

## CONDICIONAMENTO LITOESTRUTURAL DA REDE DE DRENAGEM DA BACIA HIDROGRÁFICA DO RIO PIRANHAS-AÇU, NORDESTE DO BRASIL

**Abner Monteiro Nunes Cordeiro**

Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN  
Departamento de Geografia, Caicó, RN, Brasil  
[abner.cordeiro@ufrn.br](mailto:abner.cordeiro@ufrn.br)

**Frederico de Holanda Bastos**

Universidade Estadual do Ceará – UECE  
Departamento de Geografia, Fortaleza, CE, Brasil  
[fred.holanda@uece.br](mailto:fred.holanda@uece.br)

**Diógenes Félix da Silva Costa**

Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN  
Departamento de Geografia, Natal, RN, Brasil  
[diogenes.costa@ufrn.br](mailto:diogenes.costa@ufrn.br)

**João Rafael Vieira Dias**

Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN  
Departamento de Geografia, Caicó, RN, Brasil  
[jrafael.ufrn@gmail.com](mailto:jrafael.ufrn@gmail.com)

**Assucena Nogueira Batista Dantas**

Universidade Federal do Rio Grande do Norte – UFRN  
Departamento de Geografia, Caicó, RN, Brasil  
[assucenadantas@gmail.com](mailto:assucenadantas@gmail.com)

### RESUMO

O condicionamento litoestrutural da rede de drenagem da bacia hidrográfica do rio Piranhas-Açu foi investigado através da correlação de dados litológicos, tectônicos, geomorfológicos e de densidade e direcionamento de lineamentos estruturais, além dos padrões e anomalias de drenagem. A pesquisa foi elaborada a partir de revisão bibliográfica e cartográfica acerca do contexto litoestrutural e geomorfológico da área, seguida de trabalhos de campo e utilização de ferramentas de geoprocessamento. Com o auxílio de *softwares* de geoprocessamento, o trabalho utilizou o modelo digital de elevação NASADEM HGT (2000), com resolução espacial de 30 metros, que permitiu a extração da rede de drenagem e das estruturas de deformação, assim como a identificação e distribuição dos padrões de drenagem. Os resultados quantitativos indicam densidade de drenagem mediana e predomínio de padrões de drenagem dendrítico e subdendrítico, porém com ocorrências pontuais de padrões de drenagem indicativos de controle litoestrutural, destacando-se o padrão paralelo, paralelo a retangular, radial centrífugo e treliça. Adicionalmente, existe uma abundância de anomalias sugestivas de drenagem com controle litoestrutural, incluindo, principalmente, trechos retilíneos, cotovelos de drenagem, junções em ângulos retos e processos de superimposição e de avulsão.

**Palavras-chave:** Anomalias de drenagem. Geomorfologia estrutural. Província Borborema.

### LITHOSTRUCTURAL CONTROL OF THE PIRANHAS-AÇU WATERSHED DRAINAGE, RIO GRANDE DO NORTE, NORTHEAST BRAZIL

### ABSTRACT

The lithostructural control of the drainage network of the Piranhas-Açu river basin was investigated through the correlation of lithological, tectonic, geomorphological and density data and direction of structural lineaments, in addition to drainage patterns and anomalies. The research stages began with a bibliographic and cartographic review of the lithostructural and geomorphological context of the area, followed by fieldwork and the use of GIS tools. From the use of GIS, the work used the DEM NASADEM HGT (2000), with a spatial resolution of 30 meters, which allowed the extraction of the drainage network and the deformation structures, as well as the identification and distribution of drainage patterns. Quantitative results indicate median drainage density and predominance of dendritic and subdendritic drainage patterns, but with occasional occurrences of drainage patterns indicative of lithostructural control, with emphasis on parallel, parallel/rectangular, centrifugal

radial and trellis patterns. Additionally, there is an abundance of anomalies suggestive of lithostructural control, including straight stretches, drainage elbows, straight angle junctions and superimposition and avulsion processes.

**Keywords:** Drainage anomalies. Structural geomorphology. Borborema province.

## INTRODUÇÃO

A configuração atual da rede de drenagem se caracteriza como uma importante ferramenta na análise morfoestrutural e morfotectônica, refletindo um somatório de fatores inter-relacionados, como, por exemplo, tectônica, litologia, relevo e clima, que atuaram principalmente nos últimos 65 Ma (HAYAKAWA, 2011; HAYAKAWA; ROSSETTI, 2012). Assim, o contexto geológico e geomorfológico, bem como os processos estruturais atuantes em determinadas áreas podem ser compreendidos a partir do comportamento da rede de drenagem (COUTO et al., 2011).

Devido à alta sensibilidade às alterações crustais, mesmo que estas sejam pequenas em escala e magnitude (SCHUMM; DUMONT; HOLBROOK, 2002), a rede de drenagem se modifica, apresentando padrões e formas de acordo com o condicionamento litoestrutural do relevo (COUTO et al., 2011). Neste sentido, a rede de drenagem pode fornecer indícios de características estruturais inativas expostas na superfície e, possivelmente, de características estruturais em subsuperfície (HOWARD, 1967).

O canal fluvial tende a seguir o “caminho mais fácil”, acompanhando a declividade regional (BISHOP, 1995). Dessa forma, a identificação de trechos no canal com fluxo que discorde da declividade, sugere a imposição de um desvio que pode estar associado a uma litologia distinta ou a estruturas que podem, por sua vez, correlacionar-se a eventos tectônicos (SILVA et al., 2006). Esses trechos discordantes são reconhecidos na literatura como anomalias presentes no padrão de drenagem (TWIDALE, 2004).

Howard (1967) define anomalias de drenagem como discordâncias locais da drenagem regional e/ou dos padrões de canais, sugerindo desvios topográficos ou estruturais, tendo como importante processo geomórfico a mudança brusca da direção da drenagem. As anomalias estão ligadas às estruturas geológicas e litologias mais ou menos resistentes à erosão fluvial, provocando alterações no transporte e na morfologia dos canais fluviais nos trechos sobre a estrutura movimentada, como também a montante e a jusante da zona deformada (BISHOP, 1995).

No que diz respeito a análise do condicionamento litoestrutural de sistemas de drenagem no Nordeste setentrional brasileiro (BEZERRA et al., 2001; BEZERRA; VITA-FINZI, 2000; MAIA; BEZERRA, 2011, 2014a; SILVA; MAIA, 2017), constatou-se que grandes estruturas de deformação dúcteis e rúpteis de direção NE, desenvolvidas desde o final do Ciclo Brasileiro, controlam a dinâmica de dissecação e agradação fluvial e os seus padrões de drenagem, onde as direções predominantes do escoamento superficial expressam-se como lineamentos topográficos negativos de direção NE-SW e E-W, conferindo a estes um nítido controle estrutural.

A análise do padrão de drenagem descreve a estrutura morfológica de uma rede fluvial na escala da bacia hidrográfica (ZHANG; GUILBERT, 2013) e alguns padrões podem indicar condicionamentos estruturais, a exemplo do treliça, retangular e paralelo dentro de um contexto de bacia drenagem desenvolvida sobre rochas do embasamento cristalino aplainado, o que ocorre ao longo do semiárido do Nordeste brasileiro (BERLAMINO; BASTOS, 2021).

A Província Borborema (PB), situada na porção NE da Plataforma Sul-Americana, com ~450.000 km<sup>2</sup>, constitui um complexo conjunto de estruturas pré-cambrianas deformadas pela Orogênese Brasileira (SANTOS; BRITO NEVES, 1984), cuja rede de drenagem apresenta controles estruturais nítidos (PEULVAST; CLAUDINO-SALES, 2004; MAIA; BEZERRA, 2011), com expressiva ocorrência de anomalias, como, por exemplo, superimposições, capturas, cotovelos, trechos retilíneos de drenagem, migração lateral com vale assimétrico e meandros localizados (BELARMINO; BASTOS, 2021; BRICALLI, 2006).

A Bacia Hidrográfica do Rio Piranhas-Açu (BHRPA), situada no setor setentrional da PB, entre os estados da Paraíba e Rio Grande do Norte, apresenta um complexo contexto morfoestrutural, que abrange superfícies de erosão em rochas do embasamento cristalino e de bacias sedimentares cretáceas (SANTOS et al., 2021), possuindo importantes reflexos na organização da rede de drenagem.

Portanto, este trabalho tem por objetivo proceder a caracterização sistemática da rede de drenagem da BHRPA, a partir da relação de dados litológicos, tectônicos, geomorfológicos e de densidade e

direcionamento de lineamentos estruturais, além dos padrões e anomalias de drenagem, a fim de analisar a influência litoestrutural em seu desenvolvimento.

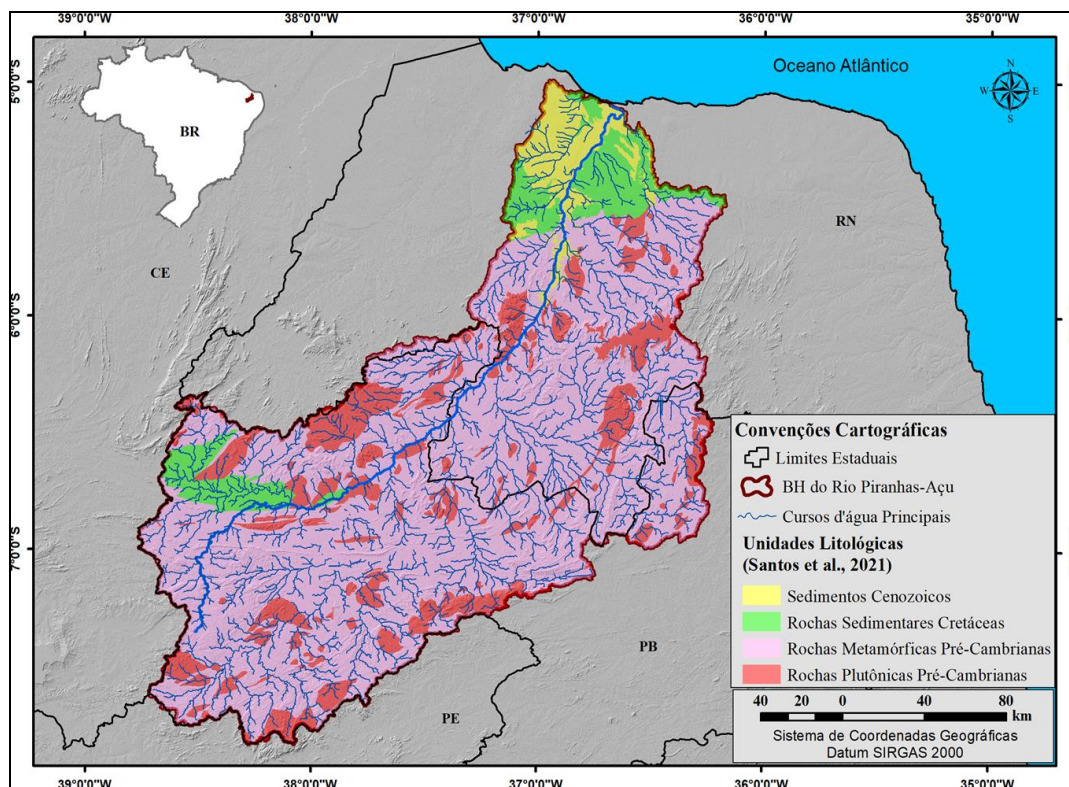
## CARACTERIZAÇÃO DA ÁREA DE ESTUDO

A BHRPA está inserida em sua totalidade no semiárido brasileiro, que se caracteriza por apresentar irregularidade na distribuição das precipitações pluviométricas no tempo e espaço, e alternância entre anos de pluviosidade acima da média regular e anos consecutivos de valores abaixo da média (BRASIL, 2016), que resultam em secas prolongadas e baixa disponibilidade hídrica. Essa bacia apresenta área total de drenagem de  $\approx 43.698 \text{ km}^2$ , sendo que 60% ( $26.219 \text{ km}^2$ ) desta está inserida no estado da Paraíba (PB) e 40% ( $17.479 \text{ km}^2$ ) no Rio Grande do Norte (RN) (Figura 1), caracterizando-se como a maior bacia hidrográfica de ambos os estados e a maior da Região Hidrográfica Atlântico Nordeste Oriental (MOURA; RIGHETTO; LIMA, 2011), ocupando cerca de 15% do seu território.

O rio Piranhas-Açu percorre uma extensão de  $\approx 450 \text{ km}$ , desde sua nascente, localizada na Serra do Bongá (altitude de  $\approx 815 \text{ m}$ ), Bonito de Santa Fé/PB, até a desembocadura, no município de Macau/RN. Sua foz é constituída pelos estuários do Açu, Cavalos e Conchas, inseridos em um ambiente constituído por planícies de inundação fluvio-marinha, bancos arenosos, *spit*, campos de dunas e praias arenosas (SOARES, 2012).

Geologicamente, a BHRPA está inserida na porção oriental da PB, constituída por um conjunto de segmentos crustais (domínios tectônicos) delimitados por extensas zonas de cisalhamento (BRITO NEVES, 19999; ANGELIM et al., 2003), os quais comportam proporções variadas de rochas do embasamento paleoproterozoico com núcleos arqueanos preservados (complexo gnáissico-migmatítico), rochas supracrustais meso a neoproterozoicas (e.g. Grupo Seridó), granitoides neoproterozoicos na forma de batólitos, *stocks* e diques, sedimentos fanerozoicos, com destaque para a Bacia Potiguar, e, diques de basalto, diabásio e pegmatitos, dentre outros (OSAKO et al., 2011; DANTAS; MEDEIROS; CAVALCANTE, 2021) (Figura 1).

Figura 1 - Geologia simplificada da BHRPA.



Fonte - elaborada pelos autores (2023), com base em Santos et al. (2021).

Esse cenário confere à BHRPA um mostruário diversificado de litologias, estruturas de deformação dúcteis e rúpteis, eventos tectônicos, plutonismo granítico, magmatismo intraplaca e reativações tectônicas impressas no embasamento cristalino pré-cambriano e nos depósitos fanerozoicos, registrando uma história geológica evolutiva longa e complexa, que opera desde o Arqueano até o Cenozoico (BEZERRA et al., 2001; CLAUDINO SALES; PEULVAST, 2007; CASTRO et al., 2012).

A geomorfologia da BHRPA é notadamente marcada por estruturas de deformação de direção predominante NE-SW e E-W, as quais exercem importante controle nas feições que incluem maciços graníticos, *inselbergs*, cristas quartzíticas e vales incisivos, assim como na Serra do Mel (Domo Anticlinal), localizado no baixo curso da bacia e caracterizada por apresentar uma topografia alongada no sentido NE-SW (MAIA; BEZERRA, 2014b). As características do relevo e sua relação com o quadro litoestrutural serão descritas ao longo das discussões do trabalho.

## PROCEDIMENTOS METODOLÓGICOS

O percurso metodológico consistiu, primeiramente em uma ampla revisão bibliográfica referente às características das estruturas de deformação de superfície e subsuperfície no condicionamento do relevo e da rede de drenagem da BHRPA. Também foram utilizadas informações geomorfológicas (CLAUDINO SALES; PEULVAST, 2007; COSTA et al., 2020; MAIA; BEZERRA, 2014b) e, geológicas em ambiente SIG, a partir dos mapas de geologia da Província Borborema, na escala 1:1.000.000 (SANTOS et al., 2021), e do Estado do Rio Grande do Norte, na escala 1:500.000 (DANTAS; MEDEIROS; CAVALCANTE, 2021).

Os trabalhos de reconhecimento e análises realizadas em campo objetivaram a identificação e caracterização das principais formas de relevo, assim como para confirmar determinadas anomalias de drenagem identificadas, a partir da integração de dados de sensoriamento remoto, geologia e rede de drenagem.

Os dados do NASADEM HGT (NASA, 2000), com resolução espacial de 30 m (s06w038.hgt, s07w037.hgt, s07w038.hgt, s07w039.hgt, s08w037.hgt, s08w038.hgt, s08w039.hgt), serviram de base para a extração da rede de drenagem e das estruturas de deformação, assim como para identificação e distribuição dos padrões de drenagem. A extração da rede de drenagem foi realizada de forma automática com auxílio da ferramenta TauDEM (Terrain Analysis Digital Elevation Models) habilitada no *software* QGIS. Já a extração das estruturas de deformação efetivou-se em ambiente digital por meio de extração automática e manual. O procedimento para a extração automática foi realizado com o *software* PCI Geomatics V13.0 no módulo *Focus* através do algoritmo *LINE* (*Tools>Algorithm Librarian>LINE: Lineament Extration*). Os valores utilizados para os parâmetros de entrada do algoritmo *LINE* foram baseados nos trabalhos de Conceição e Silva (2013) e Abdullah, Akarin e Abdullah (2009).

No tocante as características geométricas da BHRPA, foram obtidos os seguintes dados: área (km<sup>2</sup>), perímetro (km) e números de canais. Como característica da rede de drenagem utilizou-se a ordem da bacia, o comprimento total dos canais (km) e a densidade de drenagem (km/km<sup>2</sup>). A densidade de drenagem (Dd) foi obtida pela fórmula  $(Dd=Lt/A)$ , em que: Lt = comprimento total dos canais (km); A = área da bacia (km<sup>2</sup>) proposta por Horton (1945), servindo como referência para a validação quantitativa da densidade de drenagem calculada a partir do estimulador Kernel.

A densidade de drenagem com o estimulador de Kernel foi gerada a partir da rede de drenagem da BHRPA, corrigida topologicamente e orientada para jusante. Essa rede foi estruturada de acordo com os ligamentos ou *links*, que representam os trechos dos canais que não recebem afluentes, estendendo-se entre uma fonte e a primeira confluência, a jusante, entre duas junções consecutivas, ou entre a desembocadura e a primeira junção, a montante (CHRISTOFOLETTI, 1980). Após se calcular o comprimento de cada ligamento, o arquivo linear da hidrografia foi convertido em um arquivo pontual, com os pontos mantendo os atributos geométricos dos seus respectivos ligamentos e localizados na extremidade a jusante destes (SIQUEIRA; LIMA; SOUZA, 2017).

O arquivo pontual foi utilizado como dado de entrada para a aplicação do estimulador de densidade de Kernel. Esse estimulador é uma ferramenta geoestatística que permite a análise da dispersão ou

concentração de um fenômeno (SIQUEIRA; LIMA; SOUZA, 2017). Nessa análise, o estimulador compõe uma superfície cujo valor será proporcional à intensidade de amostras por unidade de área. Esta função realiza uma contagem de todos os pontos dentro de uma região de influência, ponderando-se pela distância de cada um à localização de interesse (CÂMARA; CARVALHO, 2004).

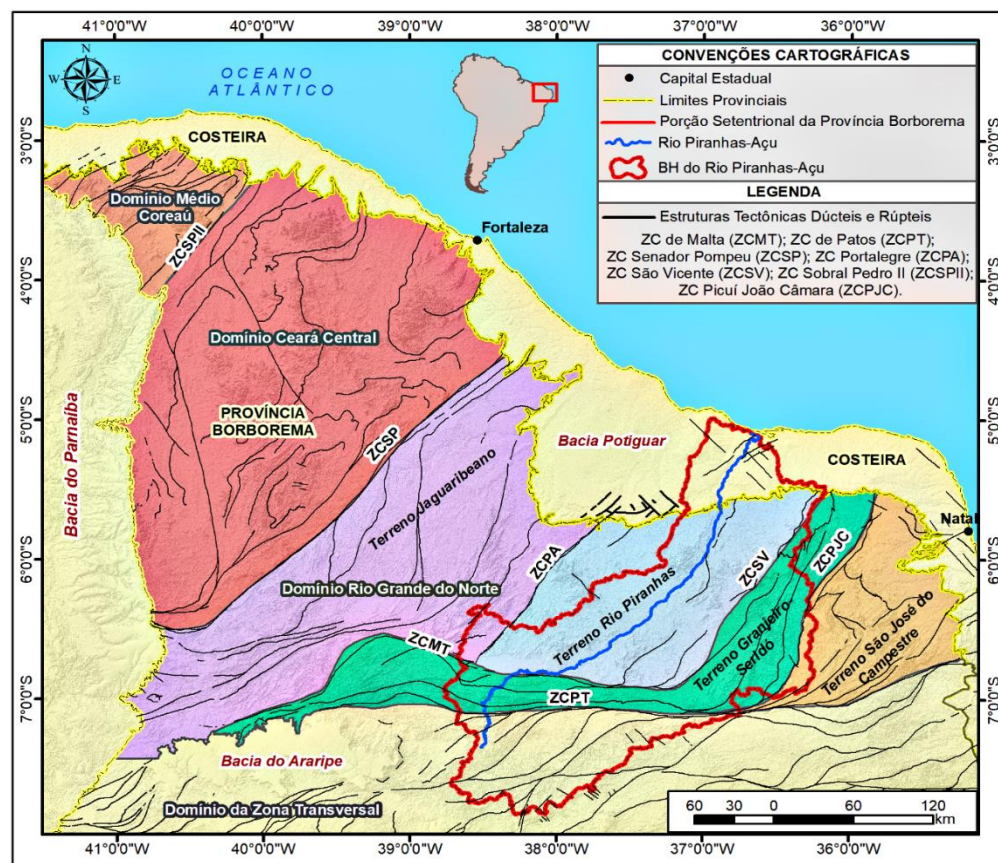
A delimitação da BHRPA, assim como das suas sub-bacias, foi gerada automaticamente a partir da ferramenta *AzimuthFinder*, sendo desenvolvida para funcionar como ferramenta incorporada ao *software* ArcMap (QUEIROZ; SALAMUNI; NASCIMENTO, 2014), onde através da interpretação geomorfológica e hidrológica, gerou-se a localização dos exutórios das sub-bacias a serem delimitadas, determinando assim o limite da bacia e das sub-bacias. Para a geração de diagramas em roseta, tendo como base a frequência direcional dos azimutes dos lineamentos estruturais negativos, foi utilizado o *software* OpenStereo (GROHMANN; CAMPANHA; SOARES JUNIOR, 2011).

## RESULTADOS E DISCUSSÕES

### Compartimentação e contexto morfoestrutural

O alto e o médio cursos da BHRPA estão inseridos no Domínio da Zona Transversal (DZT) e Domínio Rio Grande do Norte (DRGN) da PB (BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000) (Figura 2), onde o embasamento cristalino pré-cambriano prevalece, com destaque para as rochas metamórficas do Grupo Seridó e Complexo Caicó, e para corpos intrusivos das Suítes Itaporanga e Dona Inês (SANTOS et al., 2021). Os depósitos cretáceos do Grupo Rio do Peixe (DANTAS; MEDEIROS; CAVALCANTE, 2021), ocupam parte do setor NW-N do alto curso da bacia.

Figura 2 - Localização da BHRPA no contexto da PB. Notar a divisão do DRGN em três terrenos tectonoestratigráficos, segundo os alinhamentos geofísicos.

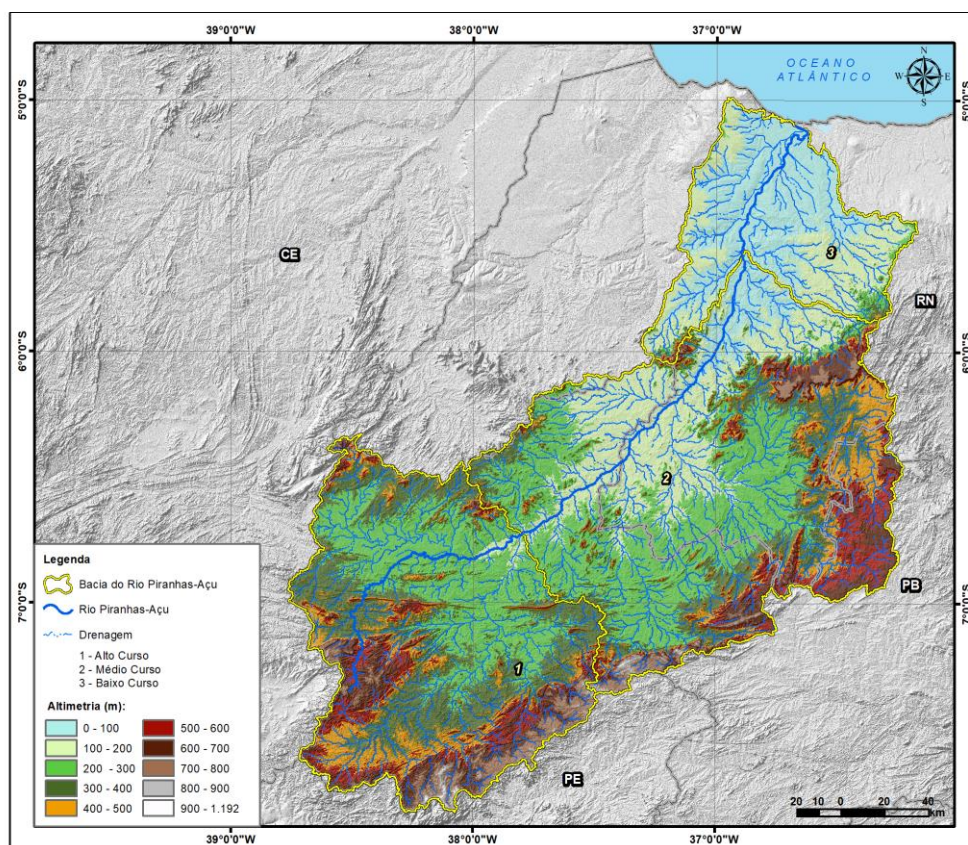


Fonte - elaborada pelos autores (2023), com base em Angelim et al. (2003) e Santos et al. (2021).

O baixo curso da BHRPA encontra-se na Província Costeira (OSAKO et al., 2011; ANGELIM et al., 2003), constituída por depósitos mesozoicos relacionados à Bacia Sedimentar Potiguar, recobertos, parcialmente, por depósitos neogênicos do Grupo Barreiras e sedimentos aluvionares, fluviomarinhos, marinhos e eólicos datados do Quaternário (DANTAS; MEDEIROS; CAVALCANTE, 2021; SANTOS et al., 2021).

Os limites da BHRPA no alto e no médio curso (Figura 3) são marcados por maciços residuais, com altitudes variando de 600 a ~1.200 m, modelados tanto em rochas metamórficas (e.g. ortognaisses) quanto em corpos graníticos (e.g. monzogranitos e sienogranitos), amplamente dissecados no decorrer do Cenozoico. Seus limites são definidos por desnivelamentos topográficos, sendo que alguns maciços cristalinos apresentam platôs, parcialmente, capeados por arenitos médios a conglomerados laterizados da Formação Serra dos Martins-FSM (SANTOS et al., 2021). Assim, originam feições morfológicas características de um antigo capeamento regional contínuo, parcialmente dissecado e erodido, com espessura estimada entre 30 e 70 m (OLIVEIRA; CUNHA, 2018), que lhes confere uma superfície somital plana (e.g. maciços de Santana/RN e João do Vale/RN).

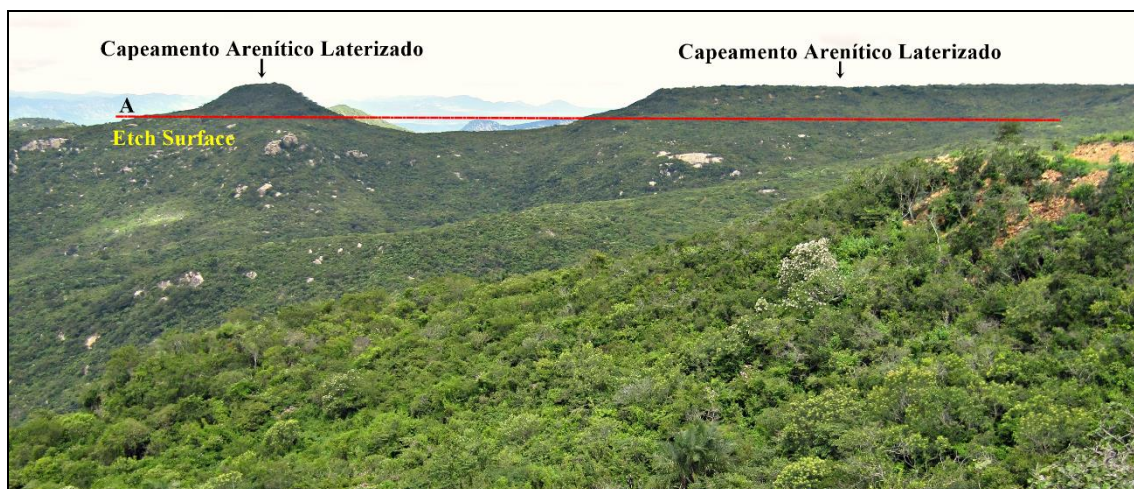
Figura 3 - Hipsometria e compartimentação da BHRPA.



Fonte - elaborada pelos autores (2023), a partir de edição de imagem NASADEM HGT (NASA, 2000).

Esses platôs constituem formas residuais de um antigo capeamento laterítico contínuo (Figura 4), que foi formado no Eoceno (PEULVAST; BÉTARD, 2015), como resultado do acentuado intemperismo químico ao qual toda a região Nordeste foi submetida durante o Paleógeno e, menos intensamente no Neógeno, quando ocorreram grandes variações entre períodos de clima úmido e seco (MORAIS NETO; HEGARTY; KARNER, 2005). Processos erosivos mecânicos em condições climáticas mais secas (HARRIS; MIX, 2002; BÉTARD; PEULVAST; CLAUDINO SALES, 2005) foram responsáveis pela fragmentação das formações lateríticas, além do desencadeamento de fases denudacionais que coincidiram com a sedimentação do Barreiras no Neógeno.

Figura 4 - Remanescentes de cobertura laterítica localizados na cimeira do Maciço João do Vale, onde (A) indica o contato entre os arenitos fluviais da FSM e a *etch surface* (front de alteração).

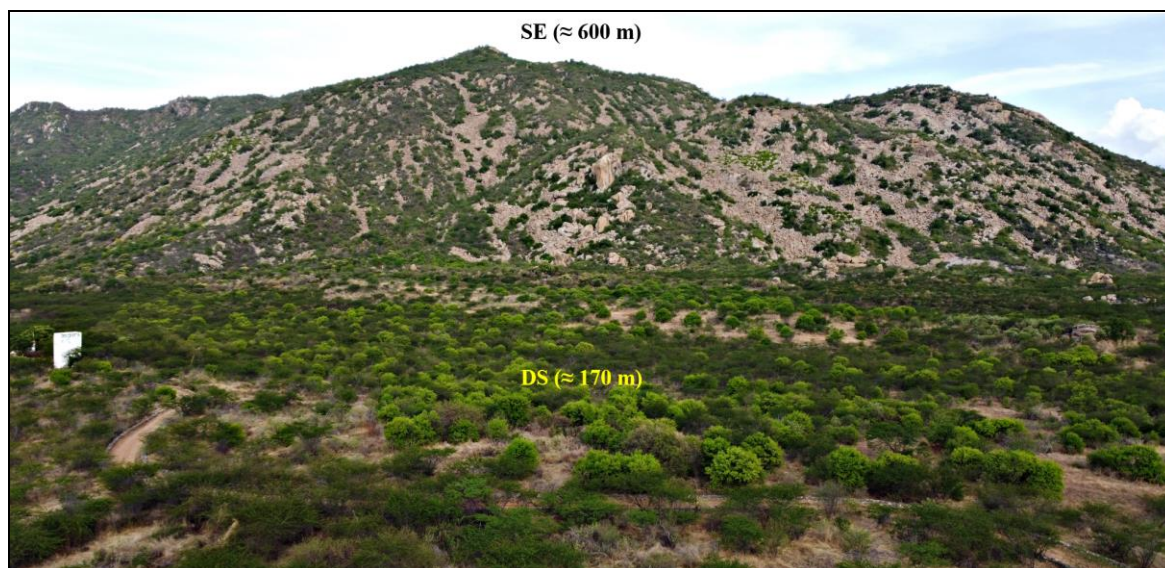


Fonte - autores, agosto de 2022.

O dismantelamento da duricrosta laterítica por processos mecânicos em condições climáticas semiáridas (PEULVAST; BÉTARD, 2015; CORDEIRO; BASTOS; MAIA, 2018) nos maciços residuais da BHRPA com superfície de cimeira aplainada proporcionou a exposição do embasamento granítico e, conseqüentemente, da antiga frente de intemperismo (*etch surface*) (BÜDEL, 1982), cuja topografia irregular resulta da ação direta do intemperismo químico.

Esses maciços residuais cristalinos, normalmente associados a litologias graníticas das Suíte Intrusiva Itaporanga e Dona Inês (SANTOS et al., 2021), encontram-se dispostos, preferencialmente, ao longo de zonas de cisalhamento que, em geral, controlam o alojamento de corpos graníticos, sendo estes mais resistentes aos processos denudacionais que as litologias do embasamento metamórfico encaixante rebaixado, constituído por rochas gnáissicas do Complexo Caicó e do Grupo Seridó (ANGELIM 2007), cujos os planos de xistosidade favorecem a ação da erosão diferencial, originando, assim, sobressaltos topográficos (Figura 5).

Figura 5 - Exemplo da ação da erosão diferencial no médio curso da BHRPA, onde gnaisses e paragnaisses da Formação Jucurutu deram origem a superfície erosiva rebaixada adjacente ao maciço granítico Serra do Estreito, localizado entre os municípios de Jucurutu e Caicó, RN.



Fonte - autores, agosto de 2022. Legenda: SE (Serra do Estreito) e DS (Depressão Sertaneja).

Margeando os maciços residuais da BHRPA, principalmente, nos setores S-SW e S-NE, ocorre uma superfície dissecada em cristas, colinas e morros, com níveis topográficos que variam entre 300 e 500 m de altitude. Essa superfície é caracterizada pelo nítido controle litoestrutural sobre a morfologia, representada, principalmente, por uma sequência de cristas residuais, modeladas em quartzitos da Formação Equador (DANTAS; MEDEIROS; CAVALCANTE, 2021), orientadas de acordo com estruturas de deformação dúcteis e rúpteis, como, por exemplo, o lineamento de Patos, de direção E-W, as zonas de cisalhamento transcorrentes de Malta, Umburana, Frei Martinho e Picuí-João Câmara, de direção NE-SW, e os *trends* de falhas definidos pela reativação das zonas de cisalhamento, de forma rúptil, no Cretáceo (CASTRO et al., 2012).

Essas cristas residuais marcam lineamentos estruturais (JORDAN; SCHOTT, 2005) e são desenvolvidas sobre rochas metamórficas pré-cambrianas (e.g. quartzitos e ortognaisses), representando, em muitos casos, a expressão em superfície, da deformação brasileira de caráter dúctil/rúptil, reativadas no Cretáceo e Cenozoico (MAIA; BEZERRA, 2014a), as quais exercem uma importante influência no controle estrutural da drenagem, na dissecação e deposição quaternária. Os morros, esculpidos em rochas metamórficas do Grupo Seridó e Complexo Caicó, apresentam-se dissecados e com platôs, parcialmente, capeados por lateritas da FSM, formando superfícies tabuliformes, cujas encostas, muitas vezes escarpadas, apresentam forte declividade.

O alto e o médio cursos da BHRPA também expõem, na porção central, uma superfície erosiva rebaixada, suavemente ondulada, com níveis topográficos que variam entre 100 e 300 m, pontilhada por maciços residuais (e.g. Serra da Formiga, Serra de São Bernardo, Serra do Estreito, Serra do Gama, Serra da Forquilha), além da bacia sedimentar intracratônica Rio do Peixe, datada do Cretáceo, localizada no setor NW do alto curso. Esta bacia tem sua gênese associada à fragmentação do megacontinente Pangea e respectiva abertura do Atlântico Sul, responsável pela geração de riftes intracontinentais de orientação predominante NE-SW (MATOS, 1992), onde se desenvolveram as bacias interiores do NE brasileiro, como, por exemplo, as bacias do Araripe, Iguatu, Tucano e Jatobá, e a própria Bacia Potiguar.

O baixo curso da BHRPA é constituído por formas costeiras e litorâneas (e.g. tabuleiros pré-litorâneos, planícies fluviais e fluviomarinhas, campos de dunas, bancos arenosos, *spits* e terraços fluviais). Encontra-se ainda uma superfície tabuliforme, a bacia sedimentar Potiguar, de caráter transtensivo, que se dispõe na forma de uma chapada cuestasiforme (Chapada do Apodi), e parte de um antiforme dômico, de direção NE-SW, a Serra do Mel, a qual resultou da direção da tensão máxima compressional horizontal pós-rifte, atuante desde o Mioceno, que varia de E-W a NW-SE (CREMONINI; KARNER, 1995; FERREIRA et al., 1998). Essas formas evoluíram através de processos costeiros e litorâneos, pretéritos e atuais, a exemplo dos processos de rifteamento, flexura marginal, oscilações do nível do mar, neotectônica, além dos processos sedimentológicos e de aluvionamento e dissecação.

No baixo curso da bacia, o rio Piranhas-Açu diseca os depósitos neogênicos do Grupo Barreiras e cretáceos do Grupo Apodi da Bacia Potiguar, formando um vale alinhado de direção NE-SW, sendo sua largura inicial de  $\approx 6$  km e, no contato com planície fluviomarina, de  $\sim 12$  km, em um eixo longitudinal de  $\sim 56$  km, a partir da barragem Armando Ribeiro Gonçalves (RN), no município de Itajá/RN. No baixo curso da BHRPA, a planície de inundação sazonal do rio Piranhas-Açu apresenta cota altimétrica entre 0 e  $\approx 7$  m, partindo do estuário até  $\sim 12$  km em direção ao interior do continente.

A dissecação no baixo curso da BHRPA foi promovida pelo rebaixamento do nível de base geral durante as fases de mar baixo do Pleistoceno, atingindo cotas de  $\sim 120$  m abaixo da atual, como visto no Último Máximo Glacial (UMG) (MILLER et al., 2020). Essa dissecação prolongou-se pela plataforma continental (GOMES et al., 2014) e se conectou com as cabeceiras de canyons do talude continental (ALMEIDA; VITAL; GOMES, 2015). Ressalta-se que a incisão do baixo curso do Piranhas-Açu dissecou os sedimentos do topo da Bacia Potiguar, propiciando, assim o desenvolvimento do sistema fluviomarinho, durante o máximo transgressivo no Holoceno (BARBOSA et al., 2018).

Diante do exposto, podemos concluir que a rede de drenagem da BHRPA é erosiva no alto e médio curso, trecho em que diseca tanto os maciços cristalinos quanto as superfícies erosivas do Seridó Paraíba e Potiguar. Entretanto, a partir do reservatório Engenheiro Armando Ribeiro Gonçalves (Itajá/RN), o rio Piranhas-Açu apresenta características de um rio de planície, trecho que percorre sobre os sedimentos mesozoicos da Bacia Potiguar, formando um largo e extenso vale de direção NE-SW.

### **Dados quantitativos e padrões da rede de drenagem**

A BHRPA apresenta uma área total de drenagem de 43.698,77 km<sup>2</sup>, perímetro de 1.691,62 km e sua rede de drenagem está disposta em 7.918 cursos de água, medindo no total 24.538 km de drenagem.

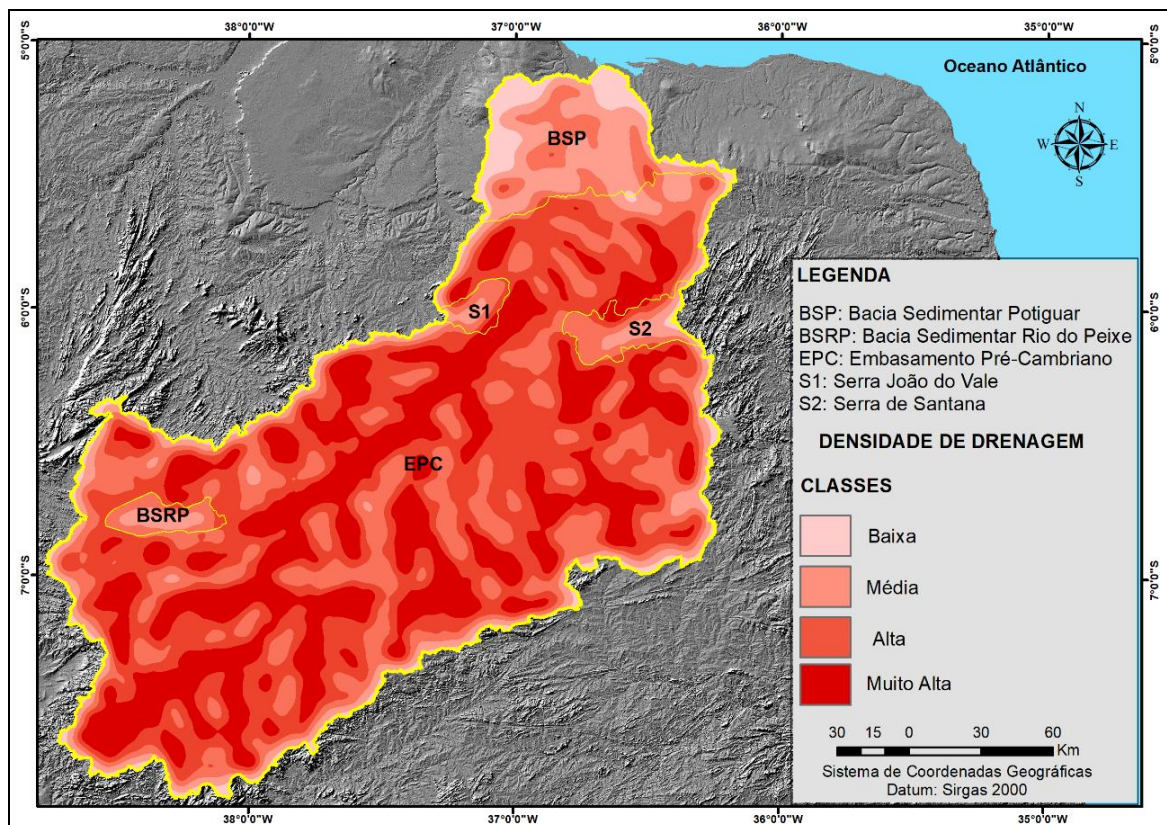


Em números gerais, a BHRPA apresentou as seguintes classes de densidade de drenagem: baixa (0,00-0,31); média (0,31-0,45); alta (0,45-0,56); e muito alta (0,56-0,72) (Figura 6). A densidade de drenagem gerada pelo estimulador de Kernel variou de 0 a 0,72 km/km<sup>2</sup>, com valor médio de 0,51 km/km<sup>2</sup>. No entanto, de acordo com os parâmetros estabelecidos por Beltrame (1994), a densidade de drenagem da BHRPA apresenta o valor de 0,56 km/km<sup>2</sup>, indicando que a bacia possui drenagem regular.

Além do aspecto climático regional, a densidade de drenagem mediana da BHRPA pode ser justificada pela diminuição da densidade dos canais de drenagem na área que corresponde às bacias cretáceas do Rio do Peixe (≈1.300km<sup>2</sup>) e Potiguar (≈21.500 km<sup>2</sup>, porção emersa) (PESSOA NETO et al., 2007), localizadas, respectivamente, no alto e baixo curso, e nos tabuleiros costeiros, em função da maior permeabilidade do substrato, assim como na superfície somital dos maciços residuais cristalinos com recobrimento laterítico (e.g. Serra de Santana/RN), onde é nítida a baixa densidade de cursos d'água em função da porosidade e permeabilidade dos arenitos da FSM. Nos demais setores da bacia, observa-se que a elevada densidade de drenagem resulta da sua relação com as litologias cristalinas que constituem o embasamento pré-cambriano, onde a baixa porosidade favorece o escoamento superficial (Figura 6).

Os dados quantitativos da rede de drenagem expressam os resultados obtidos para a densidade de drenagem, onde os canais de 1<sup>a</sup>, 2<sup>a</sup> e 3<sup>a</sup> ordem representam 98,77% dos canais da BHRPA, apresentando, respectivamente, as seguintes extensões em média, por canal: 1,9 km (1<sup>a</sup> ordem); 4,6 km (2<sup>a</sup> ordem); e 10,3 km (3<sup>a</sup> ordem). À medida que aumenta a ordem, a quantidade de canais diminui, sendo o rio Piranhas-Açu de 7<sup>a</sup> ordem.

Figura 6 - Densidade de drenagem da BHRPA.



Fonte - elaborada pelos autores (2023).

No que diz respeito aos padrões de drenagem (Figura 7), em geral, predomina na área da bacia o padrão dendrítico, contudo variações de inclinação do terreno e evidências de paralelismo em alguns tributários levam à identificação do padrão subdendrítico. Esses padrões de drenagem ocorrem em ~90% da área, de forma preponderante sobre a superfície erosiva rebaixada, onde as rochas

perderam as diferenças originais de dureza em função da ação metamórfica intensa, sobre os maciços residuais constituídos por granitos de resistência uniforme e pouco fraturados, que não apresentam capeamento laterítico na superfície somital, e sobre os tabuleiros costeiros.

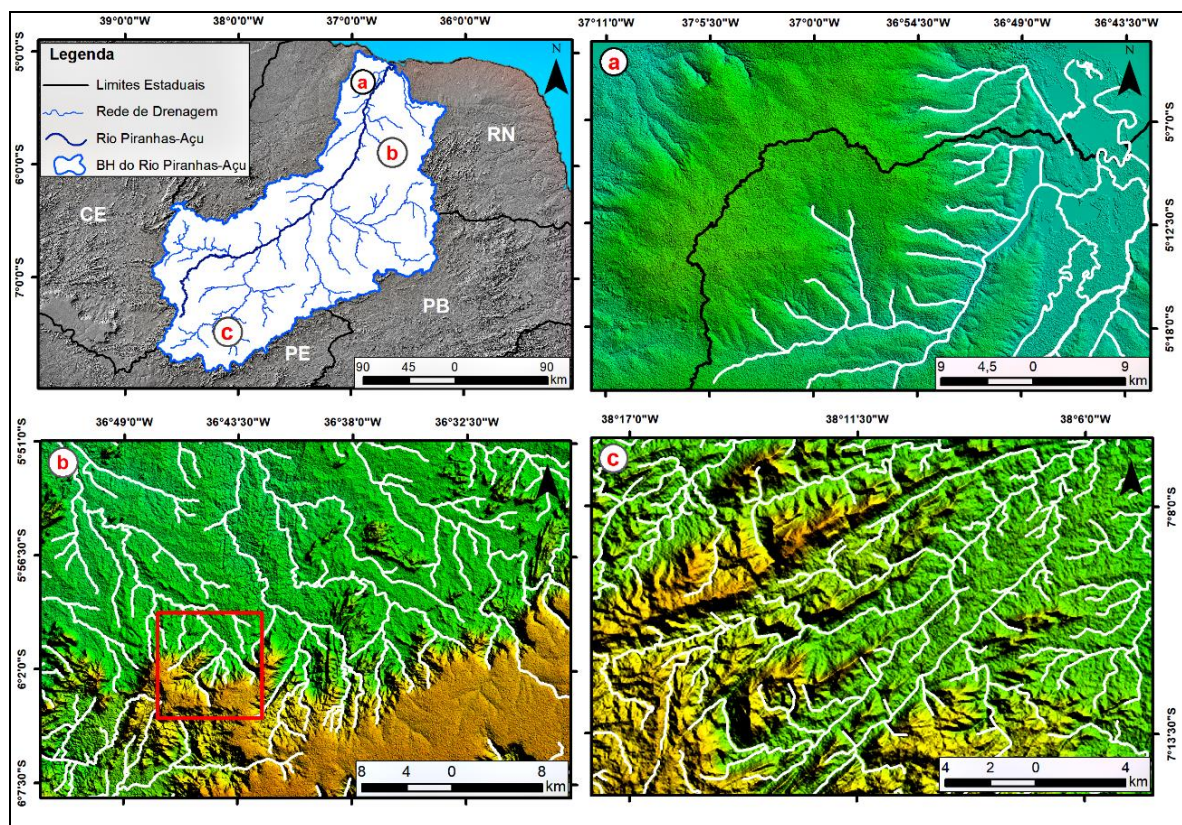
O padrão treliça (Figura 7c) apresenta predomínio de cursos d'água dispostos nas direções NE-SW e E-W, sendo restrita sua ocorrência na superfície dissecada em cristas residuais, associada, principalmente ao Lineamento de Patos (LP) de direção E-W, o que permite relacionar sua ocorrência com a direção predominante das estruturas deformacionais de caráter dúcteis de idade brasileira, reativadas no Cretáceo e no Cenozoico (MAIA; BEZERRA, 2014a).

O padrão radial centrífugo (Figura 7a) ocorre, localmente, no flanco oriental da Serra do Mel (baixo curso), no sentido do fundo do vale do rio Piranhas-Açu de direção NE-SW. Esses cursos de água, de 1ª e 2ª ordem, são responsáveis pela formação de uma rede de ravinamentos paralelos de direção NW-SE (MAIA; BEZERRA, 2012), correlacionáveis, assim, ao Sistema de Falhas de Afonso Bezerra (SFAB) de direção NW-SE (MOURA-LIMA et al., 2010).

A drenagem do tipo paralela, padrão mais retilíneo (HOWARD, 1967), sugerindo controle estrutural, pode ser observada no setor NE-E do baixo curso do rio Piranhas-Açu, nas Chapadas Potiguaras (MEDEIROS, 2018), cujos topos são constituídos por arenitos silicificados da Formação Barreiras, dissecadas por cursos fluviais, a exemplo dos riachos Oiticica e Gangorra, com direções NW-SE, associadas ao SFAB. Esse padrão também pode de ser verificado na vertente oriental do Maciço de João do Vale/RN, onde os principais cursos d'água apresentam um encaixe perfeito nas estruturas de deformação rúpteis de direção NW-SE.

Destaca-se, também, na vertente setentrional do Maciço de Santana/RN, o padrão paralelo a retangular (Figura 7b), com as direções NW-SE, como principal, e NE-SW secundária, podendo ser observado, em trechos de muitos canais, um forte paralelismo de direção NE-SW. Esse padrão de drenagem é caracterizado por trechos retilíneos e curvas abruptas em ângulo reto, tanto na corrente principal quanto em seus tributários (HOWARD, 1967) (Figura 7b).

Figura 7 - Padrões de drenagem da BHRPA, onde: (a) indica o padrão radial centrífugo, (b) paralelo a retangular e (c) padrão treliça.



Fonte - elaborada pelos autores (2023), a partir de edição de imagem NASADEM HGT (NASA, 2000).

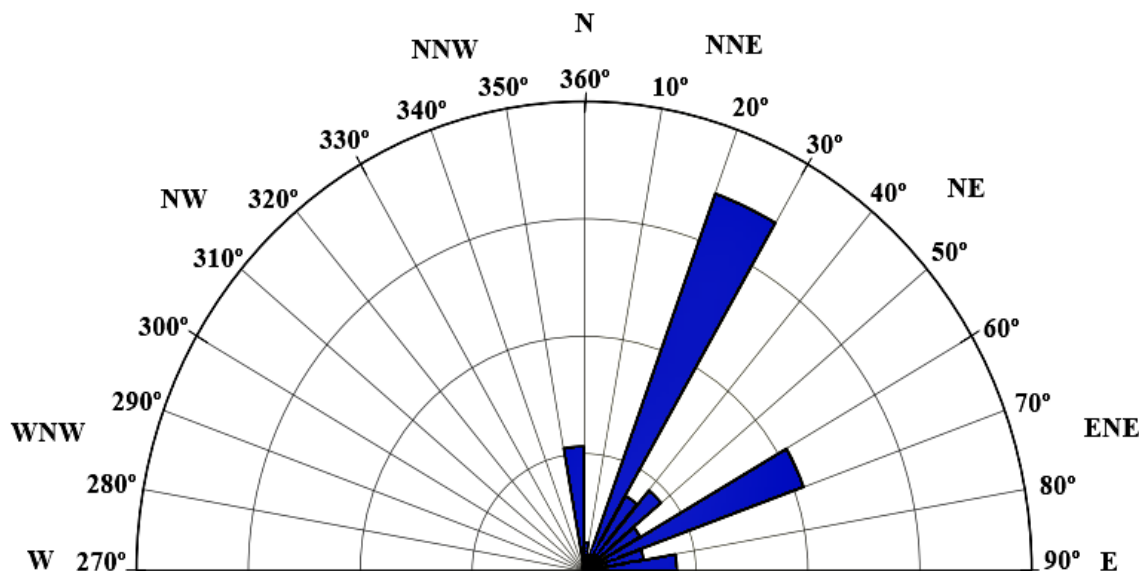
A variação de padrões de drenagem reforça a importância de considerar, mesmo reconhecendo a influência do clima e do substrato geológico nos padrões de drenagem, o controle estrutural no desenvolvimento e na configuração da rede de drenagem, muitas vezes representado por anomalias (HOWARD, 1967; SUMMERFIELD, 1991).

### **Relação da drenagem com os lineamentos estruturais**

No Nordeste brasileiro, grandes lineamentos tectônicos de direção NE-SW e E-W, herdados da Orogênese Brasiliana, são amplamente reconhecidos (BRITO NEVES, 1999; BRITO NEVES; SANTOS; VAN SCHMUS, 2000). Essas zonas de deformação, reativadas de forma rúptil no Cretáceo, originaram *trends* de falhamentos também de direção NE-SW e E-W (CASTRO et al., 2012), que controlam o traçado dos cursos fluviais, predominantemente meândricos, mas intercalados por trechos retilíneos, onde os direcionamentos do escoamento superficial se expressam como lineamentos topográficos negativos de direção preponderante NE-SW (BEZERRA et al., 2001; MAIA; BEZERRA, 2014b), conferindo a estes um nítido controle estrutural.

Na BHRPA, a disposição do canal do rio Piranhas-Açu assume as seguintes orientações: NNE-WSW (37,98%), ENE-SSW (31,79%), NE-SW (18,93%), NNW-SSE (11,13%) e NNW-SSE (0,16%) (Figura 8), apresentando uma importante relação com os padrões de lineamentos estrutural da porção setentrional da Província Borborema, de direção predominante NE-SW e E-W (BEZERRA; VITAFINZI, 2000).

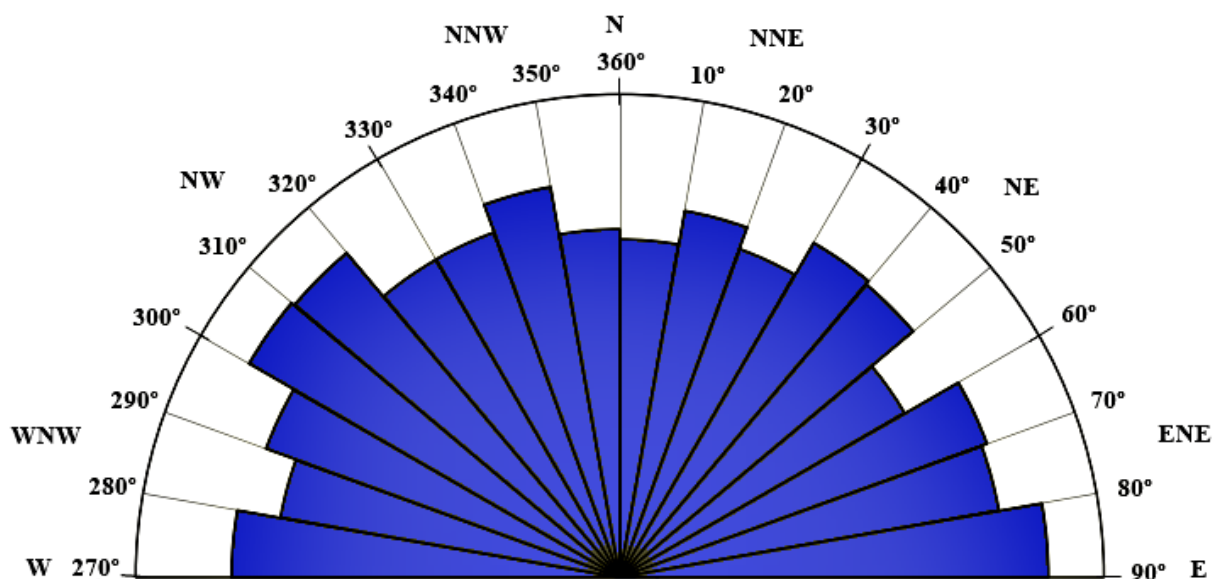
Figura 8 - Diagrama de rosetas mostrando as orientações preferenciais do canal do rio Piranhas-Açu.



Fonte - elaborada pelos autores (2023).

No entanto, os lineamentos de drenagem da BHRPA apresentam, em maior proporção, direções WNW-ESE (17,88%), NW-SE (17,75%) e NNW-SSE (16,15%), divergindo da tendência preferencial das estruturas de deformação dúcteis e rúpteis do DRGN e DZT da PB (OSAKO et al., 2011). Essas direções de drenagem ocorrem em função do grande percentual de canais de 1ª, 2ª e 3ª ordem (98,77%), nos setores sem controle estrutural evidente, representadas pelo padrão dendrítico (Figura 9).

Figura 9 - Diagrama de rosetas mostrando as orientações preferenciais dos lineamentos de drenagem da BHRPA.



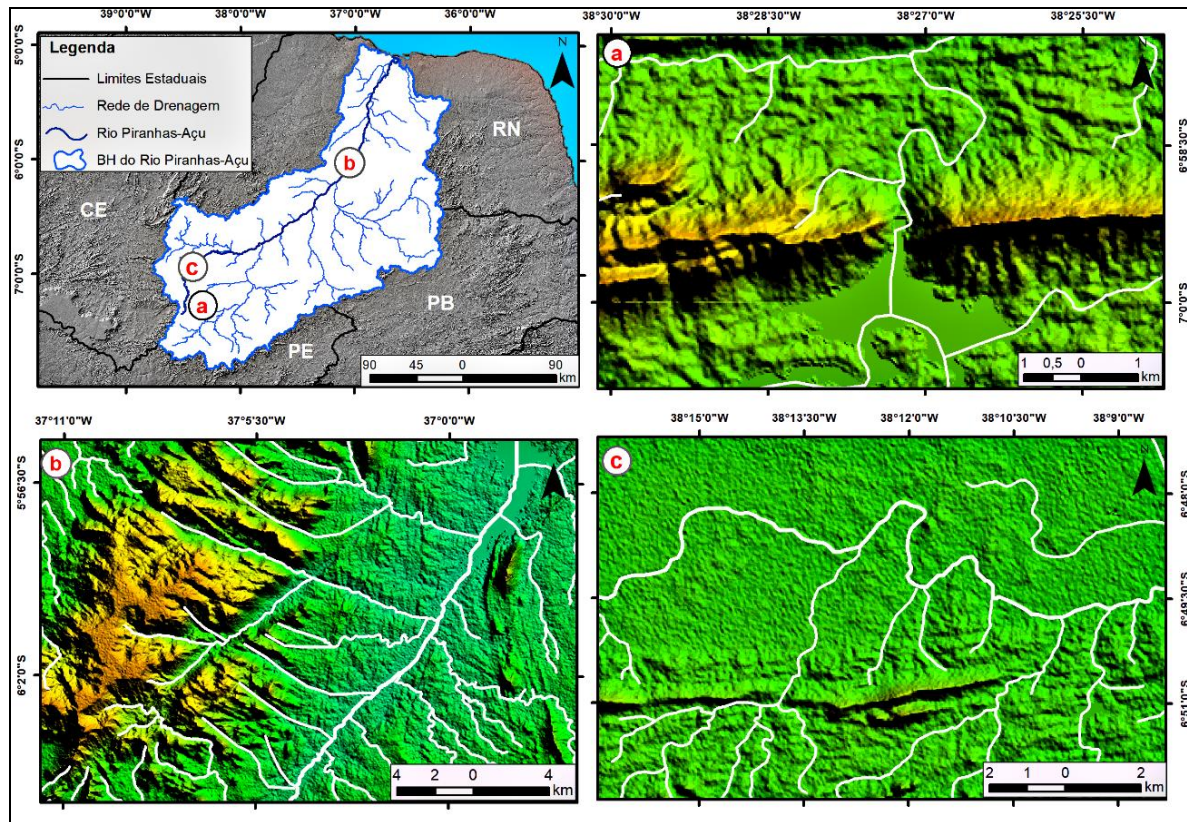
Fonte - elaborada pelos autores (2023).

Nos setores onde a dissecação do relevo passa a ocorrer segundo a trama estrutural, prevalecem as direções ENE-WSW (16,97%), NE-SW (15,81%) e NNE-SSW (15,44%), conferindo, assim, uma significativa compatibilidade com as principais zonas de cisalhamento da BHRPA, de direção predominante NE-SW e E-W (BEZERRA; VITA-FINZI, 2000). Essas direções da drenagem ocorrem por toda área da bacia, mas com destaque para o vale do rio Piranhas-Açu (baixo curso), disposto na direção NE-SW, indicando, assim, a participação do fator tectônico, relacionado ao Sistema de Falhas de Carnaubais de direção NE-SW (MOURA-LIMA et al., 2010), como controlador dos processos de erosão linear e, conseqüentemente, de agradação fluvial.

A reativação de falhas da fase rifte (e.g. falhas de Carnaubais e Afonso Bezerra) é responsável pela formação de altos e baixos topográficos da Bacia Sedimentar Potiguar, influenciando assim na configuração da rede de drenagem (MAIA; BEZERRA, 2014a).

No setor da BHRPA associado ao LP, correspondente ao DZT, o recuo das vertentes do Maciço da Borborema relacionado ao processo de flexura marginal (PEULVAST; VANNEY, 2002) a partir do Campaniano (CLAUDINO SALES; PEULVAST, 2007) proporcionou o rebaixamento do nível de base regional, induzindo uma maior ação dos processos denudacionais. A dinâmica envolvendo esses processos evidenciou uma sequência de cristas residuais de direção E-W que confinam a drenagem de 1ª e 2ª ordem, exercendo uma importante influência na dissecação, enquanto os canais de 3ª, 4ª e 5ª ordem se superimpõem às morfoestruturas (Figura 10a) em determinados trechos, constituindo *gaps* epigênicas e proporcionando uma dissecação fluvial orientada na direção N-S, e em outros setores da bacia na direção E-W, como, por exemplo, a *gap* do rio Carnaúba, no município de Carnaúbas do Dantas/RN.

Figura 10 - Exemplos de anomalias de drenagem no alto e médio curso da BHRPA, onde (a) indica processo de superimposição e mudança abrupta no curso do rio, (b) segmentos retilíneos e (c) detalhe de feição em forma de cotovelo fechado.



Fonte - elaborada pelos autores (2023), a partir de edição de imagem NASADEM HGT (NASA, 2000).

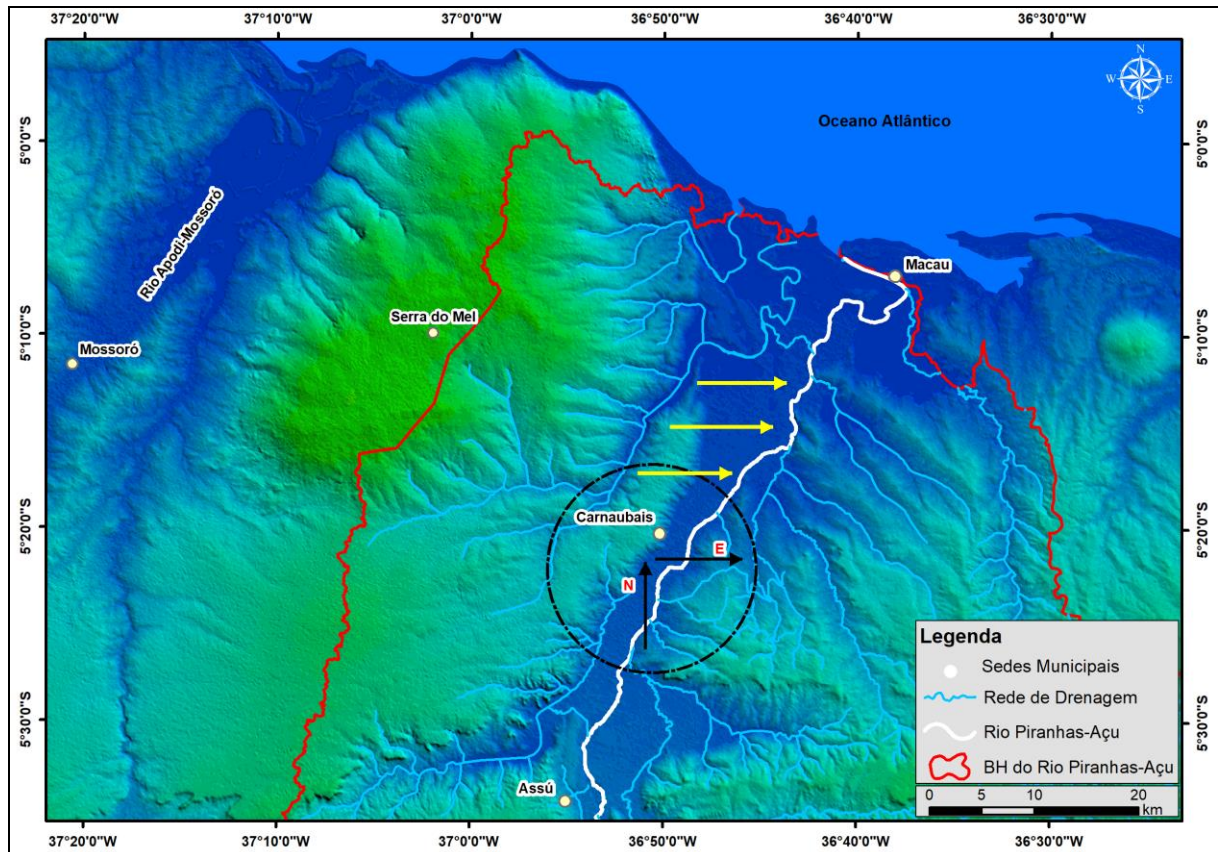
A caracterização da rede de drenagem da BHRPA também revelou a presença de anomalias locais, sugestivas de controle litoestrutural. Destacam-se trechos retilíneos do rio Piranhas-Açu, na superfície erosiva rebaixada, no município de Jucurutu (médio curso) (Figura 10b), além de curvas anômalas (cotovelos de drenagem - “*cluses*”) (Figura 10c), frequentemente, observadas nos tributários de 1ª e 2ª ordem, confinados entre as cristas residuais, principalmente no alto e no médio curso. Além disso, observam-se mudanças na morfologia da drenagem, no baixo curso, controladas por um interflúvio dômico com eixo de direção NE-SW (Serra do Mel), que representa uma feição de inversão de relevo, na seção pós *rift* (Formação Jandaíra) (MAIA; BEZERRA, 2014a), a qual foi responsável pela migração do canal do rio Piranhas-Açu para leste.

Segmentos retilíneos de drenagem também foram identificados, tanto no alto quanto no médio e no baixo cursos da bacia, principalmente na vertente oriental do Maciço de João do Vale/RN. Aqui, a rede de drenagem é condicionada por estruturas de deformação rúpteis (falhas e fraturas) (Figura 10b) existentes nos granitos da Suíte Intrusiva Itaporanga que compõem o maciço. São exemplos o riacho dos Cavalos, de direção NE-SW, e o riacho Riachão, de direção NW-SE, dentre outros, formando vales encaixados. A rede de drenagem do Maciço de Santana/RN (médio curso), principalmente, na vertente setentrional, também utiliza estruturas de deformação rúpteis, formando trechos retilíneos que refletem o encaixe dos cursos d'água em zonas de fraqueza estrutural, possivelmente associadas a SFAB.

Um claro exemplo de mudança no curso de drenagem, denotando a atuação do controle estrutural, ao longo do cenozoico (MOURA-LIMA et al., 2010), no baixo curso da BHRPA, é a forte inflexão N-S e E-W do rio Piranhas-Açu, cuja direção é predominante NE-SW, na porção a meridional do município de Carnaubais/RN (Figura 11). Nesse setor da BHRPA, os depósitos fluviais da Formação Barreiras e

os depósitos aluviais antigos estão orientados segundo a direção NW, correlacionáveis assim ao sistema de falhas de Afonso Bezerra. Moura-Lima et al. (2011) afirmam que a rede de drenagem atual também é fortemente influenciada por esse sistema de falhas e, secundariamente, ao sistema de falhas de Carnaubais.

Figura 11 - Inflexões de drenagem do canal principal do rio Piranhas-Açu, no baixo curso da BHRPA. As setas escuras indicam a orientação das inflexões e as amarelas a migração do canal do Piranhas-Açu, de oeste para leste.



Fonte - elaborada pelos autores (2023), a partir de edição de imagem NASADEM HGT (NASA, 2000).

Os terraços aluviais do rio Piranhas-Açu são exemplos de registros da deformação neotectônica (FONSECA, 1996). Esses terraços, mais expressivos a oeste do rio, demonstram um nítido escalonamento, denotado por uma evolução faciológica, espacial e temporal de W para E, onde as fácies mais grossas vão sendo substituídas pelas fácies mais finas, evidenciando a migração do canal do Piranhas-Açu, no sentido leste (Figura 12). Assim, provavelmente, a tectônica atuante na região contribuiu para a avulsão do rio Piranhas-Açu e evolução dos terraços aluviais (MOURA-LIMA et al., 2010).

A disposição espacial dos terraços abandonados no baixo curso da BHRPA associados à forma do canal sugere que a migração do canal do rio Piranhas-Açu foi diretamente influenciada pelo soerguimento e formação de um antiforme dômico (Serra do Mel) com eixo de direção NE-SW na parte central da Bacia Potiguar (Figura 11), uma vez que os depósitos antigos desse canal situam-se, preferencialmente, em sentido contrário à direção de migração atual (MAIA, 2021). O soerguimento da área elevou os aluviões antigos para cotas sucessivamente mais altas à medida que se afasta da área da planície de inundação sazonal do rio. Além disso, diversos cotovelos de drenagem interrompem o paralelismo NE-SW do canal principal, formando pequenos segmentos de direção E-W, NW-SE e N-S, constituindo importantes evidências de reativações quaternárias dos sistemas de falhas de Afonso Bezerra e Carnaubais.

O processo de avulsão consiste no abandono parcial ou total do curso principal do rio (SLINGERLAND; SMITH, 2004; ASSINE et al., 2005; HAYAKAWA, 2011). Esse processo pode ser motivado por fatores intrínsecos ao ambiente deposicional, como, por exemplo, a rápida aluviação do canal ou agradação na planície de inundação, embora seja frequente como reflexo de variações climáticas e, em especial de fatores tectônicos (HAYAKAWA; ROSSETTI, 2012), como o processo de avulsão verificado no baixo curso do rio Piranhas-Açu. No baixo curso do rio Piranhas-Açu, a reativação do sistema de falhas do *rift* Potiguar, no Cenozoico (MAIA; BEZERRA, 2012), foi responsável pela estruturação de altos e baixos topográficos na Bacia Potiguar, influenciando, assim a configuração do sistema de drenagem. Nesse setor da bacia, a topografia está fortemente relacionada ao sistema de falha de Afonso Bezerra. Em geral, as falhas são marcadas por baixos topográficos de direção NE-SW, correspondendo geralmente aos vales de drenagens (MOURA-LIMA et al., 2010).

As características dos cursos fluviais da BHRPA denotam uma adaptação às estruturas de deformação rúpteis e dúcteis pré-existentes (e.g. falhas, fraturas e zonas de cisalhamento), tanto no embasamento cristalino pré-cambriano quanto na área das bacias sedimentares cretáceas, e as feições geomorfológicas, a exemplo de vales incisos e alinhamentos de cristas residuais, no alto curso, assim como das Chapadas Potiguares, no baixo curso.

## CONSIDERAÇÕES FINAIS

A principal contribuição dessa pesquisa é a incorporação do papel exercido pelas estruturas de deformação dúcteis e rúpteis existentes tanto no embasamento cristalino pré-cambriano quanto nas bacias sedimentares cretáceas no condicionamento da rede de drenagem da BHRPA, assim como analisar o papel da heterogeneidade litológica e geomorfológica, que inclui maciços e cristas residuais e vales incisos orientados segundo a direção dos *trends* estruturais do DRGN e DZT, e do Sistema de Falhas Afonso Bezerra e Carnaubais.

Em termos gerais, o controle estrutural da rede de drenagem é evidenciado pela disposição do canal principal do rio Piranhas-Açu, que drena seu deflúvio sobre influência dos padrões de lineamentos estruturais da porção setentrional da Província Borborema de direção preferencial NE-SW.

A geometria da rede de drenagem sugere deformações tectônicas tanto de natureza dúctil como rúptil em toda a BHRPA. Acredita-se que a reativação do Sistema de Falhas Afonso Bezerra e Carnaubais, decorrente de esforços compressivos pós-rifte, e o magmatismo intraplaca de natureza basáltica (e.g. Rio Ceará-Mirim, Serra do Cuó, Macau), sejam responsáveis pela ocorrência de anomalias de drenagem, observadas, principalmente, no médio e no baixo cursos do rio Piranhas-Açu, assim como em seus afluentes.

Assim, mesmo reconhecendo a influência do clima, da heterogeneidade litológica e das características da topografia do substrato nos padrões de drenagem, o controle estrutural e tectônico no desenvolvimento e na configuração do sistema fluvial da BHRPA materializa-se pela existência de padrões como o subdendrítico, paralelo, paralelo a retangular e treliça, além anomalias de drenagem, como, por exemplo, segmentos retilíneos, inflexões ortogonais em forma de 'cotovelos', os quais proporcionam mudanças bruscas da direção da drenagem, além de processos de avulsão e superimposição de drenagem.

## REFERENCIAL

ABDULLAH, A.; AKARIN, J. M.; ABDULLAH, I. A comparison of Landsat TM and SPOT data for lineament mapping in Hulu Lepar Area, Pahang, Malaysia. **European Journal of Scientific Research**, v. 34, n. 3, p. 406-415, 2009.

ALMEIDA, N. M.; VITAL, H.; GOMES, M. P. Morphology of submarine canyons along the continental margin of the Potiguar Basin, NE Brazil. **Marine and Petroleum Geology**, v. 68, p. 307-324, 2015. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2015.08.035>

ANGELIM, L. A. A. **Geologia e recursos minerais do Estado do Rio Grande do Norte**. Escala 1:500.000. Recife: SGB, 2007. 119 p.

ANGELIM, L. A. A.; VASCONCELOS, A. M.; GOMES, I. P.; SANTOS, E. J. Geotectônica do Escudo Atlântico: Província Borborema. In: BIZZI, L. A.; SCHOBENHAUS, C.; VIDOTTI, R. M.; GONÇALVES, J. H. (Eds.). **Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil**: textos, mapas & SIG. Brasília: SBG/CPRM, 2003. p. 264-281.

ASSINE, M. L.; PADOVANI, C. R.; ZACHARIAS, A. A.; ANGULO, R. J.; SOUZA, M. C. Compartimentação geomorfológica, processo de avulsão fluvial e mudanças de curso do rio Taquari, Pantanal Mato-Grossense. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 6, n. 1, p. 97-108, 2005. <https://doi.org/10.20502/rbg.v6i1.43>

BARBOSA, M. E. F.; BOSKI, T.; BEZERRA, F. H. R.; LIMA-FILHO, F. P.; GOMES, M. P.; PEREIRA, L. C.; MAIA, R. P. Late Quaternary infilling of the Assu River embayments and related sea level changes in NE Brazil. **Marine Geology**, v. 405, p. 23-37, 2018. DOI. 10.1016/j.margeo.2018.07.014. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2018.07.014>

BELARMINO, Y. S.; BASTOS, F. H. Análise morfoestrutural e aplicação do índice declividade extensão (RDE) na bacia hidrográfica do rio Ubatuba, divisa CE/PI, nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 22, n. 2, p. 441-462, 2021. DOI. 10.20502/rbg.v22i2.1974. <https://doi.org/10.20502/rbg.v22i2.1974>

BELTRAME, A. V. **Diagnóstico do meio ambiente físico de bacias hidrográficas**: modelo e aplicação. Florianópolis: Ed. da UFSC, 1994. 112 p.

BÉTARD F.; PEULVAST, J-P; CLAUDINO SALES, V. Laterite preservation and soil distribution in the Araripe-Campos Sales área, Northeastern Brazil: consequences of uplift, erosion and climatic change. In: CONFERENCE INTERNATIONAL ON GEOMORPHOLOGY, 6., 2005, Zaragoza. **Anais...**, Zaragoza, Abstracts, 2005, p. 69.

BEZERRA, F. H. R.; AMARO, V. E.; VITAFINZI, C.; SAADI, A. Pliocene-Quaternary fault control of sedimentation and coastal plain morphology in NE Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 61-75, 2001. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(01\)00009-8](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(01)00009-8)

BEZERRA, F. H. R.; VITA-FINZI, C. How active is a passive margin? Paleoseismicity in Northeastern Brazil. **Geology**, v. 28, n. 7, p. 591-594, 2000. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2000\)028<0591:HAIAPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2000)028<0591:HAIAPM>2.3.CO;2)

BISHOP, P. Drainage rearrangement by river capture, beheading and diversion. **Progress in Physical Geography**, v. 19, n. 4, p. 449-473, 1995. <https://doi.org/10.1177/030913339501900402>

BRASIL. Agência Nacional de Águas. **Plano de recursos hídricos da bacia hidrográfica do rio Piancó-Piranhas-Açu**. Brasília: ANA, 2016. 160 p.

BRICALLI, L. L. Procedimentos metodológicos e técnicas em geomorfologia tectônica. **Espaço Aberto**, v. 6, n. 1, p. 75-110, 2016. <https://doi.org/10.36403/espacoaberto.2016.5239>

BRITO NEVES, B. B. América do Sul: quatro fusões, quatro fissões e o processo acrescionário andino. **Revista Brasileira de Geociências**, v. 29, n. 3, p. 379-392, 1999. <https://doi.org/10.25249/0375-7536.199929379392>

BRITO NEVES, B. B.; SANTOS, E. J.; VAN SCHMUS, W. R. Tectonic history of the Borborema Province, Northeastern Brazil. In: CORDANI, G. U.; MILANI, E. J.; THOMAZ FILHO, A.; CAMPOS, D. A. (Eds.). INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 31., 2000, Rio de Janeiro. **Tectonic evolution of South America...** Rio de Janeiro: SBS, 2000. p. 151-182.

BÜDEL, J. **Climatic geomorphologie**. Tradução de L. Fischer e D. Busche. New Jersey: Princenton University Press, 1982. 443 p.

CÂMARA, G.; CARVALHO, M. S. Análise de eventos pontuais. In: DRUCK, S.; CARVALHO, M. S.; CÂMARA, G.; MONTEIRO, A. V. M. **Análise espacial de dados geográficos**, Brasília: EMBRAPA, 2004.

CASTRO, D. L.; BEZERRA, F. H. R.; SOUSA, M. O. L.; FUCK, R. A. 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**, n. 54, p. 29-42, 2012. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2011.09.002>

CHRISTOFOLLETTI, A. **Geomorfologia**. São Paulo: Edgard Bulcher, 1980. 188 p.



CLAUDINO-SALES, V.; PEULVAST, J-P. Evolução morfoestrutural do relevo da margem continental do Estado do Ceará, Nordeste do Brasil. **Caminhos de Geografia**, v. 7, n. 2, p. 7-21, 2007.

<https://doi.org/10.14393/RCG82015469>

CONCEIÇÃO, R. A. C.; SILVA, A. Q. Extração automática de lineamentos utilizando imagens SRTM, Landsat ETM+ e ALOS PALSAR na região de Nobres, MT. In: SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16., 2013, Foz do Iguaçu. **Anais...** São José dos Campos: INPE, 2013, p. 3688-3695.

CORDEIRO, A. M. N.; BASTOS, F. H.; MAIA, R. P. Formações concrecionárias e aspectos genéticos e evolutivos do Maciço do Quincuncá, Província Borborema, Nordeste do Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 19, n. 2, p. 359-372, 2018. <https://doi.org/10.20502/rbg.v19i2.1330>

COSTA, L. R. F.; MAIA, R. P.; BARRETO, L. L.; CLAUDINO SALES, V. C. Geomorfologia do Nordeste setentrional brasileiro: uma proposta de classificação. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 21, n. 1, p. 185-208, 2020. <https://doi.org/10.20502/rbg.v21i1.1447>

COUTO, E. V.; MANIERI, D. D.; MANOSSO, F. C.; FORTES, E. Correlação morfoestrutural da rede de drenagem e lineamentos da borda planáltica, Faxinal, Paraná. **Geociências**, v. 30, n. 3, p. 315-326, 2011.

CREMONINI, O. A.; KARNER, G. D. Soerguimento termal e erosão na Bacia Potiguar submersa e seu relacionamento com a evolução da margem equatorial brasileira. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 16., Recife. **Boletim...** Recife: SBG/NE, v. 14, p. 181-184, 1995.

DANTAS, E. P.; MEDEIROS, V. C.; CAVALCANTE, R. **Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte**. Escala 1:500.000. Programa Geologia, Mineração e Transformação Mineral. Recife: SGB/CPRM, 2021.

FERREIRA, J. M.; OLIVEIRA, R. T.; TAKEYA, M. K.; ASSUMPÇÃO, M. Superposition of local and regional stresses in northeast Brazil: evidence from local mechanisms around the Potiguar marginal basin. **Geophysics**, v. 134 n. 2, p. 341-335, 1998. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246x.1998.00563.x>

FONSECA, V. P. **Estudos morfo-neotectônicos na área do baixo curso do rio Açu (Açu-Macau), RN**. 130f. Dissertação (Mestrado em Geologia) - Universidade Federal de Minas Gerais, Belo Horizonte, 1996.

GOMES, M. P.; VITAL, H.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L.; MACEDO, J. W. P. The interplay between structural inheritance and morphology in the Equatorial Continental Shelf of Brazil. **Marine Geology**, v. 355, p. 150-161, 2014. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2014.06.002>

GROHMANN, C. H.; CAMPANHA, G. A. C.; SOARES JUNIOR, A. V. OpenStereo: um programa Livre e multiplataforma para análise de dados estruturais. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 12.; INTERNATIONAL SYMPOSIUM ON TECTONICS, 7., 2011, Campinas. **Anais...** Campinas: [s.n.], 2011. p. 24-26.

HARRIS, S. E.; MIX, A. C. Climate and tectonic influences on continental erosion of tropical South America, 0-13 Ma. **Geology**, v. 30, p. 447-450, 2002. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2002\)030<0447:CATIOC>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2002)030<0447:CATIOC>2.0.CO;2)

HAYAKAWA, E. H. **Paleogeofomas e sistemas de drenagem da bacia do Baixo rio Madeira, AM**: interpretação de dados de sensoriamento remoto. 191f. Tese (Doutorado em Sensoriamento Remoto) - Instituto Nacional de Pesquisas Espaciais, São José dos Campos, 2011.

HAYAKAWA, E. H.; ROSSETTI, D. F. Caracterização da rede de drenagem da bacia do médio e baixo curso rio Madeira. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 13, n. 4, p. 401-418, 2012. <https://doi.org/10.20502/rbg.v13i4.292>

HORTON, R. E. Erosional development of streams and their drainage basins – Hydrophysical approach to quantitative morphology. **Bulletin of the Geological of America**, v. 56, p. 275-370, 1945. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1945\)56\[275:EDOSAT\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1945)56[275:EDOSAT]2.0.CO;2)

HOWARD, A. D. Drainage analysis in geologic interpretation: a summation. **Bulletin American Association of Petroleum Geologist**, v. 51, n. 11, p. 2246-2259, 1967. <https://doi.org/10.1306/5D25C26D-16C1-11D7-8645000102C1865D>

- JORDAN, G.; SCHOTT, B. Application of wavelet analysis to the study of spatial pattern of morphotectonic lineaments in digital terrain models. A case of study. **Remote Sensing of Environment**, v. 94, n. 1, p. 31-38, 2005. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2004.08.013>
- MAIA, R. P. Geomorfologia do vale do rio Apodi-Mossoró. In: CARVALHO, R. G. (Org.). **Rio Apodi-Mossoró: meio ambiente e planejamento**. Mossoró: EDUERN, 2021. p. 11-36.
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Neotectônica, geomorfologia e sistemas fluviais: uma análise preliminar do contexto nordestino. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 12, n. 3, p. 37-46, 2011. <https://doi.org/10.20502/rbg.v12i0.257>
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Geomorfologia e neotectônica da bacia hidrográfica do rio Apodi-Mossoró-NE/Brasil. **Mercator**, v. 11, n. 24, p. 209-228, 2012. <https://doi.org/10.4215/RM2012.1124.0013>
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. Condicionamento estrutural do relevo no nordeste setentrional brasileiro. **Mercator**, v. 13, n. 1, p. 127-141, 2014a. <https://doi.org/10.4215/RM2014.1301.0010>
- MAIA, R. P.; BEZERRA, F. H. R. **Tópicos de geomorfologia estrutural: Nordeste brasileiro**. Fortaleza: Edições UFC, 2014b. 124 p.
- MATOS, R. M. D. The Northeast Brazilian rift system. **Tectonics**, v. 11, n. 4, p. 766-791, 1992. <https://doi.org/10.1029/91TC03092>
- MEDEIROS, M. D. **Eventos hidroclimáticos extremos e vulnerabilidade socioambiental a inundações no baixo-Açu-RN**. 209f. Tese (Doutorado em Geografia) - Programa de Pós-Graduação em Geografia, Universidade Federal do Ceará, Fortaleza, 2018.
- MILLER, K. G.; BROWNING, J. V.; SCHMELZ, W. J.; KOPP, R. E.; MOUNTAIN, G. S.; WRIGHT, J. D. Cenozoic sea-level and cryospheric evolution from deep-sea geochemical and continental margin records. **Science Advances**, v. 6, n. 20, 2020. <https://doi.org/10.1126/sciadv.aaz1346>
- MORAIS NETO, J. M.; HEGARTY, K.; KARNER, G. D. Abordagem preliminar sobre paleotemperatura e evolução do relevo da bacia do Araripe, Nordeste do Brasil, a partir da análise de traços de fissão em apatita. **Boletim de Geociências da Petrobrás**, v. 14, n. 1, p. 113-119, 2005.
- 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 cenozoicas na porção central da Bacia Potiguar. **Geologia USP**, v. 10, n. 1, p. 15-28, 2010. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X2010000100002>
- MOURA-LIMA, E. N.; SOUSA, M. O. L.; BEZERRA, F. H. R.; CASTRO, D. L.; DAMASCENA, R. V. C.; VIEIRA, M. M.; LEGRAND, J. M. Reativação cenozoica do sistema de falhas Afonso Bezerra, Bacia Potiguar. **Geociências**, UNESP, v. 30, n. 1, p. 77-93, 2011.
- MOURA, E. M. M.; RIGHETTO, A. M.; LIMA, R. R. M. Avaliação da disponibilidade hídrica e da demanda hídrica no trecho do rio Piranhas-Açu entre os açudes Coremas-Mãe D'água e Armando Ribeiro Gonçalves. **Revista Brasileira de Recursos Hídricos**, v. 16, n. 4, p. 07-19, 2011. <https://doi.org/10.21168/rbrh.v16n4.p7-19>
- NASA - National Aeronautics and Space Administration. Earthdata Search. **New Digital Elevation Model of Shuttle Radar Topography Mission – NASADEM**. 2000. Disponível em: [search.earthdata.nasa.gov/search?q=nasadem](https://search.earthdata.nasa.gov/search?q=nasadem). Acesso em: 12 abr. 2022.
- OLIVEIRA, S. F.; CUNHA, A. L. C. **Geologia e recursos minerais da Folha Santa Cruz, SB.24-Z-B: estados do Rio Grande do Norte e Paraíba**. Recife: CPRM, 2018. 167 p.
- OSAKO, L. S.; CASTRO, D. L.; FUCK, R. A.; CASTRO, N. A.; PITOMBEIRA, J. P. A. Contribuição de uma seção gravimétrica transversal ao estudo da estruturação litosférica na porção setentrional da província Borborema. **Revista Brasileira de Geofísica**, Rio de Janeiro, v. 29, n. 2, p. 309-329, 2011. <https://doi.org/10.1590/S0102-261X2011000200008>
- PESSOA NETO, O. C.; SOARES, U. M.; SILVA, J. G. F.; ROESNER, E. H.; FLORÊNCIO, C. P.; SOUZA, C. A. V. Bacia Potiguar. **Boletim de Geociência da Petrobrás**, v. 15, n. 2, p. 357-369, 2007.
- PEULVAST, J-P; BÉTARD, F. A history of basin inversion, scarp retreat and shallow denudation: the Araripe basin as a Keystone for understanding long-term landscape evolution in NE Brazil. **Geomorphology**, v. 233, p. 20-40, 2015. DOI> 10.1016/j.geomorph.2014.10.009. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2014.10.009>

PEULVAST, J-P.; CLAUDINO SALES, V. Stepped surfaces and palaeolandforms in the northern Brazilian <<Nordeste>>: constraints on models of morphotectonic evolution. **Geomorphology**, v. 62, p. 89-122, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2004.02.006>

PEULVAST, J-P.; VANNEY, J-R. **Géomorphologie structural: terre, corps plane taires solides**. Tome 2: Relief et géodynamiques. Paris, Gordon and Breach Science Publishers, et Orléans, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, 2002. 524 p.

QUEIROZ, G. L.; SALAMUNI, E.; NASCIMENTO, E. R. *AzimuthFinder*: ferramenta para a extração de dados e apoio na análise estrutural. **Geologia USP**, v. 14, n. 1, p. 69-80, 2014. <https://doi.org/10.5327/Z1519-874X201400010005>

SANTOS, E. J.; BRITO NEVES, B. B. Província Borborema. In: ALMEIDA, F. F. M.; HASUI, Y. (Coord.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. Edgard Blücher Ltda, 1984. p. 123-160.

SANTOS, F. G.; PINÉO, T. R. G.; MEDEIROS, V. C.; SANTANA, J. S.; MORAIS, D. M. F.; VAL E, J. A. R.; WANDERLEY, A. A. **Mapa Geológico da Província Borborema**. Projeto Geologia e Potencial Mineral da Província Borborema. Escala 1:1.000.000. Recife: SGB/CPRM, 2021.

SCHUMM, S. A.; DUMONT, J. F.; HOLBROOK, J. M. **Active tectonics and alluvial rivers**. Cambridge: Cambridge University Press, 2002. 292 p.

SILVA, M. B.; MAIA, R. P. Caracterização morfoestrutural do alto curso da bacia hidrográfica do rio Jaguaribe, Ceará-Brasil. **Revista Brasileira de Geomorfologia**, v. 18, n. 3, p. 637-655, 2017. <https://doi.org/10.20502/rbg.v18i3.1083>

SILVA, T. M.; MONTEIRO, H. S.; CRUZ, M. A.; MOURA, J. R. S. Anomalias de drenagem e evolução da paisagem no médio vale do rio Paraíba do Sul (RJ/SP). **Anuário do Instituto de Geociências**, v. 29, n. 2, p. 210-224, 2006. [https://doi.org/10.11137/2006\\_2\\_210-224](https://doi.org/10.11137/2006_2_210-224)

SIQUEIRA, R. G.; LIMA, V. C.; SOUZA, J. J. L. L. Análise quantitativa da variabilidade espacial da densidade de drenagem com o estimulador de densidade de Kernel em ambiente SIG. SIMPÓSIO BRASILEIRO DE SENSORIAMENTO REMOTO, 16., 2017, Santos. **Anais...** Santos: INPE, 2017. p. 166-173.

SLINGERLAND, R.; SMITH, N. D. River avulsions and their deposits. **Annual Review Earth Planetary Science**, v. 32, p. 257-285, 2004. DOI. 10.1146/annurev.earth.32.101802.120201. <https://doi.org/10.1146/annurev.earth.32.101802.120201>

SOARES, C. H. C. **Análise hidrodinâmica e morfodinâmica do complexo estuarino do rio Piranhas-Açu/RN, Nordeste do Brasil**. 132f. Dissertação (Mestrado em Geodinâmica e Geofísica) – Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Universidade Federal do Rio Grande do Norte, Rio Grande do Norte, 2012.

SUMMERFIELD, M. A. **Global geomorphology: an introduction to the study of landforms**. New York: John Wiley & Sons, 1991. 537 p.

TWIDALE, C. R. River patterns and their meaning. **Earth-Science Reviews**, v. 67, p. 159-218, 2004. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2004.03.001>

ZHANG, L.; GUILBERT, E. Automatic drainage pattern recognition in river Networks. **International Journal of Geographical Information Science**, v. 27, n. 12, p. 2319-2342, 2013. <https://doi.org/10.1080/13658816.2013.802794>

Recebido em: 09/02/2023

Aceito para publicação em: 06/09/2023