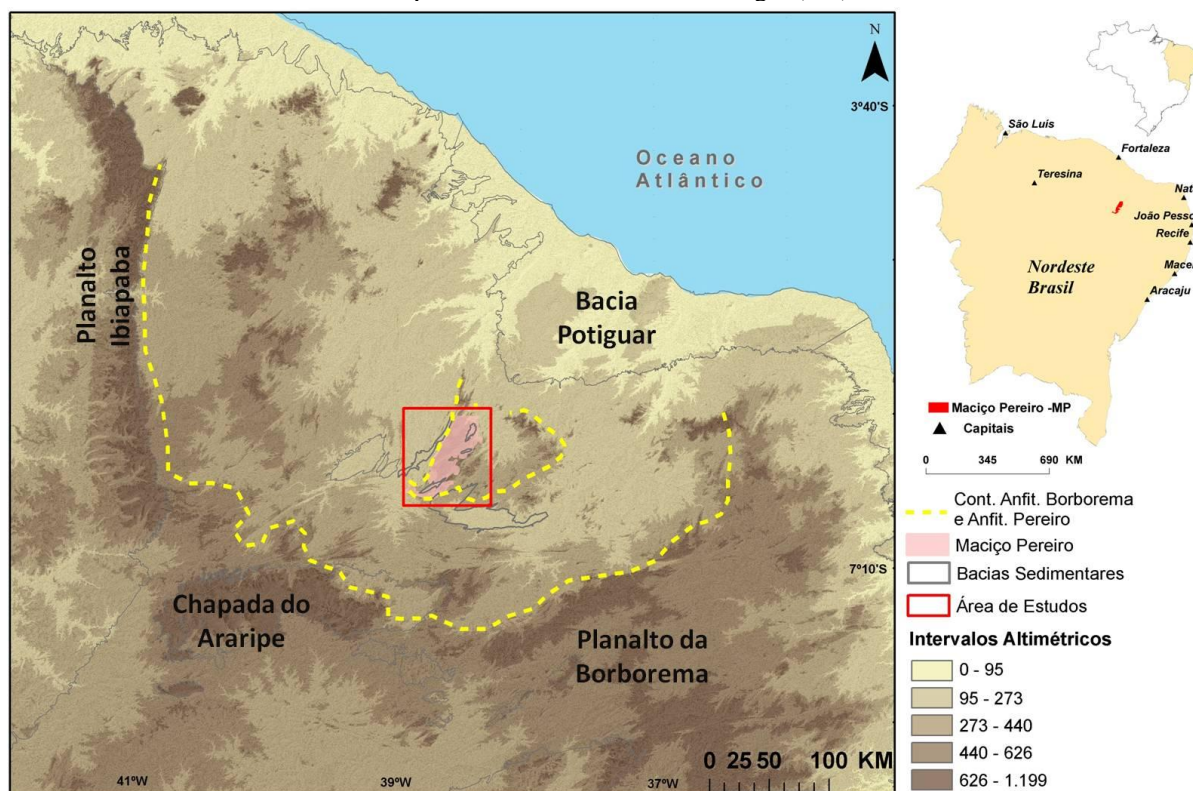
A formação de pequenas bacias do tipo rifte no Neocomiano resultou da reativação de zonas de cisalhamento proterozoicas. Essas bacias, denominadas interiores, evidenciam atividade geodinâmica durante o rompimento do Gondwana e têm sua origem atribuída à fase extensiva da margem continental, consolidando o trend Cariri-Potiguar (Matos, 1992).

No contexto da geomorfologia do Nordeste Setentrional, os controles morfotectônicos e morfoestruturais são evidentes. Estudos pioneiros como os de Crandall (1910) e Moraes Rego (1924) já apontavam a predominância do controle estrutural na compartimentação do relevo do Planalto da Borborema. No presente trabalho, tal controle é confirmado pela observação da repetição farctal em múltiplas escalas, conforme detalhado na Figura 1, detalhado na tese de Gurgel (2012).

O Anfiteatro Borborema abriga um conjunto complexo de formas estruturais elevadas ao sul, significativamente modificadas pela erosão, incluindo platôs tabulares, bacias rifte e corredores de erosão diferencial margeados por relevos herdados de falhas (Peulvast e Claudino Sales, 2003). As bacias interiores, também denominadas Bacias Rifte do Vale do Cariri, constituem coberturas sedimentares mesozóicas de pequeno e médio porte, cuja arquitetura interna apresenta notáveis semelhanças em termos de gênese e evolução. De Castro et al. (1999), por meio de modelagem gravimétrica, descreveu essas bacias como conjuntos de grabens e meio-grabens assimétricos, rasos (menos de 2.000 m), com mergulho acentuado para NW, separados por altos do embasamento, falhas de transferência e zonas de acomodação.

Essas bacias podem ser remanescentes de uma antiga bacia regional mesozóica sujeita à intensa erosão, evidenciada pela presença de sedimentos conglomeráticos e grossos, relacionados à Formação Pendências da fase rifte da Bacia Potiguar (Ponte, 1992).

Figura 1 – Modelo de Elevação do Terreno, feito para o Nordeste Setentrional, com destaque para o Anfiteatro Borborema e sua repetição geométrica com o Anfiteatro do Pereiro, revelado pela junção do Maciço do Pereiro e o Complexo Serrano Martins – Portalegre (RN).



Fonte: Gurgel, 2012

Portanto, é notório que a geomorfologia do Nordeste é fortemente influenciada pelo componente tectônico. Contudo, nas pesquisas geomorfológicas brasileiras, especialmente devido à escala de análise e ao referencial teórico adotado, observa-se uma ênfase nos processos geomórficos exógenos para explicar a configuração do relevo.

Segundo o IBGE (2012) e Brasil (1981), o relevo do Nordeste Setentrional é delimitado pela borda da Bacia do Parnaíba, com o Planalto de Ibiapaba a oeste, o Planalto Sertanejo e o Planalto da Borborema ao sudoeste e sul, respectivamente. Estes últimos constituem os altos relevos que formam o Anfiteatro Borborema. No núcleo desse anfiteatro localizam-se os Planaltos Residuais, sendo que na porção sudoeste encontra-se o Planalto da Borborema. Entre os Planaltos Residuais destaca-se a feição fractal denominada Anfiteatro Pereiro, onde se situa o Maciço de Pereiro, classificado como parte dos Planaltos Residuais Sertanejos no mapa geomorfológico do Nordeste Setentrional (IBGE, 2012).

Processos de erosão, denudação e uma drenagem bem desenvolvida são determinantes na evolução das paisagens, condicionados pelas características climáticas atuais e pretéritas. Conforme a classificação de Köppen (1936), o Nordeste Setentrional está inserido em uma zona semiárida e subúmida, com uma extensa faixa úmida na costa oriental. A região litorânea, ao norte dessa faixa, apresenta precipitações anuais entre 600 e 800 mm. Nas áreas serranas, conhecidas como brejos (Ab'Saber, 1969), ocorre capeamento laterítico típico de clima tropical, datado por Lima (2008) em cerca de 20 milhões de anos. Essa região apresenta temperaturas

médias anuais de 27 °C e precipitação entre 800 e 1.200 mm/ano, com clima estabelecido provavelmente do Holoceno médio ao tardio (Corrêa, 2025). O atual regime pluviométrico resulta em baixas taxas de denudação e reduzido transporte de sedimentos para as áreas de acúmulo, limitando a capacidade de drenagem para carrear principalmente os sedimentos coluviais.

Estudos indicam que, desde o Paleoceno, os blocos onde se encontram os capeamentos da Formação Serra dos Martins sofreram deslocamentos verticais de pelo menos 600 m em relação às possíveis áreas fonte atuais, reafirmando o comportamento de alçamento diferencial em blocos na região.

Há décadas atrás uma das maiores limitações na compreensão da evolução geomorfológica do Nordeste era a escassez de dados geocronológicos de soerguimento e intemperismo, atualmente esses dados têm sido gerados, mas ainda são localizados, podendo não corresponder a realidade total da região. Nesse âmbito, as pesquisas de Morais Neto et al. (2008) e Lima (2008) foram fundamentais para validar o princípio do recuo lateral e paralelo das escarpas (King, 1956), embora persistam questões em aberto no sistema morfodinâmico nordestino. Nóbrega et al. (2005) aplicaram termocronologia para datar o soerguimento de blocos costeiros ao longo da Zona de Cisalhamento Portalegre, fornecendo dados valiosos para correlações com a área de estudo.

Lima (2008) empregou métodos de datação como $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ em óxidos de manganês ricos em potássio e (U-Th)/He em goetitas, identificando idades de intemperismo no Planalto da Borborema variando entre $31,4 \pm 1,0$ Ma e $0,8 \pm 0,4$ Ma, do Oligoceno ao Pleistoceno, em períodos alternados conforme as condições climáticas. Esses dados são válidos para os platôs do Planalto Borborema e da Superfície Sertaneja. Para os Tabuleiros Costeiros, a integração dos métodos revelou idade mínima de crostas lateríticas do Mioceno inferior ao Pleistoceno.

A autora Lima (2008) utilizou a geocronologia na interpretação da Formação Serra de Martins, onde seus resultados demonstraram que a presença desta litologia marca o início de uma das fases de intemperismo regional há 20 Ma. Um aspecto regional relevante é que as idades mais antigas se concentram nas cimeiras, enquanto as mais recentes ainda ocorrem em áreas elevadas, sendo que nos platôs há sedimentos remobilizados decorrentes da recristalização de óxidos de manganês, representando intemperismo mais recente. Esse padrão indica que a evolução do relevo ocorre por retrabalhamento sucessivo dos materiais nas encostas dos planaltos, evidenciando também o recuo das escarpas, corroborando com a máxima geomorfológica clássica que a interpretação da evolução da paisagem deve se ater aos processos de encosta, com a datação de colúvios e outras técnicas utilizadas por grupos de pesquisadores como o Grupo de Estudos do Quaternário do Nordeste Brasileiro – GEQUA/UFPE e outros pesquisadores contemporâneos em trabalhos como: Corrêa et al. (2001 e 2008); Silva, et al. (2024); Gurgel et al. (2013); Maia, et al. (2012); entre outros.

Ainda em âmbito regional Morais Neto et al. (2008, 2009) identificaram um evento de resfriamento no Cretáceo, entre 100-90 Ma, que afetou toda a Província Borborema, interpretado como decorrente de elevação continental e erosão. Outro resfriamento, entre 20-0 Ma, está relacionado ao vulcanismo cenozóico da Formação Macau, presente na Bacia Potiguar e seu embasamento. Esses estudos atribuíram a cronologia da deposição da Formação Serra de Martins na transição Paleoceno-Eoceno, estabelecendo novos limites para correlações anteriores com a seção pós-cretácea da megassequência regressiva da Bacia Potiguar.

O trabalho de Nóbrega et al. (2005), utilizando traço de fissão de apatitas, identificou diferentes idades entre blocos adjacentes à Zona de Cisalhamento de Portalegre, leste e oeste, concluindo que estes não atingiram temperaturas superiores a 120 °C entre aproximadamente 225 Ma e 140 Ma, respectivamente, indicando assim o soerguimento do bloco leste devido à reativação da Zona de Cisalhamento Portalegre, o que coincide com a instalação da Bacia

Potiguar pela abertura do Atlântico, eventos que também originaram as bacias interiores, em seu e a própria Bacia Potiguar, denominando-se o trend cariri-potiguar. Dessa forma, observa-se que a geomorfologia nordestina resulta da interação complexa entre processos exógenos e o marcante controle tectônico, especialmente pós-cretáceo.

3. A EVOLUÇÃO GEOMORFOLÓGICA E OS MACROCOMPARTIMENTOS DO RELEVO POTIGUAR

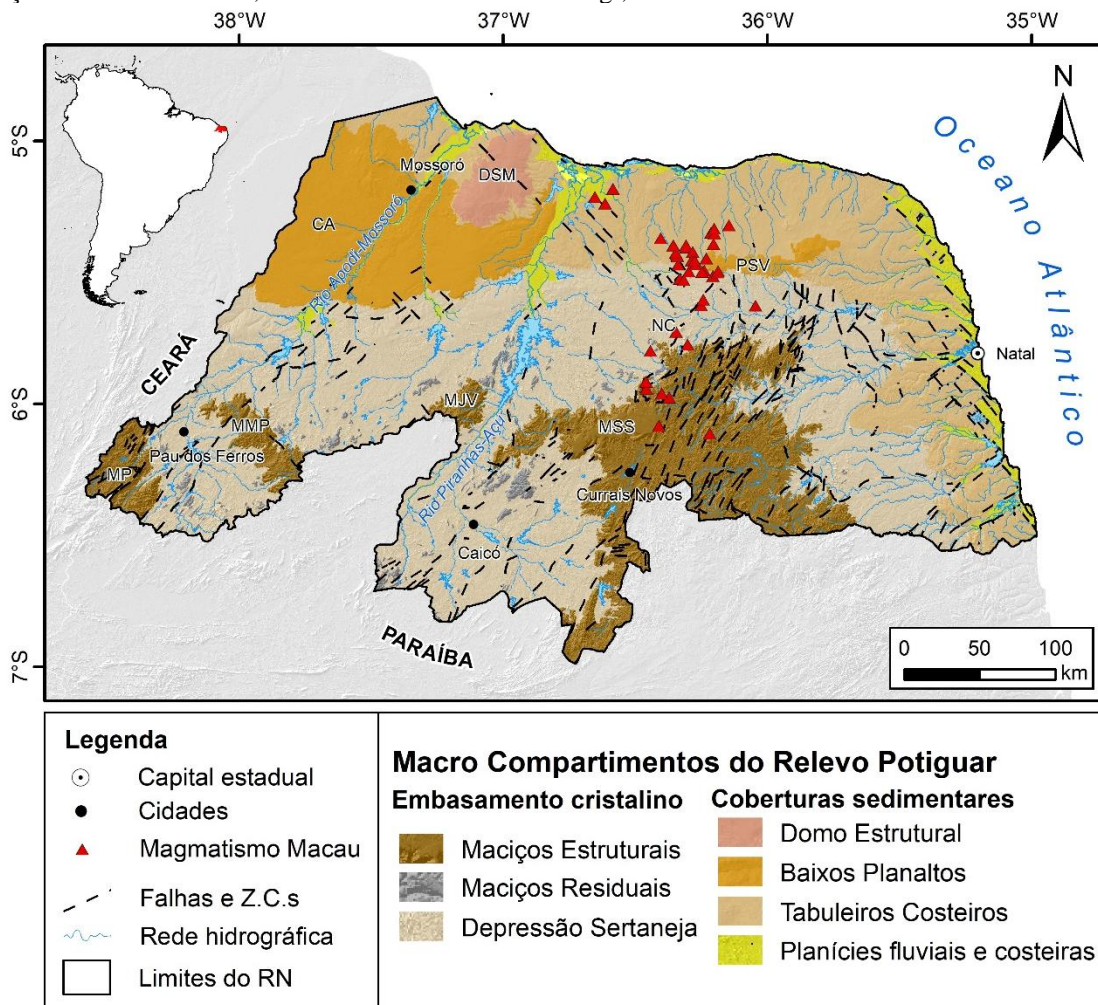
A reconstrução da evolução da paisagem norte rio-grandense, assim como já mencionado, prescinde da análise das interações da tectônica, sobretudo a pós-cretácea, e os processos atmosféricos em seus ciclos paleoclimáticos regionais. Sendo assim, algumas unidades do relevo podem ter sua evolução mais condicionada aos fatores externos, como os ventos, a umidade, a abrasão marinha e internos, como intrusões, falhas, zonas de cisalhamento, etc., ou por processos relativos a tectônica. Este último tem a sua influência na geomorfologia evidenciada a partir da identificação de uma série de relevos estruturais que resguardam em suas formas eventos deformacionais dúcteis e rúpteis. Em termos evolutivos, os referidos eventos ocorreram em uma sequência cronológica: Orogênese Brasileira, derivada da colagem tectônica brasileira/panafricana de 600 Ma (Brito Neves et al., 2000), a qual foi acompanhada de um importante plutonismo granítico (Angelim, et al., 2006); o segundo grande evento, seria a fragmentação do Megacontinente Gondwana cujo produto foi a separação do Brasil da África (Matos, 1992) e por fim as reativações tectônicas cenozoicas (Bezerra e Vita Finzi, 2000), que condicionam a evolução geomorfológica através modificando os níveis de base induzindo a dissecação e agradação (Maia et al., 2010; Maia et al., 2012; Gurgel, 2012; Gurgel et al., 2013).

A sequência de eventos tectônicos supracitada são os principais responsáveis pelo direcionamento e condicionamento dos lineamentos estruturais que se expressam no relevo por meio do condicionamento da evolução geomorfológica atual. Esses eventos resultaram em um conjunto de morfologias herdadas, sobretudo da orogenia brasileira e da tectônica cretácea (Maia, Amaral e Gurgel, 2012).

Como resultado da erosão de zonas de cisalhamento dúcteis pré-cambrianas tem-se a exumação de maciços cristalinos, descritos tradicionalmente como residuais. A reativação tectônica dessas zonas de cisalhamento, agora de forma rúptil, afeta os maciços auxiliando nos seus soerguimentos em alguns lugares, subsidência, e a gênese das bacias interiores. No ambientes sedimentares a repercussão dessas reativações pode ser constatada a partir da orientação da dissecação e da deposição quaternária. Dessa forma, a geomorfologia do Rio Grande do Norte é notoriamente condicionada pela disposição morfoestrutural.

Com exceção da Planície costeira, as demais unidades apresentam um padrão de orientação de dissecação NE-SW, conforme a direção das zonas de cisalhamento dúcteis pré-cambrianas. Nas áreas dos Maciços e Depressões, a exumação das zonas de cisalhamento controla feições da morfologia, formando vales e cristas de direção NE-SW. As estruturas de direção NE-SW possuem penetratividade no domínio dos planaltos e controlam a erosão fluvial e a disposição das planícies (Figura 2).

Figura 2 - Macro compartimentos do relevo potiguar. CA – Chapada do Apodi; DSM – Domo Estrutural de Serra do Mel; MJV – Maciço de João do Vale; MMP – Maciço de Martins-Portalegre; MP – Maciço do Pereiro; MSS – Maciço da Serra de Santana; NC – Neck Vulcânico do Cabugi; PSV – Planalto da Serra Verde.



Fonte: Autores (2026)

Na Figura 2 e 3 é possível identificar que a área costeira é dissecada por vales de direção NW-SE e sobretudo NE-SW observando-se a direção das drenagens. Esta direção também controla feições da morfologia nas porções mais interioranas, como as depressões e os maciços.

Sendo assim, estabelece-se como macro compartimentos do relevo potiguar as seguintes feições: Maciços Estruturais, Grabens Interiores - trend Cariri-potiguar - e Bacia Potiguar; Planaltos Baixos; Maciços Residuais, Depressão Sertaneja, Planícies Fluviais e Planícies Costeiras; Tabuleiros Costeiros; Relevo Cárstico.

4. MACIÇOS ESTRUTURAIS, GRABENS INTERIORES E BACIA POTIGUAR

No Brasil, o termo "Maciço Residual" difundiu-se influenciado pela geomorfologia francesa, especialmente após as décadas de 1950 e 1960, relacionando-se a modelos denudacionais. No entanto, considerando que a gênese dos maciços graníticos envolve processos tectônicos e não apenas erosivos, a generalização da nomenclatura "Maciço Residual" torna-se inadequada. Observa-se que o conceito nacional deriva da adaptação da ideia de "relevo tectônico residual", mas foi simplificado para abranger áreas com rochas resistentes, como granito, equiparadas a "monadnocks" ou "inselbergs". O conceito atual deve ser revisto à luz dos critérios morfogenéticos recentes, resgatando os termos "Maciços Estruturais" ou

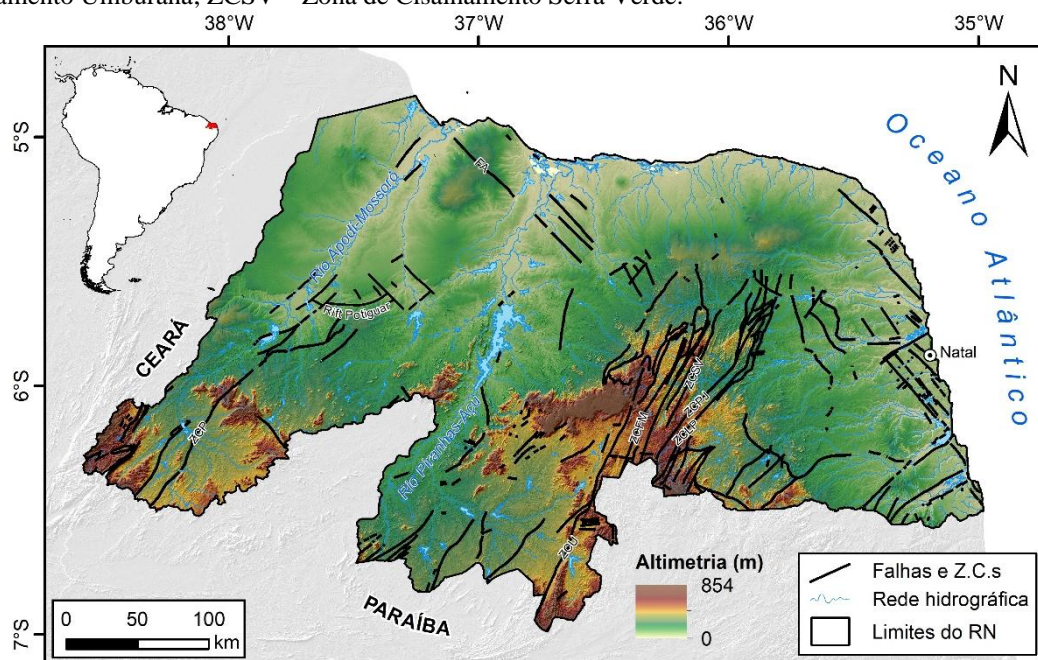
"Tectônicos". Esses maciços se destacam das depressões sertanejas por altitudes médias entre 400 e 700 metros e orientação NE-SW.

O reconhecimento dos maciços estruturais reflete um contexto epistemológico disruptivo com a integração dos estudos do Período Quaternário em especial a Geomorfologia do Quaternário, com a discussão da Neotectônica nos estudos da geomorfologia, que é compreendida como o estudo das deformações recentes da crosta terrestre associadas ao último campo de tensões atuante em uma região (MAIA, 2012).

No Rio Grande do Norte, grande parte das feições morfotectônicas tem sua gênese por processos ocorrentes no Mioceno Médio, estendendo-se até o Quaternário, como indicam as evidências cronoestratigráficas (BEZERRA, 1998; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000), sendo este território reconhecido como uma das áreas de maior sismicidade da plataforma continental brasileira (BEZERRA et al., 2007), o que confere a ele um papel de destaque nos estudos de tectônica recente em margens passivas. Os registros geológicos e geofísicos revelam também relações entre o campo de tensões e a estruturação das principais bacias sedimentares, especialmente a Bacia Potiguar (BEZERRA et al., 2020).

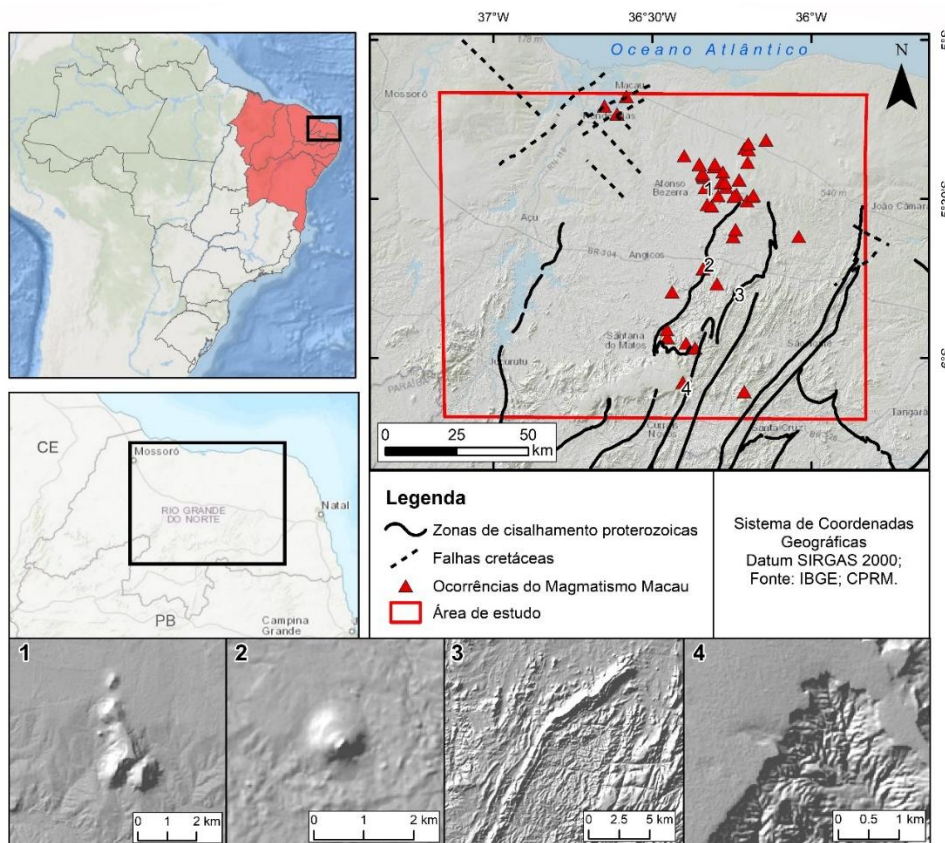
As paisagens potiguares expressam uma evolução geomorfológica pós-rifte condicionada por controles morfoestruturais e morfotectônicos. Em especial, durante o Oligoceno, tendo o magmatismo alcalino Macau-Queimadas como sua maior expressão, num lineamento Norte-sul que atravessa o território potiguar alcançando o município de Queimadas (PB) (Almeida et al., 1988; Silveira, 2006; Souza et al., 2025). Esse evento, ainda anterior ao período neotectônico, reflete reativações de antigas zonas de cisalhamento que antecederam a instalação do novo campo de tensões. Entre as feições do relevo geradas por esse processo de magmatismo o Maciço Estrutural Pico do Cabugi é o seu maior representante, mas também gera plugs e outras feições de grande expressão como a Serra Preta (Cerro Corá) e o Vale Vulcânico (encaixado em falha) (Cerro Corá, RN), além da possível reativação das zonas de cisalhamento locais com o surgimento da escarpa e crista estrutural da Serra do Feiticeiro, de direção NE/SW como mostra o mapa síntese da estrutura que reverbera no relevo norte-riograndense na (Figura 3) e ilustradas também na Figura 4, como também pelas fotografias da Figura 5.

Figura 3 – Principais Falhas e Zonas de Cisalhamento condicionantes do relevo potiguar. FA – Falha de Afonso Bezerra; ZCFM – Zona de Cisalhamento Frei Martinho; ZCLP – Zona de Cisalhamento Lajes Pintadas; ZCP – Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCPJ – Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara; ZCU – Zona de Cisalhamento Umburana; ZCSV – Zona de Cisalhamento Serra Verde.



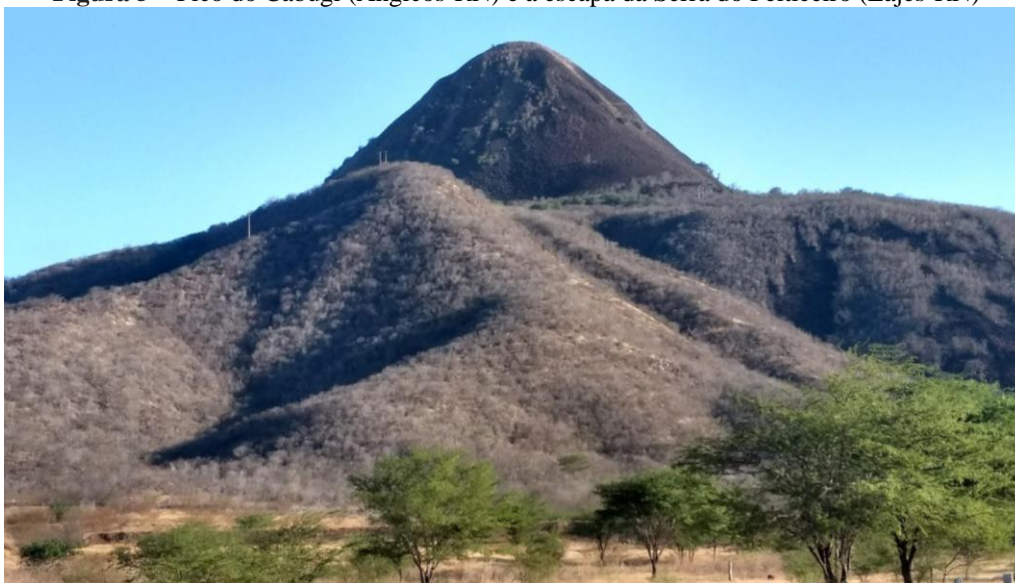
Fonte: Elaborado pelos autores a partir de dados estruturais de Dantas, Medeiros e Cavalcante (2021).

Figura 4 - Mapa de localização da área de estudo. Os números no mapa principal indicam as feições geomorfológicas de destaque no estudo: 1 - Serra Preta; 2 - Pico do Cabugi; 3 - Serra do Feiticeiro; 4 - Vale Vulcânico.



Fonte: Oliveira, 2025

Figura 5 – Pico do Cabugi (Angicos-RN) e a escapa da Serra do Feiticeiro (Lajes-RN)



A pesquisa, ainda em andamento de Gurgel, et al. (2025), revela em suas análises iniciais a presença de feições geomorfológicas de destaque, com forte controle estrutural, distribuídas em três categorias principais: (1) Maciços subvulcânicos e necks, como o Pico do Cabugi, com morfologia convexa, elevadas declividades e contraste litológico entre rochas alcalinas máficas e ortognaisses encaixantes; (2) Escarpas e cristas estruturais, exemplificadas pela Serra do Feiticeiro (Lajes, RN) e pela Serra da Casa de Pedra (Santana do Matos, RN), alinhadas aos principais trends estruturais NE–SW e NW–SE, que podem ter relação com os soerguimentos regionais; e (3) *Superfícies de cimeira e drenagens truncadas*, que podem indicar soerguimentos tectônicos recentes não acompanhados por dissecação fluvial proporcional (Oliveira, 2019).

Análises morfométricas demonstraram valores expressivos de declividade, amplitude altimétrica e índice de convexidade nas áreas magmáticas, especialmente no entorno do Cabugi, onde o MCI (Índice de Macro Concavidade) de -2,3 sugere erosão diferencial intensa em rochas menos resistentes (Motoki et al., 2012). A comparação entre cristas quartzíticas (Formação

Equador) e os necks máficos, sustentando relevo em cotas similares, reforça a hipótese de controle estrutural e isostático na manutenção dos patamares topográficos (Oliveira, 2019).

O estudo Souza et al. (2025) propõe, de forma inovadora, a aplicação do modelo de cadeia abortada intraplaca. Essa hipótese abre espaço para uma releitura da evolução geomorfológica do Nordeste Setentrional, ao considerar a ação conjunta de domeamento térmico, ascensão magmática prolongada e reativação tectônica em margem continental passiva, conforme também discutido por Leroy et al. (2008) e Knesel et al. (2011).

A integração entre os dados destes estudos obtidos até o momento permite sistematizar os achados em três grandes eixos interpretativos:

- I. Morfotectônica associada a pulsos magmáticos cenozoicos: revelada pela compartimentação do relevo, presença de escarpas ativas e disfunções na drenagem.
- II. Reativação de estruturas crustais pré-cambrianas: expressas em alinhamentos topográficos e orientação das principais feições geomorfológicas.
- III. Erosão seletiva e exposição de corpos subvulcânicos: evidenciada na morfologia do Cabugi, nas serras residuais e nas formas testemunhas associadas a litologias resistentes.

Ainda coincido com o pico do magmatismo Macau-Queimadas e o início da compressão neotectônica na Província Borborema, entre o Mioceno Inferior e Médio, desenvolveu-se a deposição da Formação Barreiras (Lima, 2008), que está associada a falhamentos que controlaram a sedimentação em ambientes flúvio-marinhos (Bezerra et al., 1998; Maia; Bezerra, 2014). A partir daí, a Bacia Potiguar passou por forte inversão tectônica, resultando em soerguimentos, exumação e deformações em coberturas miocênicas e quaternárias (Maia; Bezerra, 2015) (Figura 7).

Figura 6 - Mapa de sismos do estado do Rio Grande do Norte registrados entre 1807 a outubro de 2020

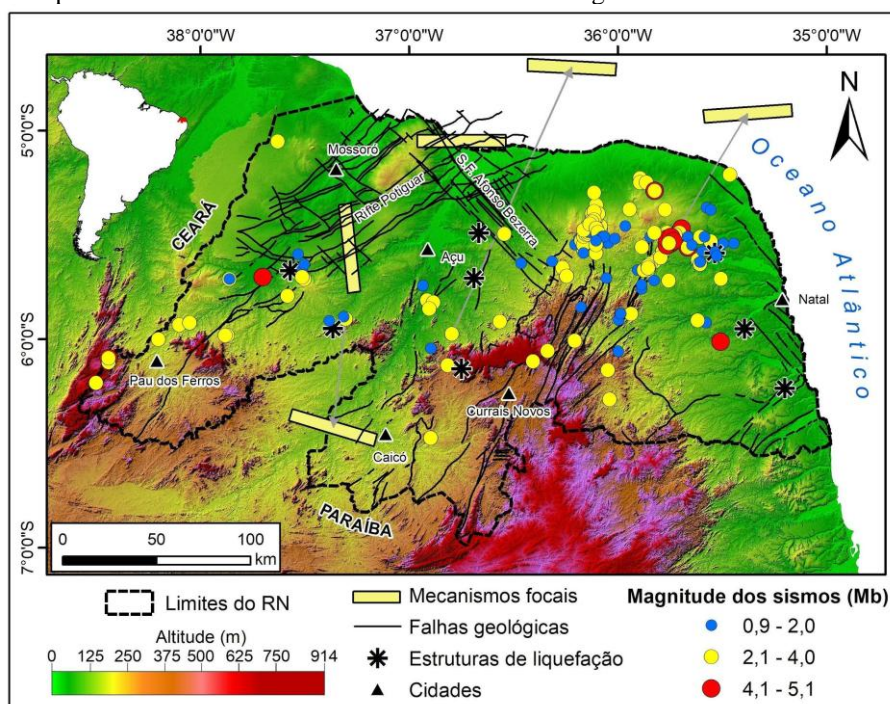
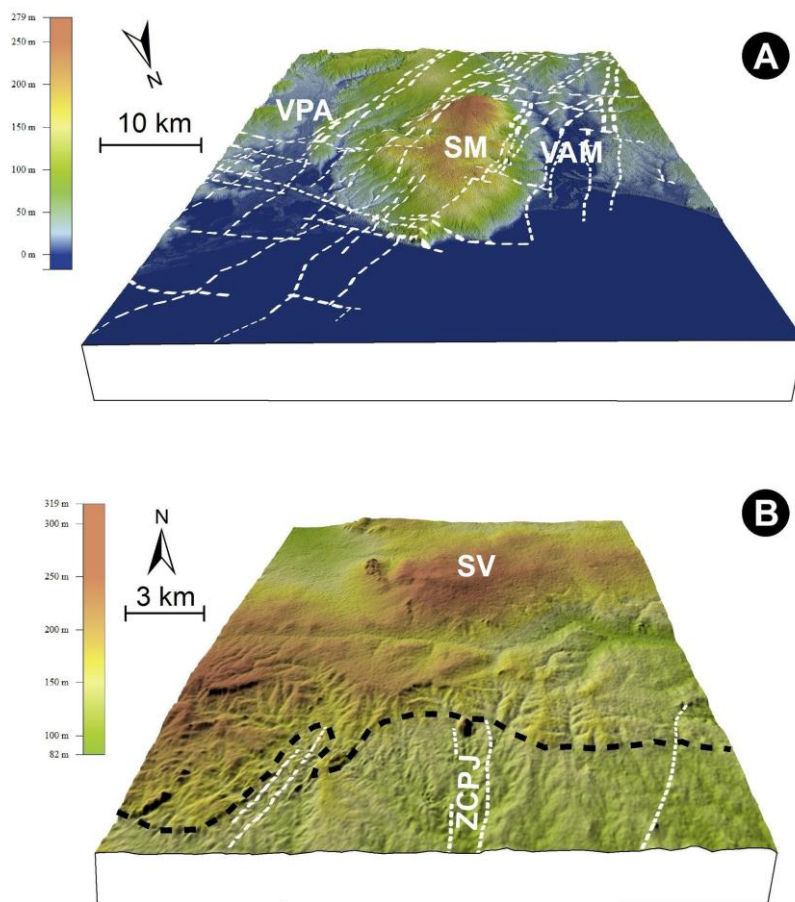


Figura 7 - Antifomes dômicos associados à compressão miocênica e quaternária na bacia Potiguar (As linhas brancas tracejadas representam as principais falhas nas referidas áreas). A - Domo de Serra do Mel (SM), limitado a leste pelo vale do rio Piranhas-Açu (VPA) e a oeste pelo vale do rio Apodi-Mossoró (VAM). B - Domo da Serra Verde (SV), situada na área de influência da Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara (ZCPJ) sob a bacia Potiguar (a linha preta tracejada demarca o contato entre o embasamentos cristalino e a bacia Potiguar).



Fonte: Corrêa, Gurgel; 2023.

Nos terrenos do embasamento pré-cambriano, a neotectônica também se manifesta em depósitos siliciclásticos da Formação Serra do Martins, que recobrem maciços e cimeiras do Planalto da Borborema, indicando soerguimentos recentes (Morais Neto; Alkmim, 2001). No Maciço do Pereiro, as falhas reativadas deformam o embasamento e coberturas sedimentares, produzindo escarpas rejuvenescidas e facetas triangulares (Gurgel et al., 2013).

A Bacia Potiguar apresenta uma das evoluções morfotectônicas mais complexas da Plataforma Brasileira. O processo de inversão tectônica iniciado no Mioceno Médio reativou sistemas de falhas, como o Afonso Bezerra–Carnaubais, condicionando dobramentos e estruturas dômicas (Fonseca, 1996; Caldas, 1998). A deformação compressiva gerou feições como o antiforme de Serra do Mel, cuja elevação pós-miocênica atingiu cerca de 270 m (Maia; Bezerra, 2014).

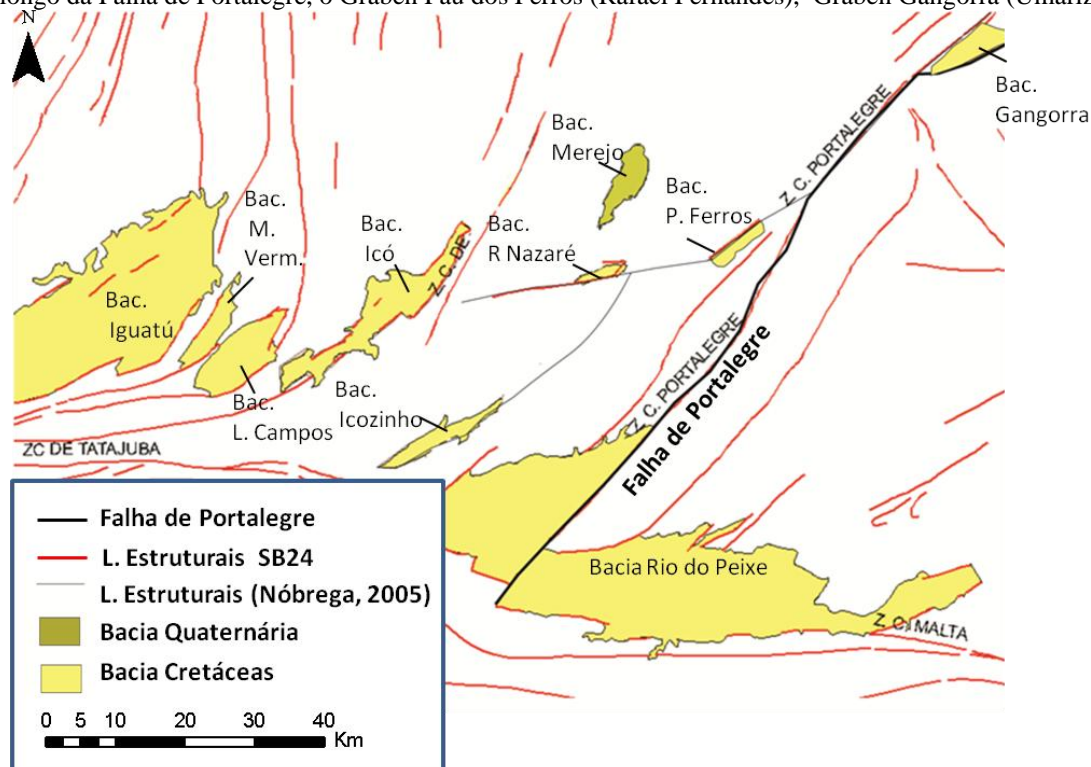
A atuação neotectônica também se evidencia por deformações em beachrocks e terraços marinhos holocênicos, que indicam soerguimentos nos últimos 5 000 anos (Bezerra et al., 1998). Essas estruturas, associadas a falhas reativadas, confirmam a persistência de esforços crustais recentes.

No setor oriental, destaca-se o relevo homoclinal de Serra Verde, vinculado à reativação da Zona de Cisalhamento Picuí–João Câmara (Diniz et al., 2017). Além disso, os relevos

cársticos da Formação Jandaíra exibem fraturamentos e condutos subterrâneos alinhados a sistemas de falhas reativadas, o que revela o controle estrutural sobre os processos de dissolução e drenagem subterrânea (Maia et al., 2013; Rabelo et al., 2020).

A reativação de zonas de cisalhamento também condiciona os maciços e bacias interiores do trend Cariri–Potiguar. Estudos termocronológicos (Nóbrega et al., 2005) indicam o soerguimento diferencial de blocos crustais ao longo da Zona de Cisalhamento Portalegre durante a abertura do Atlântico. As idades obtidas por traço de fissão em apatita (225–140 Ma) sugerem elevação do bloco leste e vinculação direta com a gênese da Bacia Potiguar.

Figura 8 – Grabens/bacias interiores do trend cariri-potiguar (RN/CE). Do território potiguar são: no Maciço Pereiro o Graben Rio Nazaré (Coronel João Pessoa), Graben Quaternário do Merejo (Doutor Severiano), e, ao longo da Falha de Portalegre, o Graben Pau dos Ferros (Rafael Fernandes), Graben Gangorra (Umarizal).



Fonte: Nóbrega (2005) e Angelim et al.(2004).

No Maciço do Pereiro, análises geomorfológicas e estruturais demonstram a presença de um sistema de horsts e grabens formados no Cretáceo e reativados até o Quaternário (Gurgel, 2012; Gurgel et al., 2013).

Gurgel (2012) propôs um modelo de evolução tectônica das escarpas explicitado na Figura 9, onde ocorre na seguinte sequência de eventos: nas zonas de cisalhamento ocorrem levantamento do terreno por meio das reativações tectônicas, falhamentos normais e transcorrentes, esse levantamento do terreno dá origem morfologia de cristas baixas no terreno, elevações abaixo de 50m, as quais denominamos de “cristas de cisalhamento”, que funcionam como pequenos horsts, limitando depressões sedimentares preenchidas por depósitos cretáceos e recentes (colúvio/alúvio). Há uma sucessão destas cristas e depressões cuja evolução e continuidade deste processo resulta no soerguimento das escarpas das bacias tectônicas do Maciço do Pereiro, a exemplo do Graben do Icozinho, do Graben do Merejo, na figura 8. As escarpas de falha e facetas triangulares, bem preservadas no setor norte, evidenciam a renovação contínua do relevo e o caráter ativo das estruturas regionais.

Figura 9 - Modelo de evolução das escarpas do Pereiro (RN/CE) baseado em Gurgel (2013). **A**- Reativação das zonas de cisalhamento por deformação rúptil, conseqüente abatimento de bloco e surgimento da escarpa de falha. Com a criação de patamares, que posteriormente são preenchidos por sedimentos (colúvios); **B**-Dissecação da escarpa de falha pela ação erosiva e incisão da drenagem, em conseqüência da dissecação, ocorre uma seqüência de processos de deposição pela intercalação de fluxo de lama e fluxo detrítico, marcando a paisagem com leques alúvio-coluvionares; **C**- Dissecação da escarpa e dos depósitos, além do seu soerguimento por continuidade dos falhamentos.

Evolução da escarpa de falha do Maciço do Pereiro (Rn/CE)

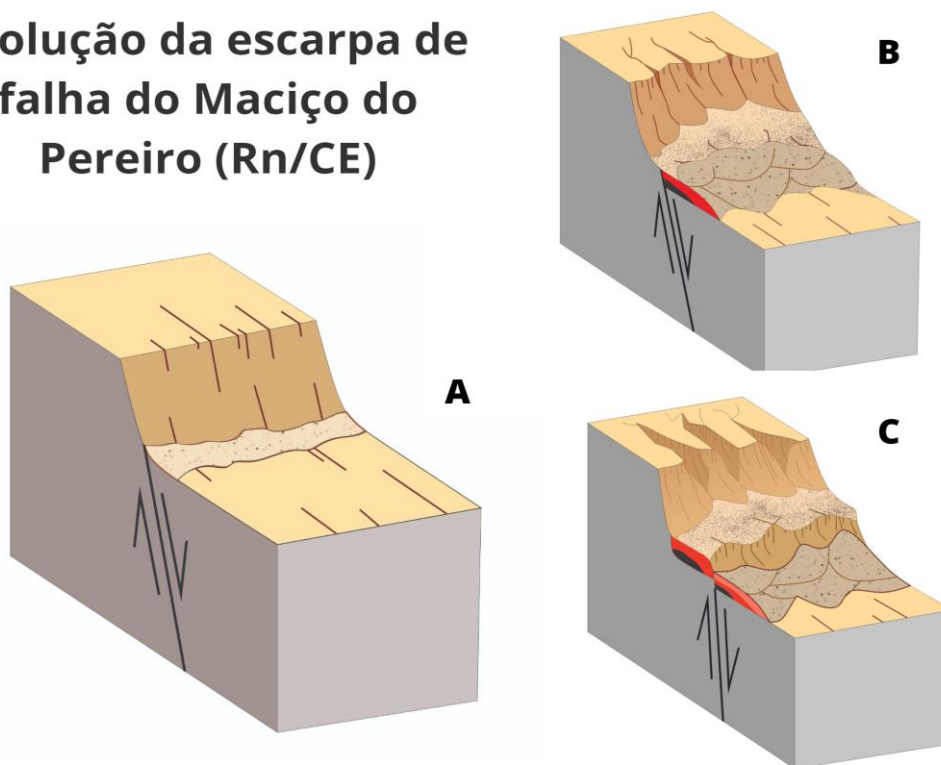


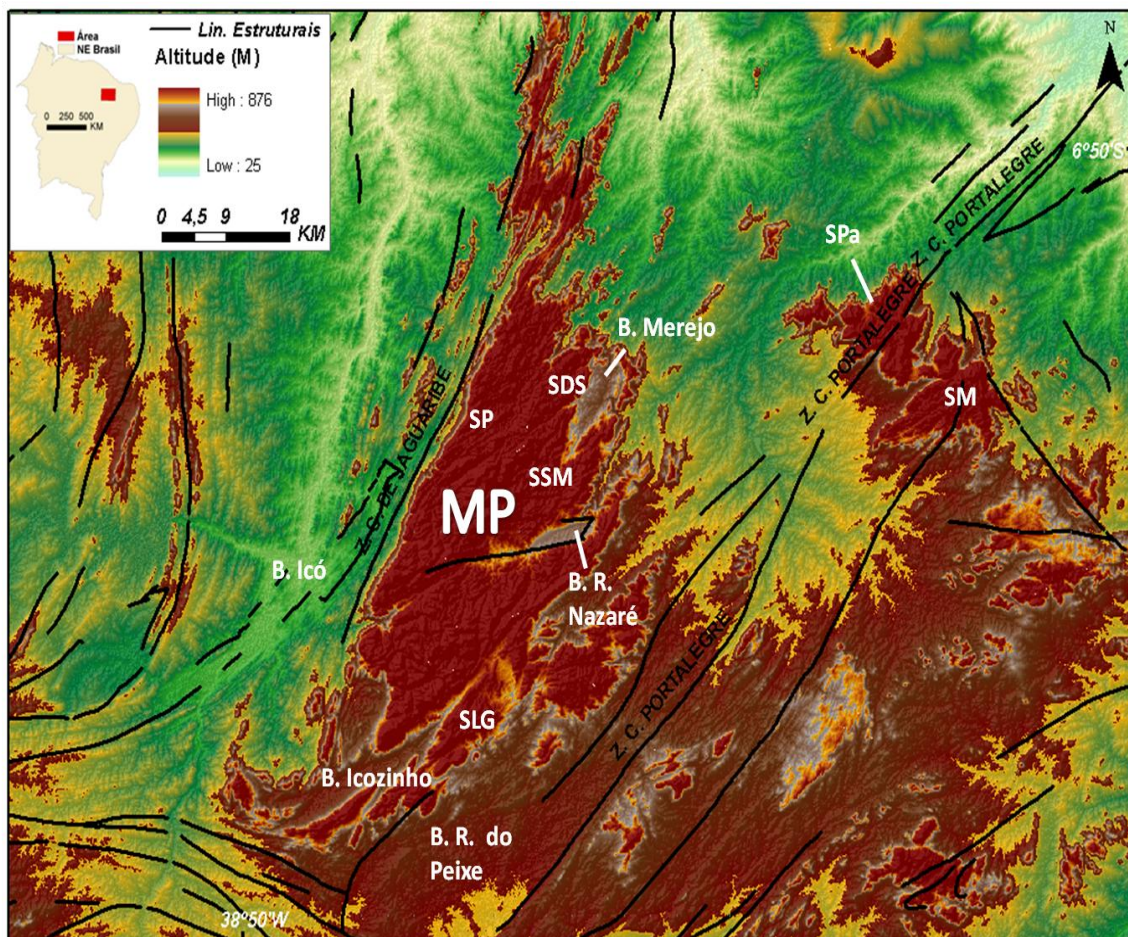
Figura 10– Escarpa de falha Graben do Merejo (Doutor Severiano, RN), e a escarpa de falha do Graben do Icozinho (Icó, CE), Maciço do Pereiro (RN/CE)





Fonte: Acervo autores

Figura 11- Morfologia do Maciço Pereiro. MP- Maciço Pereiro; SPa – Serra de Portalegre; SM- Serra de Martins(RN); SDS- Serra de Dr. Severiano (RN); SP – Serra de Pereiro (CE); SSM- Serra de São Miguel (RN); SLG – Serra de Luís Gomes (RN). O MP está ladeado por zonas de cisalhamento e falhas.



Fonte: Autoral

5. DEPRESSÃO SERTANEJA

Compondo cerca de 50% do território estadual, as depressões sertanejas distribuem-se nas áreas interioranas na forma de extensas superfícies aplainadas interrompidas por relevos isolados, compostos de rochas mais resistentes que as do entorno rebaixado. Nessa unidade do relevo predominam os processos de dissecação sobre os de agradação.

A topografia na depressão sertaneja varia de plana a suavemente ondulada compondo superfícies situadas entre 50 e 300 metros de altitude, que partem da borda dos planaltos residuais na forma de depressões periféricas em direção ao interior, onde individualizam os maciços. A complexidade litológica associada às depressões sertanejas dificulta sua caracterização geológica. Contudo, é possível destacar a predominância de rochas metamórficas (parametamórficas e ortometamórficas). Neste caso, o metamorfismo associado a essas zonas condiciona os processos de erosão diferencial entre as depressões e os maciços graníticos.

Os processos de dissecação são comandados, sobretudo, pelas correntes fluviais que seguem as direções tectônicas marcadas por estruturas rúpteis e dúcteis do embasamento aflorante. As porções mais resistentes à erosão, normalmente associadas geologicamente a núcleos graníticos exumados, permanecem como sobressaltos topográficos que se distinguem da topografia aplainada da depressão sertaneja. Essas elevações residuais são denominadas inselbergues quando afloram isoladamente ou inselgebirgues quando se dispõem em conjunto.

As elevadas taxas de erosão desencadeadas, sobretudo, pelo contexto climático semiárido limitam a pedogênese, tornando os solos da depressão sertaneja rasos. Nesse contexto, comumente, a rocha matriz (embasamento) aflora.

6. BAIXOS PLANALTOS

Os baixos planaltos sedimentares compreendem a unidade do relevo desenvolvida sobre as unidades cretáceas pós-rifte da Bacia Potiguar. A Bacia Potiguar encontra-se geneticamente relacionada a uma série de bacias interiores de idade cretácea inferior, que compõem o Sistema de Riftes do Nordeste Brasileiro (Matos, 1992). O arcabouço estrutural da bacia é constituído por um conjunto de grábens assimétricos de direção NE-SW separados por horst do embasamento. Esta construção estrutural denominada de Rifte Potiguar originou-se a partir da reativação das estruturas dúcteis do embasamento cristalino durante o Cretáceo Inferior que formam o trend NE-SW (Nóbrega et al., 2005, de De Castro et al., 2012) a partir da separação Brasil-Africa. A porção emersa a Bacia Potiguar constitui uma cuesta que se estende pelo segmento oeste do Estado do Rio Grande do Norte e o extremo leste do Estado do Ceará, com front voltado para S e SW e reverso para NE e com inclinação de $0,1^\circ$. No front, a cornija íngreme é sustentada por rochas carbonáticas da Formação Jandaíra, com somital de aproximadamente 140 m. A solubilidade das rochas carbonáticas associada nesta área não favorece a formação de depósitos de tálus na interface entre o front e a depressão periférica que a bordeja. Na base, o front forma uma rampa com inclinação muito variável moldada nos arenitos da Formação Açú. Esse setor apresenta dissecação incipiente realizada por canais de 1º e 2º ordem dos tipos anaclinais e ortoclinais em direção à Depressão Sertaneja que limita a área do embasamento pré-cambriano e a Bacia Sedimentar.

Esta bacia é dissecada em sua porção central pelos rios Mossoró e Açú, que segundo uma classificação a partir da geomorfologia, podem ser descritos como canais cataclinais que rompem o front da cuesta. No caso do Rio Mossoró, chega a formar um canyon no local onde o rio adentra a bacia. A topografia plana associada a permeabilidade dos carbonatos são responsáveis pela baixa densidade de drenagem.

7. PLANÍCIES FLUVIAIS

As planícies fluviais compõem as áreas de acumulação recente. Nessas áreas há o domínio dos processos de agradação sobre os de dissecação. Nessa unidade do relevo, os principais agentes morfodinâmicos são as correntes fluviais a partir do trabalho de erosão, transporte e deposição. As correntes fluviais dissecam rochas do embasamento pré-cambriano

em seus cursos superiores onde se situam suas cabeceiras de drenagem. Essa dissecação ocorre notoriamente orientada conforme planos preferenciais de erosão marcados por estruturas tectônicas dúcteis e rúpteis do embasamento elevado. Tal característica ajuda a evidenciar o complexo quadro morfoestrutural norte rio-grandense. Nos baixos cursos, as correntes fluviais formam vales encaixados a partir da dissecação da Formação Barreiras (Tabuleiros Costeiros) ou de paleodépósitos fluviais quaternários. Esses vales têm a mesma orientação das estruturas tectônicas do embasamento anteriormente referidas. Também constituem o principal indício de reativação tectônica cenozoica, uma vez que orienta o trabalho de dissecação.

Observa-se que a elevada densidade de drenagem no alto e médio curso das bacias hidrográficas resulta de sua relação com o embasamento pré-cambriano. Nesse caso, os padrões dendrítico e sub-dendrítico resultam da impermeabilidade das rochas cristalinas, e o padrão paralelo resulta da conformação da drenagem às estruturas tectônicas, principalmente relevos orientados segundo as direções das principais zonas de cisalhamento. O trend NE-SW controla feições erosionais dos maciços formando vales incisos ao longo desta direção.

No Rio Grande do Norte, as planícies fluviais têm suas bacias hidrográficas separadas em dois segmentos, um E e outro W. A separação desses segmentos é feita pelo maciço da Borborema que divide as grandes bacias hidrográficas dos Rios Açu e Mossoró das demais bacias menores do segmento.

8. MACIÇOS ESTRUTURAIS

O relevo do Rio Grande do Norte é marcado por um mosaico de formas e processos que refletem a complexa história geológica da Província Borborema. Dentre os compartimentos de maior expressão morfoestrutural, destacam-se os Maciços Cristalinos, como unidades elevadas e fortemente dissecadas que contrastam com as superfícies aplainadas da Depressão Sertaneja.

Tradicionalmente denominadas como Planaltos ou Maciços Residuais, Medeiros e Cestaro (2015) classifica essas áreas no estado do Rio Grande do Norte como Planaltos Residuais, denominando-os como: Planalto Residual Extremo Oeste Potiguar, Planalto Residual Serras de Martins e Portalegre, Planalto Residual da Serra de João do Vale e Planalto Residual da Serra da Formiga.

No entanto, essas formas vêm sendo reinterpretadas a partir de abordagens estruturais e tectônicas recentes, que as reconhecem como expressões diretas da reativação crustal e dos processos epigenéticos que moldaram o Nordeste Setentrional ao longo do Cenozoico (Costa et al., 2020; Maia et al., 2020).

Logo, percebe-se que a designação de Maciços Estruturais se mostra mais adequada, pois evidencia a articulação entre fatores litológicos, tectônicos e morfoclimáticos na gênese dessas feições.

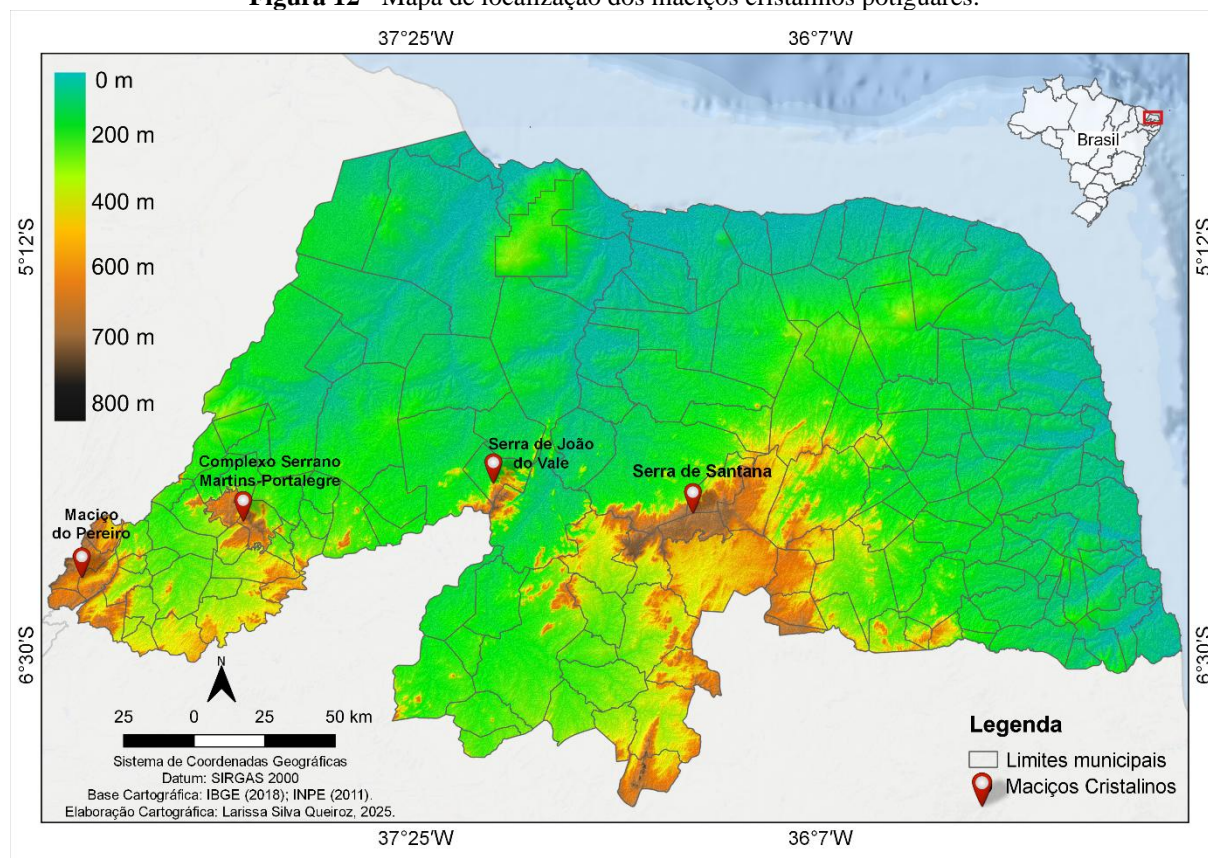
As serras de Martins–Portalegre, denominada de Complexo Serrano Martins-Portalegre (Queiroz, 2021; Queiroz, Pereira Neto, Medeiros, 2023), Serra de Santana e Serra de João do Vale configuram os exemplos mais expressivos desse tipo de compartimento no território potiguar (Figura 12). Situadas entre as cotas de 500 e 750 metros, essas unidades se destacam na paisagem semiárida por apresentarem amplitudes altimétricas acentuadas e microclimas mais úmidos, condicionados pelo efeito orográfico.

Denominados por Maia et al. (2020) como pequenos platôs em maciços são, de forma geral, sustentados por duricrostas lateríticas, dispersos no Rio Grande do Norte, em muitos locais com a porção superficial em avançado estágio de laterização. Assim, esses platôs ainda podem indicar processos de inversão do relevo, desencadeados por processos de soerguimento regional e posterior erosão diferencial.

A interpretação clássica dos relevos do Nordeste brasileiro, sustentada pelas teorias da pediplanação de King (1956) e da etchplanação de Büdel (1977), compreendia as superfícies

elevadas como testemunhos de antigas fases de aplainamento associadas a climas secos e semiáridos.

Figura 12 - Mapa de localização dos maciços cristalinos potiguares.



Fonte: autores, 2025

Essa perspectiva morfoclimática, ainda que tenha contribuído para o entendimento da morfodinâmica regional, é hoje complementada por leituras morfoestruturais, nas quais se reconhece o papel da tectônica e da litologia na esculturação das paisagens (Peulvast; Claudino-Sales, 2004; Costa et al., 2020).

Para tanto, a combinação entre erosão diferencial, reativação de falhas e soerguimentos epirogenéticos explica a coexistência de superfícies planas e relevos escarpados que caracterizam essas áreas de maciços no estado do Rio Grande do Norte.

Sob o ponto de vista estrutural, esses maciços são controlados por Zonas de Cisalhamento de direção predominante NE-SW e E-W, herdadas da Orogênese Brasileira e reativadas durante o Cretáceo e o Cenozoico (Maia et al., 2020). A movimentação desses lineamentos condicionou o soerguimento diferencial de blocos, gerando escarpas abruptas e vales estruturais que fragmentam o Embasamento Cristalino.

As evidências geomorfológicas identificadas nos maciços potiguares, a exemplo dos alinhamentos de cristas residuais, topos tabulares e vertentes fortemente dissecadas, expressam a interação entre os fatores estruturais e os processos denudacionais em curso.

Os Maciços Estruturais potiguares assentam-se sobre rochas cristalinas do Grupo Seridó, constituídas por gnaisses, micaxistos e quartzitos de idade Neoproterozóica (Medeiros; Cestaro, 2015). No entanto, no Complexo Serrano Martins-Portalegre, verifica-se o capeamento sedimentar, constituído por arenitos e lateritas da Formação Serra dos Martins (FSM), de idade

oligocênica, o qual indica fases de deposição continental sobre superfícies previamente aplainadas.

Essa relação entre o Embasamento Cristalino e a Cobertura Sedimentar evidencia um processo de inversão de relevo, onde antigas superfícies de deposição foram soerguidas e retrabalhadas pela erosão diferencial, convertendo-se em patamares elevados (Maia et al., 2020).

Nesse sentido, destaca-se que a litologia exerce papel determinante na resistência das vertentes e na forma das elevações. Assim, salienta-se que, geralmente, os quartzitos e granitos tendem a preservar topos convexos e cristas, enquanto os micaxistos e gnaisses, mais suscetíveis à decomposição, favorecem a abertura de vales e o aprofundamento das drenagens.

Essa diferenciação litológica, aliada ao controle tectônico, explica o padrão de dissecação observado em Martins, Portalegre e João do Vale, onde os vales se orientam segundo as direções de fraturas regionais.

O Complexo Serrano Martins-Portalegre (Figuras 13) constitui-se como a feição de maior expressão morfológica no Oeste Potiguar. As altitudes ultrapassam 700 metros e a amplitude topográfica supera 500 metros em relação à Depressão Sertaneja. As vertentes são escarpadas e recobertas por solos rasos, predominando as classes dos Argissolos Vermelho-Amarelo, os Neossolos Litólicos Eutróficos e os Luvisolos. A drenagem densa e encaixada indica forte controle estrutural, associada a linhas de fraqueza do embasamento. O capeamento laterítico e a ocorrência de topos planos sugerem antigas superfícies de aplainamento reativadas por processos tectônicos (Maia et al., 2020; Costa et al., 2020).

Figura 13 - Complexo Serrano Martins-Portalegre. A) Serra de Martins vista da BR-226; B) Vista panorâmica do platô de Martins; C) Escarpas Serranas no CSMP; D) Escarpas Serranas, platô de Martins e afloramento verticalizado



Fonte: A) Medeiros (2025); B) Gonzaga Júnior (2020); C) e D) Queiroz, 2020.

Nessas áreas a diferenciação climática é marcante, as condições mais úmidas, com médias pluviométricas anuais superiores a 900 mm, propiciam o desenvolvimento de fragmentos de floresta subúmida, contrastando com a caatinga arbustiva do entorno (Medeiros; Cestaro, 2015). Essa condição reforça a função geocológica dos maciços como refúgio hídrico e biogeográfico, tornando a área de platô do maciço de Martins, um Brejo de Altitude (Medeiros, 2016)

Assim, o CSMP, se apresenta como um importante laboratório para a testagem de hipóteses sobre a evolução geomorfológica de relevos cristalinos com capeamento sedimentar, além de evidenciar vários indicadores de condicionamento estrutural e tectônico, suas encostas e pedimentos no entorno documentam acontecimentos significativos de coluvionamento (Oliveira; Tavares; Corrêa, 2018).

A Serra de Santana (Figura 14) estende-se na porção Central do estado, destacando-se pela forma alongada e pelas altitudes que superam 700 metros. Constitui-se como um divisor de águas entre as Bacias Hidrográficas dos rios Piranhas-Açu e Trairi.

Figura 14 - Serra de Santana



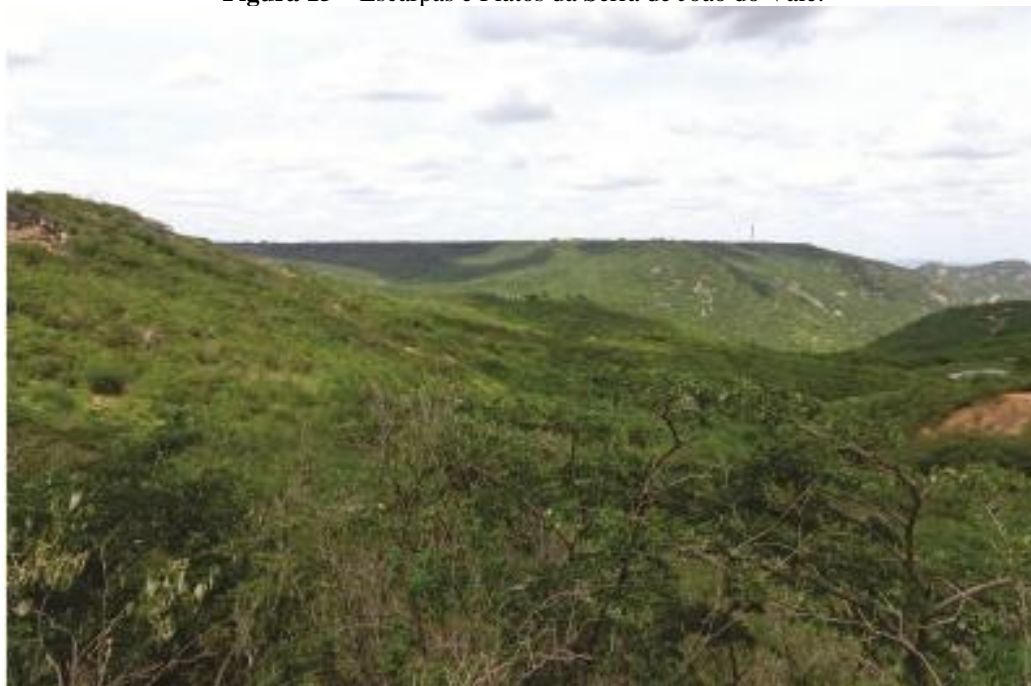
Fonte: autores, 2023.

A morfologia é dominada por topos suavemente arqueados e vertentes convexas, resultantes da dissecação sobre rochas graníticas e gnaisses resistentes. Observa-se o predomínio de processos erosivos areolares e lineares que esculpem vales estruturais de direção NE–SW. O comportamento morfodinâmico atual indica estabilidade relativa das vertentes e intensificação dos processos de encosta durante os eventos chuvosos concentrados.

Situada na transição entre o Seridó e o Alto Oeste, a Serra de João do Vale apresenta morfologia mais irregular, com altitudes que variam entre 500 e 680 metros (Figura 15). O relevo é sustentado por rochas graníticas e gnaisses, com expressiva presença de diáclases que condicionam a formação de cristas residuais e blocos exumados. As vertentes abruptas e a presença de colinas alinhadas indicam controle tectônico sobre a drenagem, que se ajusta aos

lineamentos estruturais regionais (Medeiros; Cestaro, 2015). Além disso, as feições de inversão de relevo são evidenciadas pela ocorrência de sedimentos lateríticos nos topos.

Figura 15 – Escarpas e Platôs da Serra de João do Vale.



Fonte: Oliveira *et al.* (2020)

As variações de altitude e orientação das vertentes condicionam diferenciações microclimáticas expressivas, com maiores índices pluviométricos nas vertentes voltadas para os ventos alísios e menores temperaturas médias anuais. Esses fatores explicam o estabelecimento de áreas de Floresta Estacional e enclaves de vegetação úmida sobre substratos graníticos, contrastando com o Semiárido adjacente. Tais condições favorecem processos pedogenéticos mais intensos e a formação de solos mais espessos e estruturados.

A interação entre clima, tectônica e estrutura também influencia a dinâmica hidrológica regional. Os maciços funcionam como importantes áreas de recarga dos lençóis subterrâneos, além de abrigarem as nascentes de diversos tributários de grande relevância hidrográfica. O papel dessas unidades na manutenção dos recursos hídricos reforça a necessidade de compreensão integrada entre geomorfologia e gestão ambiental.

A análise conjunta das evidências geomorfológicas e estruturais indica que os maciços estruturais do Rio Grande do Norte resultam da sobreposição de múltiplos eventos evolutivos. A combinação de soerguimentos epirogenéticos, reativação de falhas e dissecação diferencial explica a atual compartimentação do relevo. As feições tabulares presentes no Complexo Serrano Martins–Portalegre e os topos arqueados da Serra de Santana podem ser interpretados como testemunhos de antigas superfícies de aplainamento paleogênicas (Costa *et al.*, 2020).

De acordo com Costa *et al.* (2020), as feições do Nordeste Setentrional devem ser compreendidas sob uma perspectiva multiprocessual e multiescalar, na qual processos morfoclimáticos e morfoestruturais atuam de modo concomitante. Nesse contexto, os Maciços Estruturais representam produtos de interações complexas entre estrutura e denudação, evidenciando tanto a persistência das antigas estruturas da crosta quanto a ação dos agentes erosivos modernos.

Os maciços estruturais do Rio Grande do Norte constituem unidades geomorfológicas de grande relevância para a compreensão da evolução morfoestrutural do semiárido

setentrional. Representam remanescentes de antigas superfícies de aplainamento, remodeladas por reativações tectônicas e processos de erosão diferencial, configurando formas residuais de origem poligenética. A análise integrada do Complexo Serrano Martins–Portalegre, Serras de Santana e João do Vale evidencia o papel decisivo da estrutura e da tectônica na organização do relevo potiguar, bem como sua importância ambiental e hídrica.

9. GEOMORFOLOGIA DO LITORAL

9.1 Algumas referências sobre a pesquisa geomorfológica no litoral do Rio Grande do Norte

A geomorfologia costeira do Estado do Rio Grande do Norte, em uma perspectiva integrada que abrange todo o litoral estadual, ainda carece de investigações abrangentes. Um dos trabalhos pioneiros nesse sentido foi desenvolvido por Barreto et al. (2004), os quais, com base em produtos cartográficos e datações geológicas, caracterizaram a evolução geológica e geomorfológica quaternária do litoral potiguar. Esse estudo permitiu a identificação e o mapeamento de unidades morfológicas distintas, como dunas (ativa e inativa), planícies de maré, lençóis de areia e terraços marinhos. Posteriormente, Dantas e Ferreira (2010) realizaram um mapeamento semelhante, corroborando a existência de campos de dunas, mas acrescentando às unidades descritas anteriormente as planícies fluviomarinhas e tabuleiros costeiros, com base em trabalhos de campo e sensoriamento remoto.

Em uma abordagem mais recente e com o emprego de técnicas de geoprocessamento, Diniz et al. (2017) também conduziram um mapeamento integral do litoral potiguar, corroborando a presença de tabuleiros costeiros e detalhando a extensão e características das planícies costeiras e fluviais. Acrescenta-se também que Maia, Amaral e Gurgel (2020) propuseram uma macrocompartimentação do relevo para todo o estado, na qual a zona costeira é interpretada como um conjunto de sistemas morfoestruturais e posicionais. Nesse modelo, a costa é composta por unidades como baías em forma de zeta, dunas, estuários, praias arenosas, planícies fluviais, planícies costeiras e tabuleiros costeiros.

Para além dessas classificações de caráter regional, a literatura especializada conta com diversos estudos focados em sistemas geomorfológicos específicos do litoral potiguar. Nesse escopo temático mais limitado, Vital et al. (2016) caracterizaram os tipos de praia e seus respectivos estados morfodinâmicos, fornecendo uma chave de leitura para a compreensão da dinâmica praial atual. De modo complementar, Camara et al. (2019) dedicaram-se ao mapeamento e à análise da dinâmica das falésias, enquanto Souza, Silva e Diniz (2023) investigaram a compartimentação das unidades de paisagens nas planícies costeiras. Por fim, abordando diretamente os processos modeladores da costa, Vital et al. (2018) analisou a dinâmica da erosão costeira, um dos principais mecanismos de transformação da linha de costa.

9.2 Características gerais do relevo no litoral do Rio Grande do Norte

O Rio Grande do Norte tem uma costa de 410 km, disposta em duas orientações preferenciais: sul-norte (litoral oriental); leste – oeste (litoral setentrional). Existem assim, diferenças marcantes na composição das paisagens litorâneas entre as duas costas e isso se deve em grande parte a aspectos geológicos e climáticos.

O litoral setentrional, é constituído predominantemente por rochas e depósitos sedimentares com influência da Bacia Potiguar e suas Formações, assim como, por depósitos da Formação Barreiras, depósitos do pós-barreiras e depósitos Quaternários. O clima é semiárido e condiciona a evolução do relevo da planície litorânea que apresenta extensos campos de dunas móveis e um transporte eólico ativo e intenso, especialmente se tratando da mobilização das areias da faixa de praias para o interior do continente, formando extensas

planícies de deflação. As lagoas interdunares são efêmeras e com volume de água pouco expressivo, desaparecendo rapidamente após os períodos de chuvas.

O litoral oriental também é constituído predominantemente por rochas e depósitos sedimentares, contudo, apresenta um clima úmido, o que vai justificar a existência de importantes enclaves de mata atlântica sobre os tabuleiros costeiros e dunas. As lagoas interdunares são perenes e apresentam um volume significativo de água.

Ambos os litorais apresentam feições de relevo como praias, dunas móveis e fixas, falésias ativas e inativas e planícies flúvio-marinhas. Contudo, aspectos geológicos locais e regionais e as diferenças climáticas vão condicionar a existência de paisagens diferentes.

Na Figura 16 - A, tem-se uma imagem aérea do litoral de Tibau, extremo oeste do litoral setentrional do RN, onde pode ser visualizada a faixa de praia e um alinhamento de falésias inativas compostas por sedimentos do pós-barreiras. Trata-se de um litoral com muita especulação imobiliária e degradação da paisagem. Já na Figura 16 - B pode-se visualizar a planície costeira do município de Grossos, com uma vasta área de deflação eólica que foi ocupada pela vegetação Algaroba (*Prosopis juliflora* (Sw.) DC.) com a finalidade de reduzir o transporte eólico de sedimentos.

Figura 16 – Planície litorânea apresentando faixa de praia, falésias mortas e ocupação intensa em praias erosivas no município de Tibau.



Na Figura 17, podem ser visualizadas diferentes perspectivas de uma voçoroca de grande dimensão situada no município de Areia Branca. Apesar de ser um litoral semiárido, chuvas concentradas vêm ampliando as erosões lineares no tabuleiro costeiro constituído pela Formação Barreiras. Na região existem desde pequenas ravinas até grandes voçorocas que impõe a necessidade de um rigoroso planejamento para a ocupação desse espaço. Cabe ressaltar que um parque solar e um loteamento já foram prejudicados pelos processos erosivos e um parque eólico está em alerta devido ao avanço de uma voçoroca.

Figura 17 – Diferentes perspectivas de uma grande voçoroca entalhando o tabuleiro costeiro no município de Areia Branca.



A Figura 18, apresenta um modelado litorâneo singular. Trata-se de uma planície de maré situada entre os municípios de Macau e Guamaré, na Reserva de Desenvolvimento Sustentável Ponta do Tubarão (RDSEPT). Essa planície de maré é semelhante a que ocorre no município de Galinhos, Rio Grande do Norte, e ambas estão situadas no sistema de falhas geológicas Afonso Bezerra. O manguezal que ocorre na região é decorrente de um esporão arenoso, também chamado localmente de costa ou restinga, que resguarda o ambiente interno da planície de maré, reduzindo a ação de ondas e correntes e da interação da água marinha com a água doce proveniente dos lençóis subterrâneos dunares.

Figura 18 – Planície litorânea com dunas, praias e planície de maré, na área protegida da Reserva de Desenvolvimento Sustentável Ponta do Tubarão, município de Macau.



No litoral oriental destacam-se os relevos dunares, tabuleiros costeiros e falésias. As falésias têm tido uma atenção especial dos órgãos de gestão ambiental municipal e estadual, tendo em vista que a dinâmica evolutiva dessas formas (muitas vezes por colapso de blocos ou deslizamentos) põe em risco a vida de turistas e visitantes de praias como a Baía dos Golfinhos e Praia do Madeiro, localizadas em Tibau do Sul.

Na Figura XX é possível observar as falésias ativas na Baía dos Golfinhos e as falésias inativas e vegetadas da Praia do Medeiro, ambas situadas no município de Tibau do Sul. Na Baía dos Golfinhos as falésias apresentam uma inclinação próxima a 90º e não são revestidas por vegetação na face escarpada. Já na Praia do Madeiro, a inclinação da falésia é de, aproximadamente, 70º e a face escarpada da falésia é completamente recoberta por solo e vegetação. Na Figura XX, observa-se um movimento de massa sem precedentes na área, ocorrido em 2025. O deslizamento removeu toda a estrutura superficial de solo e vegetação de uma parte da encosta. Análises preliminares indicam que o processo foi impulsionado pelas

atividades desenvolvidas por um empreendimento turístico que está situado na borda do tabuleiro costeiro, próximo à linha de ruptura do relevo. Esse caso evidencia como os relevos, mesmo que, com ecodinâmica estável, podem ter sua morfodinâmica reativada por intervenções antrópicas associadas ou não a eventos extremos de precipitação, característicos das mudanças climáticas.

Figura 20 – Falésias nas praias da Baía dos Golfinhos e Madeiro, município e Tibau do Sul, com escarpas com ângulo próximo a 90 graus e apresentando movimentos de massa.



CONSIDERAÇÕES FINAIS

A análise da evolução do pensamento geomorfológico aplicado ao Nordeste brasileiro evidencia que a compreensão do relevo regional resultou de um longo processo de construção científica, marcado pela incorporação progressiva de novos referenciais teóricos e metodológicos. Desde as primeiras interpretações baseadas em observações descritivas da paisagem até as abordagens contemporâneas que integram dados estruturais, geocronológicos e geofísicos, consolidou-se uma visão mais complexa e integrada da dinâmica geomorfológica regional.

No caso do Rio Grande do Norte, observa-se que o relevo atual reflete a interação entre heranças estruturais antigas, vinculadas principalmente à Província Borborema, e processos morfogenéticos que atuaram ao longo de extensos intervalos geológicos. A compartimentação geomorfológica do território potiguar, envolvendo depressões sertanejas, maciços estruturais, grabens interiores e as feições associadas à Bacia Potiguar, evidencia o forte controle exercido pelas estruturas tectônicas e pelas diferenças litológicas na organização da paisagem.

Nesse contexto, torna-se fundamental revisar algumas terminologias tradicionalmente utilizadas na geomorfologia regional, como a generalização do termo “maciços residuais”. A análise morfoestrutural sugere que muitas dessas feições estão mais adequadamente associadas a compartimentos estruturais ou tectônicos, cuja gênese não pode ser explicada exclusivamente por processos denudacionais.

Por fim, o presente trabalho contribui para sistematizar parte do conhecimento acumulado sobre a geomorfologia do Nordeste setentrional brasileiro e, em particular, do território potiguar, destacando a importância de abordagens integradas que articulem geomorfologia, geologia estrutural e neotectônica. Essa perspectiva amplia as possibilidades de interpretação da evolução da paisagem regional e fornece subsídios para futuras pesquisas voltadas à compreensão dos processos geomorfológicos em ambientes semiáridos.

REFERÊNCIAS

- AB'SABER, A. N. **Os domínios de natureza no Brasil: potencialidades paisagísticas**. São Paulo: Ateliê Editorial, 2003.
- AB'SABER, A. N.. **Províncias geológicas e domínios morfoclimáticos no Brasil**. São Paulo: Instituto de Geografia da Universidade de São Paulo, 1969. (*Geomorfologia*, n. 15). 15 p.
- ALMEIDA, F. F. M. de et al. Magmatismo alcalino mesozoico no Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 18, n. 4, p. 451-460, 1988.
- ANGELIM, L. A. A. et al. **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte**. Recife: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2006.
- ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, J. R. C.; WANDERLEY, A. A.; FORGIARINI, L. L.; MEDEIROS, M. de F. **Folha SB.24 – Jaguaribe**. In: SCHOBENHAUS, C.; GONÇALVES, J. H.; SANTOS, J. O. S.; ABRAM, M. B.; LEÃO NETO, R.; MATOS, G. M. M.; VIDOTTI, R. M. E.; RAMOS, M. A. B.; JESUS, J. D. A. de (Org.). **Carta geológica do Brasil ao milionésimo**. Brasília: CPRM – Serviço Geológico do Brasil, 2004. Programa Geologia do Brasil. Sistema de Informações Geográficas (SIG). **CD-ROM**.
- BARRETO, L. L. et al. Controle morfoestrutural do relevo no Nordeste brasileiro. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, São Paulo, v. 5, n. 2, p. 45-60, 2004.
- BARROS, S. D. S. **Aspectos morfotectônicos nos platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN**. 1998. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1998.
- BEZERRA, F. H. R. Neotectonic movements in northeastern Brazil: implications for a preliminary seismic-hazard assessment. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 30, n. 3, p. 562-564, 2000.
- BEZERRA, F. H. R. et al. Seismicity and neotectonics in the intraplate region of northeastern Brazil. **Journal of Geophysical Research**, v. 112, B08303, 2007.
- BEZERRA, F. H. R. et al. Tectonic reactivation and neotectonics in the Potiguar Basin, NE Brazil. **Tectonophysics**, v. 780-781, p. 228-245, 2020.
- BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Contrasting neotectonic activity in northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 6, p. 591-594, 2000.
- BEZERRA, Francisco Hilário Rego. **Neotectonics in Northeastern Brazil**. 1998. Tese (Doutorado em Geologia) – University of London, London, 1998.
- BRASIL. **Projeto RADAMBRASIL: mapa geomorfológico do Nordeste**. Recife: Ministério das Minas e Energia, 1981.
- BRITO NEVES, B. B. Província Borborema: evolução tectônica e geocronologia. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 5, n. 1, p. 1-25, 1975.

BRITO NEVES, B. B. O sistema orogênico Brasileiro/Pan-Africano: uma visão geral. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 13, n. 1, p. 5-18, 1983.

CAILLEUX, A.; TRICART, J. **Le modelé des régions arides**. Paris: SEDES, 1956.

CAMARA, G. G. et al. Controle estrutural do relevo no setor oriental da Província Borborema (RN). **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 49, n. 3, p. 1-15, 2019.

CASTRO, D. L. de; CASTELO BRANCO, R. M. G. **Modelagem gravimétrica tridimensional das bacias do Vale do Cariri, Nordeste do Brasil**. *Revista Brasileira de Geofísica*, Rio de Janeiro, v. 17, n. 2-3, p. 143-156, 1999.

CORRÊA, A. C. B.. **Dinâmica geomorfológica dos compartimentos elevados do Planalto da Borborema, Nordeste do Brasil**. Ph.D. Tese, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 2001, 386pp.

CORRÊA, A. C. de B. et al. **Utilização dos depósitos de encostas dos brejos pernambucanos como marcadores paleoclimáticos do Quaternário tardio no Semiárido nordestino**. *Mercator - Revista de Geografia da UFC* 14, 2008,100-126.

CORRÊA, A. C. B. **Decifrando a paisagem do Nordeste: uma viagem pelas ideias que moldaram a geomorfologia**. Transcrição de conferência. 2023. Disponível em: <https://www.youtube.com>. Acesso em: out. 2025.

CORRÊA, A. C. B. et al. Megageomorfologia e morfoestrutura do Planalto da Borborema. **Revista do Instituto Geológico**, São Paulo, v. 31, n. 1-2, p. 35-52, 2010.

CORRÊA, A. C. B.; GURGEL, S. P. P. (Org.). **O período Quaternário no Rio Grande do Norte**. Mossoró: EDUERN, 2023.

CORRÊA, A. C. de B.; SANTOS, J. D. da C. **Colúvios do Planalto da Borborema como geoarquivos do Quaternário tardio**. *Caderno de Geografia*, Belo Horizonte, v. 35, n. 1, p. 41, 2025. DOI: 10.5752/P.2318-2962.2025v35n1p41.

CRANDALL, R. **Geografia, geologia, suprimento d'água, transportes e açudagem nos estados orientais do norte do Brasil: Ceará, Rio Grande do Norte e Paraíba**. Rio de Janeiro: Inspetoria de Obras Contra as Secas, Série I, Publicação n. 4, 1910. 131 p.

DANTAS, M. E.; FERREIRA, R. V. Compartimentação geomorfológica do Nordeste brasileiro e sua relação com a evolução tectônica cenozoica. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 11, n. 1, p. 3-15, 2010.

DE CASTRO, D. L. et al. Structural framework of the Potiguar Basin, NE Brazil: constraints from gravity and magnetic data. **Tectonophysics**, v. 510, p. 231-248, 2011.

DE CASTRO, D. L. . et al. Influence of Neoproterozoic tectonic fabric on the origin of the Potiguar Basin, northeastern Brazil and its links with West Africa based on gravity and magnetic data. **Journal of Geodynamics**, v. 54, p. 29-42, 2012.

DINIZ, M. T. M. et al. Morphostructural analysis of the Serra Verde homocline, Potiguar Basin, NE Brazil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 2, p. 241-256, 2017.

FERREIRA, J. M. et al. Stress field in the northeastern Brazil intraplate region inferred from focal mechanisms. **Journal of Geophysical Research**, v. 103, p. 24653-24663, 1998.

FERREIRA, J. M.; SIAL, A. N. Alkaline volcanism and tectonic evolution in northeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 15, n. 1, p. 71-82, 2002.

- FONSECA, J. J. L. **Análise estrutural das falhas da região de Afonso Bezerra-Carnaubais (RN)**. 1996. Dissertação (Mestrado em Geologia) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 1996.
- GURGEL, S. P. P. **Evolução morfotectônica do Maciço Estrutural Pereiro, Província Borborema**. 2012. Tese (Doutorado em Geografia) – Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Natal, 2012.
- GURGEL, S. P. P. et al. Cenozoic uplift and erosion of structural landforms in NE Brazil. **Geomorphology**, Amsterdam, v. 186, n. 1, p. 68 - 84, 2013.
- IBGE. Mapa geomorfológico do Nordeste Setentrional. Rio de Janeiro: **Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística**, 2012.
- KING, L. C. A geomorfologia do Brasil oriental. **Revista Brasileira de Geografia**, Rio de Janeiro, v. 18, n. 2, p. 147–265, 1956.
- KNESEL, K. M. et al. Cenozoic magmatism in northeastern Brazil: evidence for edge-driven convection. **Geology**, v. 39, n. 6, p. 591-594, 2011.
- KÖPPEN, Wladimir; GEIGER, Rudolf. **Das geographische System der Klimate**. In: KÖPPEN, W.; GEIGER, R. (ed.). *Handbuch der Klimatologie*. Berlin: Gebrüder Borntraeger, 1936. p. 1–44.
- LEROY, S. et al. The opening of the South Atlantic: structural evolution of the northeastern Brazilian margin. **Tectonophysics**, v. 468, n. 1-4, p. 39-58, 2008.
- MAIA, R. P. et al. GEOMORFOLOGIA DO NORDESTE: CONCEPÇÕES CLÁSSICAS E ATUAIS ACERCA DAS SUPERFÍCIES DE APLAINAMENTO NORDESTINAS. **Revista de Geografia**, [S. l.], v. 27, n. 1, p. 6–19, 2010.
- MAIA, R. P. et al. Geomorfologia do Estado do Rio Grande do Norte. In: **Capítulos de Geografia do Rio Grande do Norte**. Natal: Grafset, 2012.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica e morfotectônica da Bacia Potiguar. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 44, n. 2, p. 193-209, 2014.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Morphostructural control and neotectonics of the Potiguar Basin. **Tectonophysics**, v. 629, p. 177-192, 2015.
- MATOS, R. M. D. The northeast Brazilian rift system. **Tectonophysics**, v. 210, n. 1-4, p. 113-137, 1992.
- MEDEIROS, J. F. de; CESTARO, L. A. Caracterização geoambiental dos planaltos residuais do Rio Grande do Norte. **Revista Equador**, v. 4, p. 403-409, 2015.
- MEDEIROS, V. C. **Geologia e evolução tectono-sedimentar da Bacia Potiguar**. Natal: CPRM, 2014.
- MORAIS NETO, J. M.; ALKMIM, F. F. Reativação tectônica e inversão de relevo nas serras de Portalegre e Martins (RN). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 31, n. 2, p. 205-214, 2001.
- MORAIS NETO, J. M. et al. Age of the Serra do Martins Formation, Borborema Plateau, northeastern Brazil: constraints from apatite and zircon fission track analysis. **Boletim de Geociências da Petrobras**, Rio de Janeiro, v. 16, p. 23–52, 2008.
- MORAIS NETO, J. M. et al. Timing and mechanisms for the generation and modification of the anomalous topography of the Borborema Province, northeastern Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 26, p. 1070–1086, 2009.

MORAES REGO, L. F. de. **Serras e montanhas do Nordeste**. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1924.

MOTOKI, A. et al. Morphological and structural analysis of volcanic necks in northeastern Brazil. **Geomorphology**, v. 136, p. 1-12, 2012.

PONTE, F. C. **Origem e evolução da Bacia Potiguar**. In: RAJA GABAGLIA, G. P.; MILANI, E. J. (Org.). **Origem e evolução de bacias sedimentares**. Rio de Janeiro: PETROBRAS, 1992. p. 321-340.

OLIVEIRA, G. P.; MEDEIROS, D. B. S.; BATISTA, C. T.; MEDEIROS, L. D. S. Mapeamento morfoestrutural preliminar da Serra de João do Vale (PB-RN). In: SIMPÓSIO NACIONAL DE GEOMORFOLOGIA, 11., 2016, Maringá. **Anais[...]** Maringá: União da Geomorfologia Brasileira, 2016.

OLIVEIRA, G. P.; TAVARES, B. A. C.; CORRÊA, A. C. B. Compartimentação geomorfológica do Maciço Residual Martins-Portalegre – NE do Brasil. **Contexto Geográfico**, Maceió, v. 3, n. 6, p. 1-11, 2018.

QUEIROZ, L. S. **Compartimentação Geoambiental em ambientes semiáridos: o Complexo Serrano Martins-Portalegre – RN**. 2021. 113f. Dissertação (Mestrado em Geografia) – Universidade do Estado do Rio Grande do Norte, Mossoró, 2021.

QUEIROZ, L. S. PEREIRA NETO, M. C; MEDEIROS, J. F. de. Compartimentação geoambiental em ambientes semiáridos: o Complexo Serrano Martins-Portalegre, RN, Brasil. **Revista Geotemas**, v. 13, 2023.

RABELO, L. et al. Geomorfologia estrutural e evolução da paisagem no Nordeste setentrional brasileiro. **Revista Brasileira de Geografia Física**, v. 13, n. 6, p. 2570-2585, 2020.

SILVA, Rodrigo Ranulpho da. et al. **Quaternary geomorphological dynamics of colluvial deposits from silicophytoliths and soil micromorphology, Araripe Plateau, northeast of Brazil**. *Quaternary International*, v. 697, p. 1–18, 2024.

SOUZA, Z. S. de. et al.. **Geochemistry and Sr–Nd–Pb isotope geology of intraplate Cenozoic basaltic volcanism of NE Brazil: remnant of an aborted mid-ocean ridge?** *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 180, art. 18, 2025. DOI: <https://doi.org/10.1007/s00410-025-02207-7>

SOUZA, J. C. O. et al. Compartimentação geomorfológica e controle estrutural do relevo no Nordeste brasileiro. **Revista de Geografia (UFPE)**, Recife, v. 40, n. 1, p. 89-108, 2023.

VAUCHEZ, A. et al. The Borborema shear zone system, NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 3-4, p. 247-266, 1995.

VITAL, H. et al. Sedimentação e evolução da margem continental do Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 46, n. 2, p. 215-230, 2016.

VITAL, H. et al. Evolução sedimentar e dinâmica costeira no litoral setentrional do Rio Grande do Norte. **Revista Brasileira de Geologia**, v. 48, n. 3, p. 455-470, 2018.